

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**МЕТАСОМАТИЗМ
И
РУДООБРАЗОВАНИЕ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
Научный совет по рудообразованию

553.065+553.22

МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

4204

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

В книге рассматриваются закономерности формирования метасоматитов различных типов, анализируется их временная и генетическая связь, обосновывается наличие региональной метасоматической зональности и место в ней оруденения. Особо охарактеризована вертикальная метасоматическая зональность, дана физико-химическая интерпретация условий ее возникновения. Специальное внимание уделено слабо изученным типам метасоматических пород дна Мирового океана, низкотемпературным метасоматитам пластообразных месторождений и др. Суммированы результаты экспериментального и теоретического моделирования метасоматических процессов за последние годы.

Рецензенты: С.П. КОРИКОВСКИЙ, В.И. РЕФАРСКИЙ

Редакционная коллегия

академик Д.С. КОРЖИНСКИЙ (отв. редактор)

Э.А. ЛАНДА, Б.И. ОМЕЛЬЯНЕНКО, Н.Н. ПЕРЦЕВ,

Е.В. ПЛЮЩЕВ, В.Л. РУСИНОВ

МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Утверждено к печати

Научным советом по рудообразованию при ОГГГ

Редактор Ю.Е. Баранов. Редактор издательства Т.А. Николаева
Художник Д.А. Шпаков. Художественный редактор М.В. Версоцкая
Технический редактор Л.Н. Богданова. Корректор Р.Г. Ухина

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27701

Подписано к печати 20.02.84. Т — 00264. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 22,0. Усл. кр.-отт. 22,0. Уч.-изд. л. 29,0

Тираж 900 экз. Тип. зак. 1110. Цена 4 р. 70к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП—7, Москва В—485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В—34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга содержит материалы, доложенные на V Всесоюзной конференции "Метасоматизм и рудообразование", состоявшейся в ноябре 1982 г. в Ленинграде.

В книгу вошла информация по трем основным проблемам, обсуждавшимся на конференции: 1) нетипичные, редкие и малоизученные типы метасоматитов; 2) региональная и вертикальная зональность метасоматитов; 3) экспериментальное и теоретическое моделирование метасоматических процессов.

Обсуждение первого вопроса диктуется необходимостью дальнейшего совершенствования классификации метасоматических образований. В настоящее время в ней отсутствуют некоторые типы метасоматитов, в отношении которых имеются лишь отрывочные сведения, не позволяющие охарактеризовать их формационные особенности. В книге рассмотрены данные, свидетельствующие о проявлении метасоматоза в мантии, охарактеризованы преобразования субмаринных базальтов, происходящие на дне Мирового океана, описаны уникальные явления сульфатного метасоматоза сульфидных руд в криолитозоне, происходящие в условиях отрицательных температур. Материалы книги существенно дополнили имеющиеся данные по околорудным метасоматитам стратиформных месторождений, в образовании которых относительная роль экзогенных и эндогенных процессов вызывает острые дискуссии. В настоящее время крайне ограниченные данные имеются по метасоматитам, связанным с магматическими породами основного и ультраосновного состава. Книга частично восполняет этот пробел.

Необходимость обсуждения вопросов региональной и вертикальной зональности метасоматитов определяется широким внедрением в геологическую практику методов картирования метасоматических пород. Понимание причин наблюдаемых соотношений различных типов метасоматитов в пространстве является основой успешного использования результатов картирования для целей прогноза в размещении месторождений. В книге описаны конкретные примеры соотношений метасоматитов в пространстве для отдельных рудоносных провинций.

Некоторые физико-химические условия формирования метасоматитов рассмотрены на основе экспериментального моделирования, термодинамических расчетов на ЭВМ, петрологических исследований.

Можно надеяться, что предлагаемый труд будет содействовать прогрессу в разработке учения об околорудных метасоматитах и использованию закономерностей формирования метасоматических серий при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых.

*Л.В. Соловьева, Б.М. Владимиров, В.Г. Семенова,
С.Б. Брандт, С.И. Костровицкий*

МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ И ЕГО РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Современные данные по изучению глубинных включений в кимберлитах и щелочных оливиновых базальтах свидетельствуют о том, что формированию этих расплавов в мантии предшествовали мощные процессы мантийного метасоматоза. Эти процессы обогащали мантийный субстрат типа шпинелевого или гранатового лерцолита целым рядом петрогенных и редких элементов, таких как K, Ti, Fe, Ba, Sr, Rb, Li, F, Cl, TR, U, Th, Nb, Ta, Zr, Hf и др., что приводило к интенсивной минеральной и геохимической переработке мантии перед плавлением.

Наложенная ассоциация минералов на уровне кимберлитообразования состоит, вероятно, из ильменита, флогопита, рутила, циркона, сульфидов, а также сравнительно титанистого граната и клинопироксена. В области формирования очагов щелочной оливин-базальтовой магмы, в основном в шпинелевой зоне мантии, формируется несколько иной наложенный минеральный парагенезис, в который входят амфибол паргасит-керсутитового ряда, Ti-флогопит, Al-авгит, шпинель герцинитового типа, апатит и, возможно, незначительное количество ильменита. Развитие двух названных парагенезисов в мантии вряд ли можно объяснить принадлежностью к различным этапам, вертикальным уровням одного мегаблока Земли, так как формирование кимберлитов и щелочных базальтоидов происходит в резко различных тектоно-физических обстановках.

Проблема наложенных минеральных парагенезисов в мантии очень сложна и в настоящее время широко дискутируется [6]. Она включает такие вопросы, как петрографические, минералогические и геохимические аспекты метасоматоза в верхней мантии, источник и физико-химическая природа процесса, уровни метасоматоза и многие другие; она тесно связана с геофизическими и тектоно-физическими моделями мантии. В настоящем исследовании авторы уделили главное внимание петрографо-минералогическим и геохимическим аспектам проблемы.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МЕТАСОМАТОЗА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

К надежным признакам, свидетельствующим о более позднем, наложенном характере минерала или минеральной ассоциации, относятся такие, как реакционный тип взаимоотношений между минералами, наличие минеральных остатков и продуктов реакции в зоне замещения, проявление отдельных минералов метасоматического парагенезиса или всего парагенезиса в виде неправильных выделений, обособлений по границам между зернами, в форме жил, прожилков, даек, просечек, обнаруживающих

явно секущий характер по отношению к вмещающей породе. Однако именно во включениях из кимберлитов, а также в щелочных базальтоидах находки в одном нодуле двух или трех совмещенных парагенезисов относительно редки, а их трактовка, как правило, неоднозначна. Нередко взаимоотношения в образцах включений с разновозрастными парагенезисами связываются с реакционным воздействием на включения магматического расплава кимберлита или базальта. В связи с этим, как правило, требуются дополнительные исследования изменения химизма минералов, позволяющие более точно расшифровать эволюцию образцов.

В настоящее время описано около 30 включений из щелочных базальтоидов мира, в которых совмещены два разновозрастных парагенезиса минералов [13, 15, 18, 22]. Ранний парагенезис минералов в сложных включениях представлен в щелочных базальтоидах широко распространенной (85—90%), самостоятельной группой светлых шпинелевых дунитов, гарцбургитов и лерцолитов и по наиболее распространенной разновидности пород определяется как лерцолитовая или перидотит-пироксенитовая группа включений. Не менее распространенное название этой серии — Cr-диопсидовая группа. В целом породы этой группы характеризуются средне-крупнозернистым сложением и выдержанным составом породообразующих минералов: оливином форстерит-хризолитового состава, энстатитом, изумрудно-зеленым обогащенным хромом диопсидом, зеленовато-коричневым, бурым хромпикотитом.

Наложенный парагенезис минералов во включениях сложного состава также образует в щелочных базальтоидах самостоятельную группу простых включений. Включения этого типа значительно менее распространены (10—15%) и представлены темно-серыми, темно-зелеными до черных неравномернозернистыми клинопироксенитами и верлитами, вебстеритами и реже ортопироксенитами. Они характеризуются широкими вариациями минерального состава, нередко в пределах одного включения, но достаточно определенным составом минералов: оливин близок гиалосидериту, ортопироксен содержит 30% ферросилитового минала, темно-серый до черного клинопироксен представлен Al-авгитом с высоким содержанием железа и титана, шпинель (в шлифе зеленая, угольно-серая) имеет герцинитовый состав. Наиболее принятые определения "черной" группы включений следующие: верлит-дунит-пироксенитовая, пироксенит-верлитовая [2, 3], Al-авгитовая [22]. Большинство исследователей считают, что включения лерцолитовой (Cr-диопсидовой) группы являются отторженцами твердого мантийного субстрата на уровне или выше уровня развития базальтовых очагов.

В сложных образцах, представляющих собой совмещение минеральных парагенезисов Cr-диопсидового и Al-авгитового типов, устанавливается несомненная более поздняя наложенная природа последнего [13, 15, 18, 22]. Нередко светлые шпинелевые лерцолиты как бы пропитаны пятнистыми, прожилковатыми участками черного пироксенового материала, развивающегося на стыках между зернами и резорбирующего их. В других случаях парагенезисы Cr-диопсидового типа сохранились внутри минеральной ассоциации Al-авгитового типа в виде пятнистых теневого реликтов, испытавших различную степень метасоматического преобразования.

Х. Уилшир с соавторами [22] описали включения, в которых контакт черных пироксенитов пересекает сланцеватость в зеленых Cr-диопсидовых лерцолитах, а также более редкие образцы, в которых тонкие прожилки оливиновых клинопироксенитов Al-авгитового типа пересекают сланцеватость в Cr-диопсидовом лерцолите. Названные авторы исследовали изменение состава минералов в лерцолите Cr-диопсидового типа у контакта

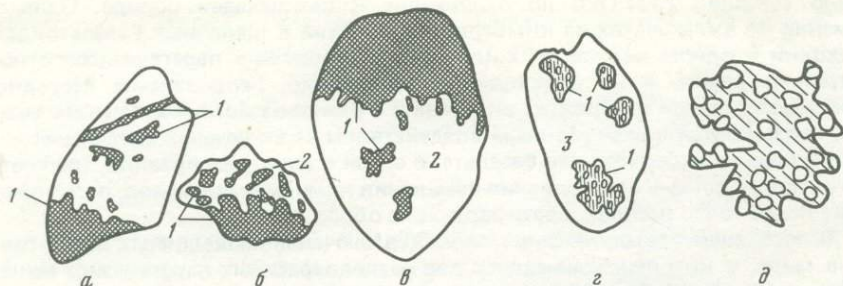


Рис. 1. Включения из щелочных базальтоидов с совмещенными парагенезисами
1 — клинопироксенит; 2 — перцолит; 3 — дунит; масштаб 1 : 2 (а-г); 1 : 1 (д)

с кромкой амфиболовой жилы. На расстоянии от 2—3 до 8 см от жилы устанавливаются совершенно закономерные вариации состава безводных минералов и амфибола. В интерстициальном амфиболе из перцолита по мере удаления от жилы возрастают количество Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Na_2O , величина $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{обш}})$ и уменьшается содержание TiO_2 , K_2O . В том же направлении отмечается увеличение магнезиальности оливина и пироксенов и увеличение Al_2O_3 в пироксенах. Для шпинели, содержание которой за счет резорбции амфиболом вблизи жилы сокращается, по мере удаления от нее отмечается возрастание содержания MgO , Al_2O_3 , уменьшение — Cr_2O_3 , FeO . Х. Уилшир и соавторы считают, что амфибол в жилах осаждается из водного флюида, богатого Fe, Ti, K и другими компонентами, а интерстициальный амфибол в перцолитах образуется вследствие реакции флюида с минералами перцолита. Сходные с описанными изменения в составе амфибола и минеральных фаз в перцолите на контакте с керсугитовой жилой обнаружили А. Бэтчер и соавторы [10].

Все эти и подобные им наблюдения заставили в последние годы отказаться от уже ставшей традиционной гипотезы кумулюсной природы включений черного А-авгитового типа, последовательно развитой в работах целого ряда исследователей.

В коллекции образцов глубинных включений, собранных авторами в щелочных базальтоидных полях Джиды (Забайкалье), Тунки (Присяянье), Слюдянки (Прибайкалье) и в районе вулканического плато Токинского Становика, найдено около 10 сложных включений с совмещенными парагенезисами. Наиболее представительные из них¹ приведены на рис. 1. В зоне контакта черных шпинелевых орто- и клинопироксенитов с зелеными шпинелевыми перцолитами и гарцбургитами отмечается пропитка перцолитов и гарцбургитов неправильными пятнистыми участками черных пироксенитов (см. рис. 1, а-г). Зона контакта неровная, извилистая, с бухтообразными углублениями. При микроскопическом исследовании устанавливается, что в зоне пятнистых вростков и в зоне контакта минералы светлых перцолитов, особенно шпинель и пироксены, резорбируются минералами черных включений. В своеобразном пятнистом включении среднезернистого шпинелевого оливинита развиты совершенно неправильные крупные лапчатые ойкокристаллы А-авгита, темного бронзитового ортопироксена и черной шпинели, включающие обильные округлые зерна светло-зеленого оливина из оливинита (см. рис. 1, з, д).

¹ В статье приняты следующие условные сокращения минералов на рисунках: *Cpx* — клинопироксен; *Opx* — ортопироксен; *Amf* — амфибол; *Ol* — оливин; *Sp* — шпинель; *Cr* — гранат; *Phlog* — флогопит.

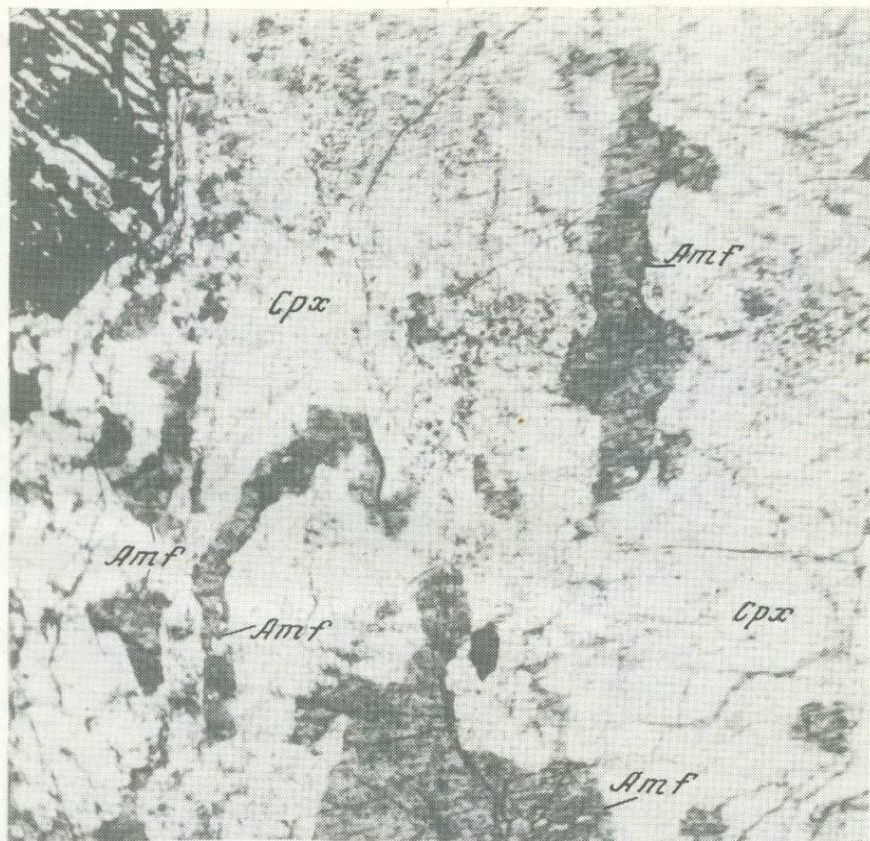


Рис. 2. Флогопит-амфиболовый верлит из Al-авгитовой группы включений в базальтах Токинского Становика

Зерно Al-авгита замещается пятнистыми участками керсутита; серые, испещренные точками участки в клинопироксене заполнены тонкими, правильно ориентированными пластинками керсутита. Без анализатора, увел. 60

Наиболее редкие в Al-авгитовой группе включения амфибол- и флогопитсодержащих парагенезисов в пределах кайнозойского щелочно-базальтоидного ареала Центральной Азии встречены лишь в вулканическом поле Токинского Становика. В наиболее обогащенных водными минералами образцах их суммарное содержание достигает 30–40%. Отмечается полная серия переходов в модальном минеральном составе пород к безводным пироксенитовым и вебстеритовым ансамблям. Амфибол керсутитового ряда и Ti-флогопит обнаруживают признаки более поздней кристаллизации в породе, а также резорбционное разъедание орто- и клинопироксена. Керсутит развивается в виде как крупных ойкокристаллов по границам зерен, так и обильных пятнистых участков внутри клинопироксена (рис. 2). Пятнистые участки и тончайшие, правильно ориентированные пластинки амфибола в клинопироксене гаснут одновременно с внешней резорбционной амфиболовой каемкой.

Д. Фрэнсис [13] описал сложное включение из щелочных базальтов Аляски, в котором из черных пироксенитов в шпинелевый лерцолит отхо-

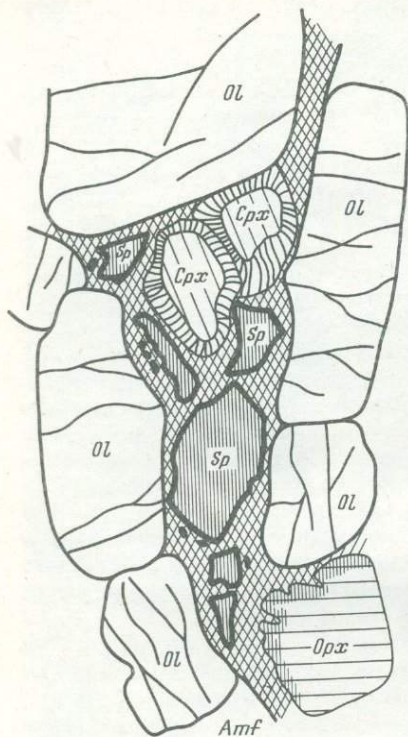


Рис. 3. Пересечение амфиболовой жилкой зеленого шпинелевого лерцолита, Джиды, Забайкалье

Амфибол в виде крупных неправильных зерен развит по границам между зернами оливина и ортопироксена и включает резорбированные зерна шпинели и Cr -диопсида; в краевых частях зерен Cr -диопсида отмечаются зоны деструкции; ортопироксен от границ с амфиболовой жилкой замещается игольчатым оливином. Зарисовка, увел. 20

дят амфибол-флогопитовые жилки. Об обмене веществом между материалом пироксенитов и лерцолитом свидетельствует более магнизиальный и хромистый состав интерстициального амфибола в лерцолитах относительно амфибола из жилки и более хромистый и магнизиальный состав последнего по сравнению с пойкилитовым амфиболом из пироксенитов. Х. Уилшир с соавторами [22] предположили, что главная часть материала пироксенитов А1-авгитовой группы имеет магматическую природу и внедрялась в виде даек в диапир шпинелевых лерцолитов, а материал амфиболовых со слюдой и апатитом жилки в шпинелевых лерцолитах представляет результат

кристаллизации остаточных водных жидкостей, выжатых в твердый лерцолитовый субстрат фильтр-прессингом за счет деформаций, сопровождающих внедрение даек. Такая интерпретация генезиса амфиболовых жилки в лерцолитах хорошо согласуется с их тонким (до нитевидного) характером и развитием в соседнем лерцолите интерстициального амфибола.

В исследованном нами образце типичного шпинелевого лерцолита из включения в щелочных оливиновых базальтах Джиды (Забайкалье) устанавливается интенсивное развитие амфибола паргаситового состава (до 10–20%). Он развит в виде довольно крупных (до 2,5 мм), совершенно неправильных, с извилистыми контурами зерен, окаймляющих реликтовые резорбированные зерна шпинели и клинопироксена (рис. 3), и образует сеть прожилковатых обособлений, имеющих определенную ориентацию и развитых между более крупными кристаллами оливина и ортопироксена. Кристаллы резорбированной шпинели имеют черные внешние контуры (магнетит?); а краевые зоны клинопироксена замутнены и деструктивированы. Ортопироксен со стороны амфиболовых прожилков разъедается каймой из тонких игольчатых зерен оливина.

Некоторые признаки структурного порядка свидетельствуют о двойственной природе парагенезисов А1-авгитового ряда: магматической в одних случаях и метасоматической в других. Так, наличие определенной последовательности кристаллизации минералов, устанавливаемой по степени их идиоморфизма, структурам распада клинопироксена в ортопироксене и, наоборот, с зональным изменением количества ламелл в минерале-хозяине, свидетельствует об образовании всей породы при крис-

таллизации минералов из магмы. В других включениях этой группы преобладает явно бластовый рисунок структур, а в оливине отмечается заметное блочное угасание, видимо, унаследованное от оливина из раннего метасоматически преобразованного перцолитового парагенезиса, что указывает на метасоматическую природу части парагенезисов А1-авгитового типа.

В рамках рассматриваемой проблемы интересна еще одна чрезвычайно специфическая черта черных включений А1-авгитовой серии. Как правило, все они пронизаны неориентированными ветвящимися каналами, соединяющимися порами и кавернами с гладкими или шероховатыми стенками, частично или целиком выполненными интерстиционным материалом. Последний очень изменчив по соотношению минералов и состоит из микролитов и лейст железистого оливина, плагиоклаза № 65—30, титинавгита, керсутита, титанистой шпинели и округлых или неправильных участков стекла, зажатых между микролитами. Целый ряд структурных взаимоотношений на границе интерстициальное обособление—минерал включения свидетельствует о том, что первые возникают вследствие частичного плавления включений А1-авгитового типа, а состав интерстиций соответствует селективным выплавкам, давшим затем начало базальтовым расплавам. Исследователи, описавшие интерстиционные выполнения во включениях из щелочных базальтов и кимберлитов, также объясняют их появление селективным плавлением, начинающимся большей частью по стыкам зерен породы [11]. Характерно, что в светлых включениях шпинелевых перцолитов, гарцбургитов и оливинитов признаки плавления чрезвычайно редки и проявляются лишь вокруг зерен шпинели и клинопироксена или внутри амфиболовых жилков. Разная степень плавления особенно заметна во включениях, где совмещены оба парагенезиса. В этом случае насыщенный порами и интерстициями материал черных А1-авгитовых включений соседствует с массивными, не затронутыми плавлением шпинелевыми перцолитами светлой Сг-диопсидовой группы. Разная степень плавления этих материалов связана с относительной низкоплавкостью минералов в наложенном парагенезисе. Все они существенно более железисты, титанисты, содержат в целом больше щелочей и кальция и, таким образом, химически более подготовлены к плавлению.

“Первичную” метасоматическую ассоциацию в мантии на уровнях образования кимберлитовых очагов, вероятно, генетически связанную с развитием кимберлитовых расплавов, представляют парагенезисы с наложенными ильменитом, флогопитом, рутилом, цирконом, апатитом и сульфидами — пиритом, пирротинном, пентландитом, халькопиритом, джерфишеритом [2, 5, 10, 14, 17].

По-видимому, с этим минеральным ансамблем связан оранжевый гранат с высокими содержаниями Ti, Fe и бледно- и травяно-зеленый клинопироксен также с повышенными содержаниями Ti, Fe. Среди включений отмечаются образцы, сложенные только этой минеральной ассоциацией, с сильно варьирующими соотношениями минералов [2]. Содержание ильменита (обычно пикроильменит) изменяется от единичных зерен до 20%, и в нем иногда отмечаются каплевидные выделения сульфидов — ассоциация пирротина, пирита, халькопирита, пентландита, джерфишерита. Структуры в породах очень изменчивы — от грано- и пойкилобластовых до идиоморфнозернистых, часто с реакционными взаимоотношениями минералов. Если метасоматоз, опережающий или непосредственно связанный с формированием кимберлитовых очагов, развивается на более высоких уровнях мантии, то в составе этой ассоциации появляется амфибол рихтеритового типа.

Наложенная минеральная ассоциация широко проявлена в гранатовой зоне мантии в виде неправильных обособлений между зернами, жил, жилок, просечек, обнаруживающих секущий характер и черты реакционного взаимодействия с минералами раннего парагенезиса [14, 17]. В образцах гранатовых перидотитов из южноафриканских трубок как с зернистой, так и с деформированной структурой Б. Харт и соавторы [14] описали наложенную минерализацию с флогопитом и сульфидами. Жилки, обогащенные флогопитом и сульфидами, пересекают сланцеватость в деформированных гранатовых перидотитах. В гранатовых перидотитах из кимберлитов трубки Матсоку (Лесото) ассоциация ильменит + флогопит + рутил + сульфиды развита в виде жилкообразных обособлений и рассеянной минерализации [14]. Б. Харт и И. Гарней предполагают, что этот наложенный парагенезис развивался в $P-T$ условиях, близких к условиям формирования главного ансамбля, а источником метасоматических минералов является водный флюид, обогащенный Ti, K, S, Ni, Cu, Nb, Zr и характеризующийся низкой активностью кислорода. П. Лавлесс и соавторы [17] описали полимиктовые перидотиты из трубок Булфонтейн и Де Бирс (Южная Африка), в которых кластерованные обломки гранатовых перидотитов с деформированными структурами, пироксенитов и эклогитов сцементированы материалом из ильменита, флогопита, сульфидов с акцессорным цирконом. Признаки реакционного воздействия наложенной минеральной ассоциации на ранний парагенезис в гранатовых перидотитах с деформированными структурами проявляются в зональности первичных минералов: краевые части порфирокласт оливина более железисты, в краевых частях порфирокласт ортопироксена содержится больше Al_2O_3 , CaO, Na_2O , TiO_2 , и они также более железисты. В зональных гранатах внешняя желтая зона по сравнению с розовой, фиолетовой центральной частью содержит больше TiO_2 , FeO и меньше CaO, Cr_2O_3 .

В ильменитсодержащих парагенезисах перидотитов трубки Удачная отмечается более железистый состав оливина, граната, пироксенов по сравнению с составами этих минералов в безильменитовых парагенезисах деформированных и недеформированных гранатовых перидотитов [2, 20]. В зональных гранатах из ильменитсодержащих образцов содержание Cr_2O_3 в краевых зонах заметно уменьшается.

При изучении ксенолитов в трубке Удачная нами обнаружены и совмещенные парагенезисы минералов. Два из них представлены крупно-гигантозернистыми ортопироксенитами с кристаллами от 3×5 до 6×9 см. Кристаллы удлинены и проявляют заметную ориентировку; границы зерен плавные, иногда зубчатые. Кристаллы ортопироксена под косым углом к вытянутости рассеяны сетью тончайших (0,1—1 мм) прожилков. Прожилки имеют по крайней мере двухэтапное выполнение: более ранние минералы в прожилках представлены лиловым гранатом и изумрудно-зеленым клинопироксеном. Гранат отмечается также в виде тонких ланцетовидных вrostков по спайности в ортопироксене, где он окаймлен бурым нераспознаваемым волокнистым агрегатом (ортопироксен?), вблизи которого с внешней стороны отмечаются обильные полигональные кристаллы шпинели (рис. 4). Следующий реакционной фазой является флогопит, слагающий зальбанды, оторочки жилок и включающий реликтовый гранат с бурыми каймами, кристаллы шпинели и изъеденные с резорбированными контурами зерна хромдиоксида. Краевые, прилегающие к жилкам зоны крупных кристаллов ортопироксенов имеют тончайшие иглы почти неокрашенного амфибола (паргасит?), растущие от границы внутрь кристаллов. В прожилках отмечаются также обособления изотропной бурой фазы, тяготеющей к границам флогопита с реликтовыми резорбированными гранатом и

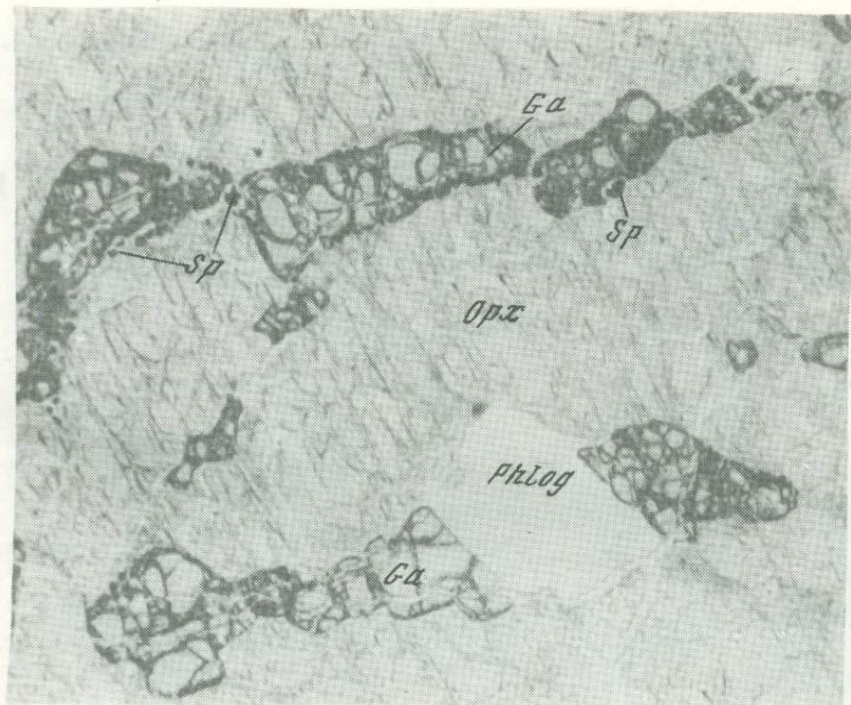


Рис. 4. Прожилки граната с небольшим количеством клинопироксена, пересекающие гигантозернистый ортопироксенит. Видна пластинка флогопита. Без анализатора, увел. 30

хромдиопсидом. Кроме того, образцы интенсивно серпентинизированы, и серпентин развит как в прожилках, так и вне их. В одном образце в прожилках встречены довольно крупные, правильно ограниченные (с закругленными формами) кристаллы оранжево-желтого оливина с 12–15% фаялитового компонента. Гранат в этой породе относится к высокохромистой разновидности (8,43–9,17% Cr_2O_3). По соотношению $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в клинопироксене (44,5) и содержанию Al_2O_3 в ортопироксене (0,32%) по геотермометру В. Дэвиса и Ф. Бойда [12] и геобарометру Дж. Мак-Грегора [19] минеральная ассоциация гранат–клинопироксен–ортопироксен определяется как достаточно глубинная: $P \sim 55\text{--}60$ кбар; $T \sim 1000^\circ\text{C}$. Явно секущий характер прожилков, их не менее чем двухстадийное выполнение позволяют предположить следующую эволюцию породы. Возможно, ранний прожилковый парагенезис гранат + клинопироксен + оливин кристаллизовался из расплава, близкого по составу к пикритовому на глубине около 150–180 км. Следующий этап связан с метасоматическим развитием флогопита по ранее образованным минералам с одновременным разложением граната на ортопироксен и шпинель. Последняя реакция может быть обусловлена как повышением температуры, так и снижением давления. Состав флогопита в прожилках соответствует так называемым первично-метасоматическим флогопитам [11]. Наличие секущих прожилков свидетельствует о проявлении хрупких деформаций породы, возможно, связанных с гидравлическим давлением.



Рис. 5. Реликтовое зерно граната в черной кайме

В флогопите, окружающем гранат, видны многочисленные удлиненные графические вроски шпинели; зерна Cr-диопсида развиты в ассоциации с гранатом. Без анализатора, увел. 120

Своеобразные взаимоотношения совмещенных минеральных ансамблей встречены в образце средне-крупнозернистого гарцбургита из трубки Удачная. На ринний гарцбургитовый парагенезис (70% энстатита + 30% форстерита) наложен межгранулярный, менее зернистый (в виде извилистых жилкообразных выделений) парагенезис из лилового граната и изумрудно-зеленого хромдиопсида. Прожилковатые обособления имеют слабо выраженную ориентировку. Оба эти минерала интенсивно разъедаются, замещаются пластинчатым флогопитом (размер пластинок 0,2—1,5 мм). Гранат, окруженный бурыми каемками, иногда разъедается целиком, и его присутствие во флогопите распознается по обилию в нем удлиненных вросток шпинели (рис. 5, 6). Характерно, что шпинель во внешней зоне бурой каймы по гранату развита в виде типичных для нее полигональных форм, а на удалении от каймы имеет форму удлиненных графических вростков. Это свидетельствует, вероятно, об одновременном эпитаксиальном росте шпинели и флогопита. Общее содержание флогопита в породе достигает 15—20%. Хромдиопсид в краевых частях более крупных прозрачных кристаллов гранулируется и как бы "растаскивается" внутри флогопита в цепочки замутненных кучных мелких зерен. В прозрачном, более раннем хромдиопсиде отмечаются точечные (ламеллярные) вростки магнетита, по-видимому, представляющие собой продукты распада. Ситуация, встречаемая в этом образце, напоминает охарактеризованные выше пятнистые лерцолиты шпинелевой зоны мантии с пропиткой мантийного субстрата расплавленным (?) материалом вблизи зон контактов с черными



Рис. 6. Обильные графические вросстки шпинели в крупных пластинках флогопита
В краевой части кристалла флогопита расположена цепочка зерен Стр-диопсида.
Без анализатора, увел. 45

А-лавгитовыми парагенезисами. Не исключено, что в рассмотренном образце гарцбургита на более глубоких уровнях мантии происходило нечто подобное — пропитка раннего гарцбургитового ультраосновного материала расплавленным материалом еще более основного состава (гранат + хромдиопсид) и затем наложенный метасоматоз с развитием флогопита.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ГИПОТЕЗЫ МАНТИЙНОГО МЕТАСОМАТОЗА

Гипотеза мантийного метасоматоза, предваряющего или одновременного формированию в мантии кимберлитовых или щелочных базальтовых расплавов, снимает большую часть геохимических затруднений, которые характерны для обычных петрологических гипотез плавления сухих мантийных субстратов. Как кимберлиты, так и щелочные оливиновые базальты, базаниты, нефелиниты обогащены целым рядом так называемых несовместимых элементов относительно лерцолитовых субстратов мантии, пиролита или предполагаемого исходного хондритового вещества [7].

Наглядное представление о том, какие элементы и в какой мере обогащают или, напротив, разубоживают кимберлитовые расплавы, дает рис. 7, где нанесены нормированные по хондриту величины: для 43 петрогенных и редких элементов в кларковом кимберлите по К. Ведеполю [21], в среднем кимберлите Сибирской платформы по И.П. Илупину и др. [4] и в

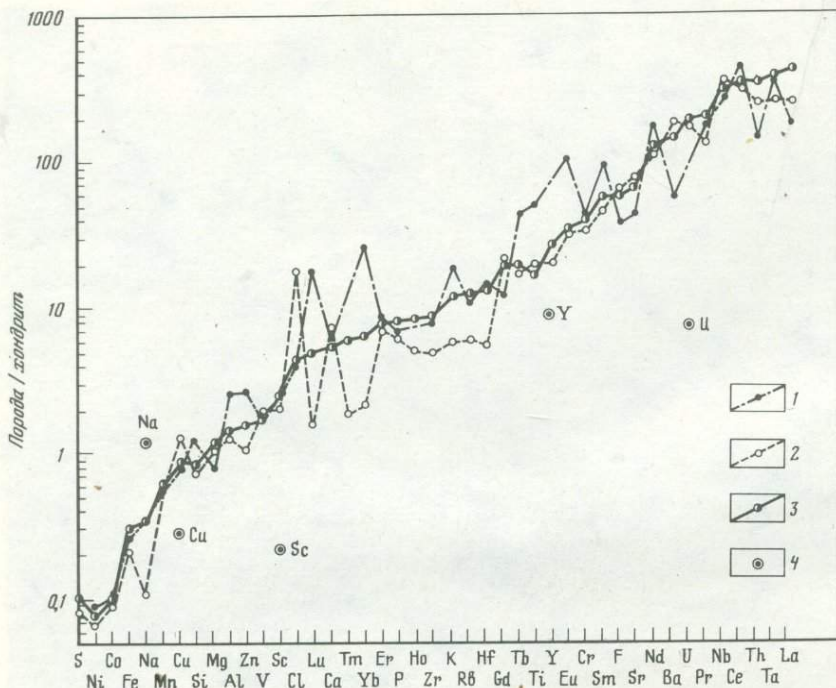


Рис. 7. Нормированные по отношению к хондриту (по А.П. Виноградову [1]) концентрации элементов

1 — в рассчитанном модельном кимберлите (пояснения в тексте); 2 — в среднем кимберлите Сибирской платформы по [4]; 3 — в среднем кимберлите по [21]; 4 — модельные содержания элементов, для которых исходные данные не представительны

рассчитанном нами модельном кимберлите (см. ниже). Такие элементы, как La, Ta, Th, Ce, Nb, Pr, U, Ba, Nd, обогащают кимберлиты относительно хондрита в 100–500 раз, Sr, Sm, Cr, Eu, Y, Ti, Tb, Gd, Hf, Rb, K — в 10–100 раз, Zr, Ho, P, Er, Yb, Tm, Ca, Lu, Cl, Sc, V, Zn, Al — в 1–10 раз, Si, Cu, Mn, Na, Fe, Co, Ni, S — обедняют кимберлиты относительно хондритов в 1,2–10 раз. Современные петрологические гипотезы для объяснения такого распределения редких элементов в кимберлитах и щелочных базальтоидах привлекают модель очень малой (~1%) степени плавления сухих мантийных субстратов типа шпинелевых или гранатовых перидотитов. В частности, К. Ведеполь [21], рассматривая положение элементов по величине их нормированных величин относительно вычисленного им ультраосновного субстрата в расплавах от кимберлита к нефелиниту, щелочному оливиновому базальту и толеиту; используется моделью, учитывающей степень парциального плавления субстрата и величины коэффициентов распределения элементов. Действительно, для элементов с коэффициентом распределения D меньше 1 и особенно существенно меньше 1 (0,1 до 0,01) ($D = C_m/C_l$, где C_m — концентрация элементов в минеральной фазе, равновесной с расплавом, C_l — концентрация элемента в расплаве) при небольших степенях парциального плавления наблюдается существенное обогащение расплава, и, наоборот, для элементов с $D > 1$, особенно существенно больше 1 (10–100), при малых степенях плавления отмечается сильное обеднение рас-

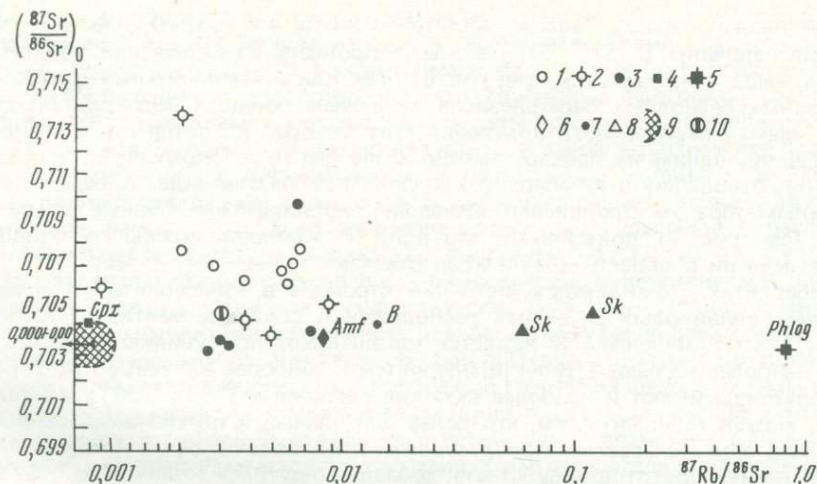


Рис. 8. Соотношение между изотопными отношениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
 1 — в клинопироксенах из включений гранатовых перидотитов в кимберлитах Южной Африки [8]; 2 — в клинопироксенах из перидотитовых включений в кимберлитах [16]; 3 — в дискретных диопсидовых нодулях из кимберлитов Южной Африки [8]; 4–7 — в мегакристаллах из щелочных базальтоидов Токинского Становика: 4 — в мегакристалле Al-авгита, 5 — в мегакристалле флогопита, 6 — в мегакристалле керсутита, 7 — в базаните; 8 — в серпентине с небольшим количеством кальцита из измененных гранатовых перидотитов трубки Мир; 9 — поле, соответствующее наиболее низким отношениям в карбонатных вытяжках из кимберлитов трубок Мир, Удачная; 10 — Sr-диопсид из гранатового лерцолита, трубка Обнаженная; 4–10 — данные авторов

плава. При всей, казалось бы, согласованности модели с фактическим материалом она имеет и целый ряд явных противоречий. Так, кимберлиты, по схеме автора, отнесены к породам с минимальной (1%) степенью плавления субстрата. В то же время они содержат максимальные количества таких элементов, как Ni, Co, Mg, Cr, хотя именно эти элементы имеют коэффициенты распределения существенно больше 1 и, таким образом, они должны быть в существенном дефиците в кимберлитах относительно базальтовых расплавов. А самые бедные из базальтов этими элементами — толеиты, образовавшиеся, по схеме автора, при наиболее высокой степени частичного плавления, должны были бы, исходя из расчетной модели, иметь концентрации, максимальные в рассмотренном ряду расплавов, что противоречит природным распределениям этих элементов.

Данные по изотопии стронция также не согласуются с моделью частичного плавления субстратов типа безводных шпинелевых и гранатовых перидотитов. С одной стороны, в кимберлитах, так же как и в щелочных базальтах, фиксируются низкие отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, близкие к 0,7025–0,7045 (рис. 8). На диаграмме рис. 8 приведены данные авторов по самым низким величинам $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в карбонатных вытяжках из кимберлитов и в двух серпентинах из кимберлитов Сибири, а также мегакристаллах Al-авгита, керсутита, титан-флогопита и включающих их кайнозойских базальтов из Становой зоны. Подобные величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в неизменных кимберлитах нашли Д. Баррет и Г. Берг [9], а в мегакристаллах флогопита из кимберлитов (определено по изохроне) — Х. Алсопп и Д. Баррет [7]. В имеющихся литературных данных по клинопироксенам

из дискретных нодулей в кимберлитах [8, 16] величина $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, отнесенная к возрасту трубок, достаточно низка — 0,7032—0,7040. В то же время величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в клинопироксене из включений, как правило, выше этих значений (см. рис. 8). Так как в клинопироксене ультраосновных безводных парагенезисов заключена большая часть Sr породы и в схемах парциального плавления этот минерал плавится при высоких давлениях одним из первых, можно было бы предположить, что $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношение в кимберлитах и щелочных базальтоидах определяется главным образом стронциевым вкладом клинопироксена. Данные диаграммы (см. рис. 8) показывают, что вряд ли клинопироксены гранатовой зоны мантии в области 20—60 кбар отвечают за величину $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в кимберлитах. По-видимому, источник стронция в кимберлитовых и щелочных оливиновых расплавах расположен в областях мантии с низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением и является истощенным по рубидию. Тот факт, что наиболее калиевые типы кимберлитов и наиболее калиевые щелочные базальтоиды имеют и наиболее высокие первичные $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношения, можно объяснить тем, что более длительный и интенсивный метасоматоз в зонах очагов магмообразования производит и более интенсивную радиогенную подготовку субстрата, добавляя ощутимое количество ^{87}Sr за счет привнесенного рубидия.

Была рассчитана также модельная система кимберлита по 43 петрогенным и редким элементам (см. рис. 7). Предполагалось, что в образующийся расплав полностью входили минералы, развивающиеся за счет первоначального минерального ансамбля при метасоматической подготовке. Модельный состав кимберлита рассчитывался из 0,05% циркона, 0,1% пирротина с вростками пентландита, 2% апатита, 5% ильменита, 20% флогопита, 13% граната и 60% клинопироксена. Количество циркона, пирротина, апатита, ильменита и флогопита определялось приблизительным содержанием в кларковом кимберлите того типогенного элемента, за вклад которого только этот минерал может отвечать. Для циркона — это Zr и Hf; для пирротина — Ni и Co; для флогопита — Rb; для ильменита — Ti; для апатита — P. Таким образом достигалась полная независимость по вкладу этих минералов в редкоэлементный и главный элементный состав модельного кимберлита. Содержание клинопироксена (60%), граната (13%) взято достаточно произвольно, исходя из содержаний главных элементов — Al, Ca, Si в кимберлитах, а также из экспериментальных данных, по которым на глубинах порядка 100—200 км состав клинопироксен-гранатовой эвтектики сдвинут к клинопироксену. Химический состав граната, клинопироксена и ильменита рассчитан как среднее из имеющихся в литературе данных по составам этих минералов в ильменитовых гипербазитах. Химический состав флогопита взят как кларковый состав мантийного флогопита по К. Ведеполу с соавторами [21], химический состав апатита оценен по составу аксессуарного апатита из шпинелевых лерцолитов (наши данные). Значительно труднее было получить представительную характеристику мантийных минералов по редким элементам, так как соответствующие данные очень скудны. Результаты рассчитанного состава кимберлита приведены на рис. 7, они показывают, что этот модельный состав достаточно близок к линиям среднего мирового кимберлита или кимберлита Сибири, хотя дисперсия более значительна, чем различия между природными кимберлитами. Для части элементов, наиболее резко отличающихся от природных кимберлитов по содержанию в модели U, Y, Sc, Cu, имелись определения лишь в одном или двух минералах. Отсутствием представительных анализов можно также, видимо, объяснить существенное повышение в модели концентраций таких редких элементов, как Sm, Eu, Tb, Lu.

4204

Однако есть и такие отклонения в модели, как более низкие содержания Ba, Sr, Mg и более высокие содержания Si, Al, Na, тем более, что данные по содержанию Mg, Si, Al в минералах из ильменитовых гипербазитов достаточно представительны. В какой-то мере для Ba и Sr несогласованность можно объяснить предположением, что глубинные флогопиты содержат больше Ba, а апатиты — больше Ba и Sr, чем использованные для расчета. Что касается Si, Mg, Al, то можно допустить, что анхизвтектическое плавление осуществляется вхождением в расплав 5–10% оливина и энстатита, что снижает содержание в выплавке Si, Al и увеличивает — Mg. По-видимому, при расчете несколько занижено количество сульфидов в расплаве и не учтена роль рутила, являющегося источником Ti, Nb, Ta, Zr [14]. Приведенная модель является лишь очень малым приближением к описываемому процессу, так как она фактически “собирает” редкоэлементную систему кимберлита за счет полного плавления минералов предполагаемого метасоматического парагенезиса. В действительности, как это показано для выплавки во включениях Al-авгитовой группы из щелочных базальтоидов, каждый минерал плавится селективно и отдает в расплав наиболее легкоплавкие минералы и связанные с ними редкие элементы. Для расчета модели, которая учитывала бы коэффициенты распределения между минералами метасоматического парагенезиса и возникающими выплавками, пока отсутствуют необходимые данные по коэффициентам распределения. Тем не менее приведенная схематическая модель элементного состава по 43 элементам показывает достаточно хорошее согласование с природным распределением в кимберлитах и снимает жесткое требование очень малой степени плавления (~1%) в петрологических моделях плавления сухих субстратов.

Рассмотрение петрографических, минералогических и геохимических данных по глубинным включениям из щелочных базальтоидов и кимберлитов свидетельствует о том, что в мантии перед формированием расплавленных очагов осуществляются мощные процессы привноса вещества и метасоматического преобразования безводных минеральных парагенезисов. На уровне образования щелочных базальтовых расплавов метасоматоз приводит к развитию минеральных ассоциаций, состоящих из клинопироксена Al-авгитового типа, амфибола паргасит-керсутитового ряда, Ti-флогопита, апатита и иногда ильменита. Метасоматические парагенезисы более глубоких уровней верхней мантии связаны с процессами метасоматоза перед формированием кимберлитовых расплавов. Они включают пикроильменит, флогопит, рутил, циркон, сульфиды, титанистый гранат, клинопироксен и апатит, что наиболее четко проявлено в образцах включений с совмещенными парагенезисами, в которых безводные минеральные парагенезисы шпинелевой или гранатовой зоны мантии замещаются минеральными ассоциациями метасоматического этапа.

Геохимические данные свидетельствуют о том, что метасоматическое преобразование мантийных субстратов приводит к привносу целого ряда редких элементов, обогащающих затем при плавлении селективные выплавки. Геохимическая модель кимберлита, основанная на гипотезе метасоматического привноса вещества перед плавлением, достаточно хорошо согласуется с природной геохимической системой кимберлитов и не ограничена требованием об очень малой степени парциального плавления, которое накладывается на петрологические методы плавления безводных субстратов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7, с. 55—71.
2. *Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И.* Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
3. *Волянюк Н.Я., Владимиров Б.М., Семенова В.Г., Новиков В.М.* Мегакристаллы анортоклаза из базанитов и проблема их генезиса. — *Докл. АН СССР*, 1978, 240, № 4, с. 938—941.
4. *Илупин И.П., Каманиский Ф.В., Францессон Е.В.* Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.
5. *Лалин А.В., Харьков А.Д.* Геохимические особенности включений ильменит-флюопитовых гипербазитов в кимберлитах и роль флюидных процессов в дифференциации мантии. — *Докл. АН СССР*, 1980, 255, № 5, с. 1269—1271.
6. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
7. *Allsopp H.L., Barrett D.R.* Rb-Sr age determination on South African kimberlite pipes. — *Phys. and Chem. Earth*, 1975, 9, p. 605—617.
8. *Barrett D.R.* The genesis of kimberlite and associated rocks: strontium isotopic evidence. — *Phys. and Chem. Earth*, 1975, 9, p. 637—653.
9. *Barrett D.R., Berg G.W.* Complementary petrographic and strontium isotope ratio studies of South African kimberlite. — *Phys. and Chem. Earth*, 1975, 9, p. 619—635.
10. *Boettcher A.L., O'Neil J.R.* Stable isotope, chemical and petrographic studies of high pressure amphiboles and micas: Evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites. — *Amer. J. Sci.*, 1980, 280-A, p. 594—621.
11. *Carswell D.A.* Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolites. — *Phys. and Chem. Earth*, 1975, 9, p. 417—429.
12. *Davis B.T.C., Boyd F.R.* The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kbar pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. — *J. Geophys. Res.*, 1966, 71, p. 3567—3576.
13. *Francis D.M.* The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska. — *J. Petrol.*, 1976, 17, p. 357—378.
14. *Harte B., Gurney J.J.* Ore mineral and phlogopite mineralization within ultramafic nodules from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. — *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1975, 74, p. 528—536.
15. *Irving A.J.* Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts lava from the south-western United States and eastern Australia, and implications magmatic processes within the mantle. — *Amer. J. Sci.*, 1980, 280-A, p. 389—426.
16. *Kramers I.D.* Lead and strontium isotopes in cretaceous kimberlites and mantle-derived xenoliths from Southern Africa. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, 34, p. 419—431.
17. *Lawless P.J., Gurney J.J., Dawson J.B.* Polimict peridotites from the Bultfontein and De Beers mines, Kimberley, South Africa. — In: *The mantle sample. Inclusions in kimberlites and other volcanics. Proc. 2-nd Intern. Kimberlite Conf. Wash. (D.C.)*, 1979, vol. 2, p. 145—155.
18. *Lloyd F.E., Bailey D.K.* Light element metasomatism of the continental mantle: The evidence and the consequences. — *Phys. and Chem. Earth*, 1975, 9, p. 389—416.
19. *MacGregor J.D.* The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. — *Amer. Miner.*, 1974, 59, p. 110—119.
20. *Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Lavrentiev Yu.G.* Xenoliths of peridotites from Udachnaja kimberlite pipe, Yakutia. — In: *Kimberlite Symposium 11. Cambridge*, 1979, p. 6—9.
21. *Wedepohl K.N., Muramatsu Y.* The chemical compositions of kimberlites compared with the average composition of three basaltic magma types. — In: *Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry. Proc. 2-nd Intern. Kimberlite Conf. Wash. (D.C.)*, 1979, vol. 1, p. 300—312.
22. *Wilshire H.G., Nielson P.J.E., Meyer C.E., Schwarzman E.C.* Amphibole-rich veins in lherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman Lake, California. — *Amer. J. Sci.*, 1980, 280-A, p. 576—593.

*Э.А. Ланда, Ю.П. Шергина, А.М. Ларин,
Н.И. Краснова, Г.А. Мурина*

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАНТИЙНОГО И КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Метасоматические процессы в земной коре нередко связаны с веществом, поступившим из верхней мантии. Возникает вопрос о сущности подобной связи. Ответ на него может быть получен при изучении распределения изотопов стронция в породах и минералах. Результаты такого исследования, проведенного на трех разнотипных объектах, излагаются ниже. Один из объектов — щелочные ультраосновные породы и карбонатиты, образование которых связывается с деятельностью мантийных очагов и в которых уже в земной коре широко проявились различные метасоматические преобразования. Другой объект — лейкократовые граниты Кыджимитского массива в Восточном Забайкалье, формирование которого было результатом корового петрогенеза, но который частично был переработан растворами предположительно мантийного генезиса. Третий объект — породы салминского комплекса формации анортозитов — гранитов рапакиви и сопряженных с ними метасоматитов. Это мантийные по исходному веществу образования, окончательное становление которых совершилось в земной коре.

ЩЕЛОЧНЫЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ И КАРБОНАТИТЫ

Исследовались апатитсодержащие породы — карбонатиты, фоскориты, апатитолиты, нельсониты, эгиалиты, франколитовые брекчии, а также апатиты из указанных пород. Все они возникли на поздних этапах становления щелочно-ультраосновных массивов и в той или иной степени генетически связаны с карбонатитообразованием. Эгиалиты и апатитолиты (сегрегации апатита во флогопитовом месторождении Ковдорского массива) считаются метасоматическими породами, хотя для апатитолитов приводятся и доказательства формирования в открытых полостях из богатого летучими флюида [3, 5]. Карбонатиты, фоскориты и нельсониты одними исследователями относятся к метасоматическим образованиям, другими — к магматическим, а нередко указывается на возможность их двойственного генезиса [5].

Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ исследованных пород и минералов (табл. 1) попали в интервал, который практически полностью совпал с таковым продуктов кристаллизации магм мантийного генезиса [3, 10, 15, 17, 18]. Они хорошо согласуются с соответствующими значениями, измеренными для карбонатитовых комплексов Восточно-Африканской провинции [15]. В то же время полученные данные резко отличаются от данных по так называемым мантийно-коровым карбонатитам селигдарского комплекса (см. табл. 1), так что последние в генетическом плане не следует параллелизовать с собственно карбонатитами. Имеются различия и с данными по эффузивному комплексу Олдоиньи-Ленгаи [16]. Значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7034—0,7061) для собственно карбонатитов занимают заметно больший интервал, чем тот, который характеризует, например, кальцитовые и доломитовые карбонатиты Восточной Уганды [15].

При анализе всей совокупности оригинальных и литературных данных привлекает внимание отсутствие универсальной зависимости между величи-

Таблица 1

Отношение содержаний ^{87}Sr и ^{86}Sr и содержание стронция в апатитах и апатитоносных породах из комплексов щелочных ультраосновных пород и селигдарского комплекса

№ п/п	№ обр.	Массив	Тип апатитов и апатитоносных пород	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr, г/т
1	38	Ковдорский	Апатит из апатито-литовой сегрегации во флогопитовом комплексе	0,7034	1600
2	128 ^a /140	"	Кальцитовый карбонатит	0,7035	5240
3	553 ^a /520	"	Апатит из кальцитового карбонатита	0,7040	
4	11/4-73	"	Доломитовый карбонатит	0,7047	3180
5	5003	"	Цеолит-кальцитовый карбонатит	0,7060	590
6	433/14	"	Апатит из фоскорита	0,7046	3500
7	КВ-1	"	Апатит из включения франколитовой брекчии	0,7049	
8	КОМ-1	"	Франколит франколитовой брекчии	0,7057	1600
9	525-77	"	То же	0,7059	1600-1700
10	Г-3/1-74	"	"	0,7061	1600-1700
11	КК-1	Гулинский	Кальцитовый карбонатит	0,7040	3800
12	МКД-1	"	Доломитовый карбонатит	0,7074	5300
13	ГВ-1	"	Апатит из включений в франколитовой брекчии	0,7039	
14	ГОМ-1	"	Апатит из цемента франколитовой брекчии	0,7039	
15	Н-25	Ыраас	Нельсонит	0,7057	2600
16	М-70	Маган	Эгиапит	0,7056	3100
17	394	Селигдар	Апатит из апатит-карбонатной породы	0,7079	
18	6926-10	"	Апатит-карбонатная порода	0,7079	320

Обр. 7, 8, 11-16 — из коллекции Э.А. Ланда; 1-6, 9, 10 — из коллекции Н.И. Красновой; 17, 18 — предоставлены А.Р. Энтиным. Лаборатория ВСЕГЕИ; аналитики Ю.П. Шергина, Г.А. Мурина; масс-спектрометр МИ 1201, погрешность измерения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 0,0001$.

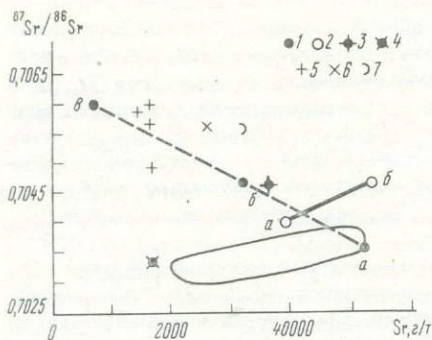


Рис. 1. Зависимость величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от содержания стронция в породах щелочно-ультраосновных комплексов

1 — карбонаты Ковдорского массива (а — кальцитовые, б — доломитовые, в — цеолит-кальцитовые); 2 — карбонаты Гулинского массива (а — кальцитовые, б — доломитовые); 3—5 — Ковдорский массив: 3 — фоскорит, 4 — апатитолит, 5 — франколитовые брекчии; 6 — нельсонит, массив Ыраас; 7 — згиапит, массив Маган. Сплошной линией оконтурено поле карбонатов Восточной Уганды [15]

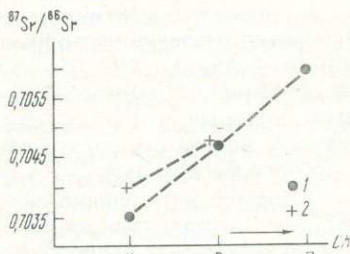


Рис. 2. Зависимость величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах от принадлежности к стадии карбонатообразования (СК)

1 — Ковдорский массив; 2 — Гулинский массив; К — кальцитовые карбонаты; Д — доломитовые карбонаты; П — поздние карбонаты; стрелкой показано направление понижения температуры

ной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и общим содержанием стронция в породе или минерале (рис. 1). Можно, однако, говорить о двух различных типах связи между указанными характеристиками, или трендах двух типов (см. рис.1): а) тренд со слабой положительной корреляцией между величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержанием стронция, характерный для карбонатитовых массивов Торор, Будеда, Секулу, Тороро (Восточная Африка); б) тренд с четкой отрицательной корреляцией указанных выше величин, характерный для карбонатитов Ковдорского массива.

На диаграмме к первому тренду пространственно тяготеют точки, характеризующие кальцитовые карбонаты Ковдорского массива и апатит и апатитолиты флогопитового комплекса этого же массива, а ко второму тренду — точки фоскоритов, згиапитов, нельсонитов франколитовых брекчий. Карбонатитам Гулинского массива по указанным параметрам отвечает тренд первого типа, но при более высоком отношении изотопов стронция.

Изотопные характеристики изученных образований указывают в основном на мантийный источник их вещества. Однако этот вывод требует дополнительного разъяснения из-за значительных вариаций величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах и минералах отдельных массивов (см. табл. 1). Подобные вариации могут быть объяснены: а) образованием массивов из магм (флюидов), генерированных в неоднородном мантийном субстрате с непостоянной величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и сохранением неостоянства этой величины при восхождении и кристаллизации магм (флюидов) и их производных; б) образованием массивов из магм (флюидов), генерированных в гомогенной мантии, и контаминацией магм и их производных веществом земной коры.

Первое предположение основывается на достаточно надежно установленном факте неоднородного распределения изотопов стронция в мантийных

субстратах [19], отражающем как первичную, так и вторичную неоднородность мантии, обусловленную специфическим метасоматизмом, при котором гомогенизация области переработки по величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не имеет места. Гипотеза о мантийном метасоматизме, в частности, привлекается для объяснения различий изотопных характеристик ксенолитов и основной массы в кимберлитах [12]. Сходная аргументация используется и для объяснения особенностей образований, генетически связанных со щелочными магмами, которые в общем случае характеризуются большим разбросом значений величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем, например, производные остального магматизма.

В нашем случае, однако, обнаруживаемая четкая корреляция величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с составами карбонатитового процесса (рис. 2) явно свидетельствует в пользу второго предположения. Закономерное изменение этой величины при переходе от ранних карбонатитов к поздним указывает, что оно совершалось непосредственно в ходе карбонатитообразования. Последнее происходило в верхних этажах земной коры и заканчивалось при относительно невысоких (гидротермальных) температурах появлением поздних карбонатитов (цеолит-кальцитовых), а также франколитовых брекчий, формировавшихся, судя по их особенностям (натечные выделения минералов и т.п.), в основном в гидротермальных условиях.

Таким образом, только найденные у кальцитовых карбонатитов Ковдорского и Гулинского массивов и у апатитовых сегрегаций во флогопитовом комплексе Ковдорского массива значения величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0,7034—0,7040 (см табл. 1), соответствуют или максимально близки исходному отношению содержаний изотопов стронция в мантийной области плавления. Более высокие значения отношения указывают на контаминацию породообразующей среды коровым материалом. В результате становление щелочно-ультраосновных комплексов было связано с эволюцией как мантийного вещества, так и вещества, измененного контаминацией. Метасоматические преобразования в массивах совершались также при участии двух типов растворов (флюидов). Например, высокотемпературные растворы (флюиды), участвовавшие в формировании пород Ковдорского флогопитового месторождения, явно представляли собой отщепления от вещества с мантийными характеристиками (см. табл. 1). В поздних же процессах цеолитизации карбонатитов, например, участвовали растворы с отличными от первичных за счет добавки корового материала изотопными отношениями (см. табл. 1). Сохранение контаминированными породами специфической насыщенности малыми и редкими элементами, очень высокие содержания в них стронция (см. рис. 1) и отсутствие устойчивой корреляции между этим содержанием и величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ свидетельствуют о том, что количество контаминируемого вещества было невелико, но вещество было богато радиогенным стронцием. Оценить количественную сторону контаминации при формировании карбонатитов можно в соответствии с так называемой формулой Пушкура, записывающейся применительно к содержаниям изотопов стронция следующим образом [17]:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M = \text{Sr}_B / (\text{Sr}_B + \text{Sr}_C) (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B + \\ + P \text{Sr}_C / (\text{Sr}_B + P \text{Sr}_C) (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_C.$$

Здесь Sr_B , $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B$, Sr_C , $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_C$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M$ — содержания стронция и отношения изотопов стронция в первичном флюиде, контаминанте и вторичном флюиде соответственно; P — весовое количество контаминанта на единицу веса первичного флюида. Расчет выполнен для доломитовых карбонатитов Ковдорского массива. Исходные данные частично взя-

ты из табл. 1. Кроме того, для вмещающих пород (гнейсы беломорской серии архея) с учетом возраста и величины отношения Rb/Sr отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ принято равным 0,7300–0,7500, содержание Sr — 150 г/т. Заметим, что указанная величина для вмещающих пород Восточно-Африканской карбонатитовой провинции находится примерно на том же уровне [15]. Полученные расчетные параметры перехода от кальцитовых карбонатитов к доломитовым составили: $P = 1,3–0,7$, содержание стронция во вторичном флюиде — 2100–3000 г/т. Последняя цифра близка к содержанию стронция в изученном образце доломитового карбонатита Ковдорского массива (3180 г/т, см. табл. 1). Однако если допустить, что контаминация была полной, следовало бы ожидать значительного обогащения доломитовых карбонатитов кремнеземом и глиноземом, чего не наблюдается. Известно также, что способность карбонатитов к насыщению силикатным материалом вообще ограничена, так что полная контаминация карбонатитового флюида вмещающей породой вряд ли имела место.

Более вероятна селективная контаминация, при которой из вмещающей породы в карбонатит поступал в основном стронций. Количество его было невелико — всего около 5 вес. % от содержания этого элемента в карбонатите.

Широкое развитие у карбонатитовых массивов зон экзоконтактных метасоматитов (фенитов) показывает, что взаимодействие массив — вмещающая порода осуществлялось при участии водных растворов. Такого рода растворы могли быть агентами селективной контаминации. Они насыщались радиогенным стронцием в ходе фенитизации. Стремление фенитизирующих растворов к равновесию с замещаемой породой обуславливало их обогащение радиогенным стронцием, а их последующий подток внутрь массивов способствовал такому обогащению кристаллизующихся там образований.

Другой возможный тип растворов, несущих коровое вещество, — подземные (вадозные) воды. Известны доказательства их влияния на ювенильные по своей природе проявления петро- и рудогенеза [2]. Есть сведения и о заметной минерализованности подобных вод, приближающихся иногда к рассолам. Режимы тектоно-магматической активизации платформ и щитов, с которыми связано формирование малоглубинных щелочно-ультраосновных комплексов, проявлялись, в частности, в обновлении и зарождении зон повышенной проницаемости фундамента [5], что способствовало закачке в эти зоны высокоминерализованных вод чехла, их смешению с водами фундамента и, в конечном итоге, участию насыщенных солями коровых вод в становлении щелочно-ультраосновных комплексов.

Таким образом, и отработанные при фенитизации растворы, и вадозные воды могли содержать заметные количества стронция и его радиогенного изотопа. Полученные выше значения параметра P следует, естественно, рассматривать как предельные для жидких контаминантов, но количества последних были, вероятно, реально сопоставимы с общим количеством ювенильных флюидов.

Смещение растворов должно было вести к заметному снижению концентрации стронция в системе и, как следствие, к уменьшению его содержания в образующихся породах и минералах. Однако, как отмечено выше, это происходило далеко не всегда. Целесообразно поэтому остановиться на природе отмеченных (см. табл. 1) разных типов корреляции между содержаниями стронция и величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Соответствующий тренд для карбонатитов Африки характеризуется первичными ювенильными содержаниями и отношениями изотопов стронция. Слабая положительная корреляция $Sr-^{87}Sr/^{86}Sr$ может быть объясне-

на флуктуациями величина первичного изотопного отношения (JR_{Sr}). Однако вероятно и небольшая добавка корового стронция. Последний вывод подкрепляется данными по Гулинскому массиву, для которого характерен тот же тип тренда, но величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ в доломитовом карбонате (см. табл. 1) обусловлена поступлением добавочных количеств ^{87}Sr . Если это так, то речь здесь не может идти о простом смешении растворов. Более вероятны следующие предположения.

Карбонатиты кристаллизовались в двухфазной системе: одна фаза — относительно плотный, существенно карбонатный флюид, слабо смешивающийся с поступающим коровым раствором; вторая фаза — жидкообразный водный раствор, способный в любых пропорциях смешиваться с коровым раствором. С некоторыми упрощениями система соответствует одному из типов систем с летучими компонентами, рассмотренных В.А. Николаевым и В.В. Доливо-Добровольским [7]. Кристаллизация в системе шла из флюида и из смеси растворов, откуда в кристаллизат поступал добавочный стронций. Она заканчивалась, когда исчерпывался карбонатный флюид. Водный раствор, освобожденный от стронция, существовал и после рассмотренного процесса, который в целом соответствует представлениям о магматической природе доломитовых карбонатитов.

Кристаллизация шла в подобной системе, но кристаллизат подвергался автометасоматической переработке смешанной водной фазой, богатой ^{87}Sr . Процесс, следовательно, был магматическим, но с некоторой проявленностью автометасоматизма.

Другой тип тренда характеризует стадийное развитие карбонатитов Ковдорского массива (см. рис. 1). Здесь на ранних стадиях (кальцитовые карбонатиты) кристаллизация шла по магматической схеме в двухфазной системе. Однако уже при формировании доломитовых карбонатитов после исчерпания карбонатной жидкости наряду с интенсивной автометасоматической переработкой твердой фазы происходила кристаллизация из остаточной водной фазы, что могло приводить к обеднению породы стронцием. В дальнейшем карбонатитообразование шло только из смешанных водных растворов. Относительно пониженная концентрация в них стронция заметно влияла на содержание этого элемента в поздних метасоматических образованиях и сопряженных с метасоматитами телах выполнения (см. рис. 1). В целом рассмотренный тренд может быть охарактеризован как гидротермальный. Он очевидно, отражает двойственную природу карбонатитов Ковдорского массива.

Смешение ювенильных и коровых растворов на поздних стадиях становления комплексов сопровождалось резкой сменой условий кристаллизации, приводившей иногда к взрывным явлениям, обусловившим появление специфических фосфатных пород — франколитовых брекчий.

Предложенная схема удовлетворительно согласуется с особенностями не только собственно карбонатитов, но и других изученных пород (см. табл. 1). Необходимо только добавить, что степень влияния коровых растворов на их петрогенезис в конкретных случаях зависела: а) от температуры — при понижении температуры она возрастала (см. рис. 2); б) от состава, кислотно-основных и, возможно, физических свойств среды минерало- и породообразования — богатые трехвалентным железом фоскориты, нельсониты, эгиапиты, возникавшие при тех же, что и кальцитовые карбонатиты и апатитолиты, или даже более высоких температурах, заметно обогащались радиогенным стронцием (см. табл. 1).

Несмотря на относительно небольшое содержание собственно корового вещества в породах щелочно-ультраосновных массивов, можно предполагать, что подток корогенных растворов в зоны эндоконтактов массивов и

в зоны взаимодействия карбонатитовых флюидов с породами внутри массивов способствовал появлению особых предкарбонатитовых жидкостей, способных при кристаллизации тем или иным способом (в том числе и метасоматически) высаживать апатит в составе фоскоритов, нельсонитов, эгиалитов. Весьма вероятна также связь коровых растворов с процессами окварцевания, серпентинизации, цеолитизации карбонатитов, а также формирования в них таких полезных ископаемых, как гематит, флюорит и т.п.

КЫДЖИМИТСКИЙ МАССИВ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ

По геологическим, петрохимическим и геохимическим особенностям [4, 14] Кыджимитский массив — типично коровое образование. Отметим особенности структуры гранитов, свидетельствующие об эвтектоидной их кристаллизации, высокое содержание SiO_2 , Rb, Mo, некоторых редких "коровых" металлов. Специфическая черта, отличающая Кыджимитский массив от других интрузивов этого комплекса и от синхронных им других комплексов лейкократовых гранитов Забайкалья, — повсеместная проявленность альбитизации различной интенсивности. Были проанализированы пробы пород с различных участков массива, заметно отличающихся по степени альбитизации (рис. 3).

Следствием альбитизации является отсутствие корреляции между содержанием рубидия и стронция, обычной для неизменных гранитоидов. Характерен также широкий диапазон вариаций Rb/Sr отношений в основном за счет резкого уменьшения содержания стронция в альбитизированных породах. Главная же особенность полученных результатов — низкие величины первичных изотопных отношений $(JR)_{\text{Sr}} = 0,7025-0,7064$ (см. рис. 3). Такой интервал, как отмечалось выше, характеризует, как правило, продукты мантийного петрогенеза. Из обнаружение в "коровом" объекте требует специального обсуждения и объяснения.

На Rb-Sr изохронном графике точки, соответствующие проанализированным пробам, подчиняются четкой линейной зависимости, обнаруживая соответствие изохронной модели [4, 14]. Хорошее совпадение полученного Rb-Sr возраста с результатами K-Ar метода дает основание считать, что наблюдаемые значения возраста отвечают времени образования Кыджимитского массива, а альбитизация во времени следовала непосредственно за внедрением и кристаллизацией гранитов. Если, исходя из полученного возраста, сравнить первичные изотопные отношения стронция в каждой из проанализированных проб с количеством вторичного альбита, нетрудно обнаружить четкую корреляцию: наиболее низкую величину JR имеют пробы максимально альбитизированного гранита, а самое высокое его значение соответствует наименее измененному образцу породы. Можно предположить поэтому, что JR стронция в не затронутых альбитизацией гранитах Кыджимитского массива было еще более высоким и приближалось к наблюдаемому в неизменных лейкократовых гранитах Забайкалья (0,708—0,710) и что уменьшение этого отношения связано с альбитизацией. В таком случае процесс альбитизации, хотя он и был синхронен внедрению и кристаллизации гранитов, по своей природе не являлся автоматометасоматическим. Богатые натрием растворы, вызывающие альбитизацию, имели низкое (порядка 0,702) отношение ${}^87\text{Sr}/{}^86\text{Sr}$. Их воздействие на граниты благодаря неравномерно проявленной альбитизации не приводило к гомогенизации изотопного состава стронция.

По наблюдениям многих специалистов, формирование интрузивных комплексов Забайкалья сопровождалось интенсивным регионально проявленным щелочным метасоматозом [6]. Вполне вероятно, что в рассматриваемом

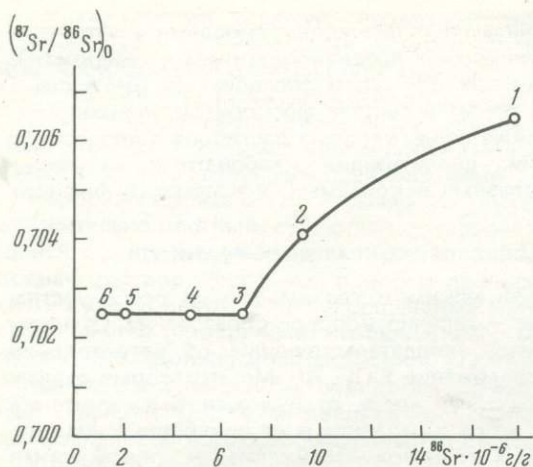


Рис. 3. Зависимость величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ от степени альбитизации и общего содержания стронция в гранитах Кыджимитского массива

1 — слабая альбитизация (3,15% Na_2O); 2 — КПШ (+альбит); 3–6 — интенсивная альбитизация (4,96–4,46% Na_2O)

мом случае этот процесс вызывался ювенильными растворами мантийного происхождения.

Поступление в кору из мантии гипотетических богатых щелочами растворов, называемых гранитизирующими, трансмаг-

матическими, интрателлурическими, является необходимой составной частью многих современных петрогенетических построений. Это допущение принимается и в работах по общей теории метасоматизма. Рассмотренные особенности Кыджимитского массива — еще одно свидетельство в пользу подобного допущения. Замещение первичных полевых шпатов под воздействием глубинного раствора альбитом объясняет наблюдаемое сочетание в одном массиве "мантийных" и "коровых" особенностей. Более того, возможно, именно участие глубинных растворов определило металлогеническую специализацию интрузии (олово-молибден-вольфрамовое оруденение грейзенового типа).

САЛМИНСКИЙ МАССИВ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ

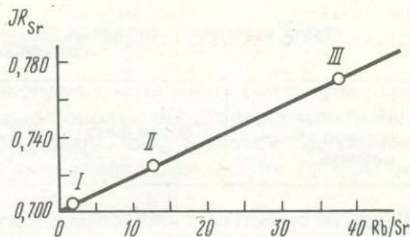
Массив хорошо исследован и описан [1, 8, 11, 13], поэтому ниже приводятся лишь необходимые сведения о его строении и составе пород. Массив многофазен. Первая фаза представлена грубозернистыми, порфиоровидными, иногда овоидными биотит-амфиболовыми гранитами и выборгитами. Граниты первой фазы наиболее широко распространены и слагают центральную и южную части массива. Вторая фаза — средне-крупнозернистые биотитовые граниты, развитые только в северной части массива. Третья фаза — мелкозернистые слабо порфиоровидные лейкократовые граниты и аляскиты, слагающие небольшие штокообразные тела в северной части массива и в зоне его западного экзоконтакта. Граниты второй и особенно третьей фаз неравномерно альбитизированы. В апикальных куполовидных выступлах тел третьей фазы альбитизация проявилась наиболее интенсивно вплоть до образования альбитовых апогранитов и штокшайдеров. В зоне западного экзоконтакта Салминского массива гранитов рапакиви известны ассоциирующие с третьей фазой скарновые месторождения (Питкярантский рудный район) с железо-редкометалльно-полиметаллическим оруденением.

Авторами изучалось распределение изотопов стронция в породах всех фаз массива (рис. 4). При этом привлекают внимание низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для гранитов первой фазы и очень высокие — для гранитов второй и третьей фаз.

Низкие первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для гранитов первой фазы свидетельствуют о глубинном, по-видимому, мантийном их происхождении.

Рис. 4. Зависимость начального отношения изотопов стронция (JR_{Sr}) от величины Rb/Sr в гранитах Салминского массива

I—III — граниты первой, второй, третьей фаз



Высокие значения этого отношения для гранитов второй и третьей фаз могут свидетельствовать об их "коровом" происхождении. Однако трудно предположить, что в пределах одного магматического комплекса и единого интрузивного массива, формировавшегося, судя по петрохимическим и геохимическим данным [8], из одного магматического очага, ранние фазы имели мантийное, а поздние — коровое происхождение.

Анализ графика JR_{Sr} —Rb/Sr гранитов рапакиви (см. рис. 4) показывает, что все три фазы расположены на одной линии, что свидетельствует об их общей природе и об едином для гранитов второй и третьей фаз процессе накопления рудогенного Sr.

Ранее проведенное геохронологическое изучение гранитов Салминского массива и ассоциирующих с ними руд с применением комплекса методов (K-Ar и Pb-Pb по цирконам) показало, что радиологический возраст гранитов всех трех фаз, альбитизированных гранитов и руд практически одинаков и составляет 1560—1540 млн. лет. Отсюда следует, что внедрение гранитов всех трех фаз происходило последовательно в сравнительно коротком интервале времени и нет оснований выделять граниты второй и третьей фаз в отдельную самостоятельную формацию, как предлагают некоторые исследователи [8, 9].

Однако радиологический возраст гранитов второй и третьей фаз, а также альбитизированных гранитов и альбитовых апогранитов, определенный Rb-Sr изохронным методом, оказался резко заниженным — 1470—1440 млн. лет. Эти возрастные данные не отвечают ни времени внедрения интрузивных фаз, ни времени их последующей альбитизации. Они, вероятнее всего, фиксируют время завершения низкотемпературных аутометасоматических преобразований в гранитах второй и третьей фаз. В отличие от гранитов первой фазы, которые, судя по петрологическим данным, были образованы из "сухой", быстро кристаллизующейся магмы ($P_{H_2O}^I = 0,2 \pm 0,1$ кбар), гранитные расплавы второй и третьей фаз были насыщены водой и летучими компонентами ($P_{H_2O}^{II} = 0,6 \pm 0,15$ кбар, $P_{H_2O}^{III} = 1,0 \pm 0,4$ кбар). Обилие низкотемпературных (150—200°С) газово-жидких включений в гранитах поздних фаз, многочисленные генерации полевых шпатов свидетельствуют о длительности аутометасоматических процессов. Возраст 1470—1440 млн. лет, по-видимому, определяет время перехода Rb-Sr системы в стабильное состояние, фиксируя окончательное завершение низкотемпературного аутометасоматоза.

Значение Rb-Sr возраста для гранитов второй и третьей фаз по сравнению с возрастом, полученным K-Ar методом по темноцветным минералам и Pb-Pb методом по цирконам, по-видимому, обусловлено тем, что Rb-Sr возраст отражает время прекращения миграции материнских и дочерних изотопов в калиевом полевоом шпате, являющемся основным носителем Rb и радиогенного Sr в гранитах рапакиви. Как следует из табл. 2, в гранитах от фазы к фазе отмечается увеличение содержания рубидия. Можно до-

Расчет времени накопления радиогенного стронция в гранитах рапакиви
Салминского массива

Исходные и вычисленные величины	Первая фаза	Вторая фаза	Третья фаза	Третья фаза из участков с сильной альбитизацией
Rb, мкг/г	210	240	375	606
Sr, мкг/г	92	19	9	13
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	6,6	36,6	108,8	138,5
JR_{Sr}	0,7031	0,7258	0,7696	0,900
$T(\text{Rb-Sr изохрона})$	1566±8	1466±2	1462±9	1467±13
t_1	4	48	43	~ 100
T_1		1514	1505	1565
CaO, %	1,18	0,90	0,66	
$\text{Sr}_{\text{испр}}$, мкг/г		28	16	
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{испр}}$		24,8	69,0	
t_2		64	68	
T_2		1530	1530	
Or, %	55,6	50,8	48,9	
$\text{Sr}_{\text{испр}}$, мкг/г		30,7	18,3	
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{испр}}$		23,1	59,8	
t_3		69	78	
T_3		1535	1540	

$t_1 - t_3$ — время накопления радиогенного стронция (вычисленное); T — время формирования фазы ($T_1 - T_3$ — получены расчетным путем), млн. лет; Or — ортоклаз.

пустить, что за 100 млн. лет к моменту закрытия рубидий-стронциевой системы (1450 млн. лет) происходило накопление, особенно в породах поздних фаз, радиогенного стронция и повышение величины JR . Однако расчеты (см. табл. 2) показывают, что соответствующее изменение системы должно было произойти не за 100, а всего лишь за 50 млн. лет. Объяснить этот факт можно, если предположить, что рассматриваемая система не была изохимической. Действительно, альбитизация гранитоидов приводила к резкому уменьшению содержания стронция в породах, его выносу вместе с кальцием из первичных полевых шпатов. Выносимое вещество, очевидно, фиксировалось (или рассеивалось) уже за пределами изучаемого комплекса. Введение соответствующих поправок на потери стронция, пропорциональные потерям кальция, а также не уменьшение в породах содержания ортоклаза дает расчетное время накопления изотопа ^{87}Sr , равное 70–80 млн. лет, что уже близко к установленному изохронными методами интервалу. Заметим также, что поправки не учитывают уменьшение содержания стронция в других минералах (в частности, в ортоклазе). Таким образом, "коровые" значения величины JR в гранитах поздних фаз Салминского массива обусловлены естественной эволюцией его вещества в ходе длительных аутометасоматических преобразований с выносом части этого вещества во вмещающие породы.

Приведенные выше данные не претендуют на полное освещение сравнительно новой проблемы взаимодействия мантийного и корового вещества. Однако они указывают на многообразие форм такого взаимодействия. В частности, можно говорить о трех принципиально различных его типах.

1. Селективно-контаминационный (карбонатитовые комплексы): вещество, поступившее в кору из мантии, в той или иной степени обогащается коровым материалом.

2. Наложенно-метасоматический с участием ювенильных растворов (граниты Кыджимитского массива): коровые породы, образовавшиеся в ходе того или иного тектоно-магматического этапа, обогащаются мантийным веществом под действием глубинных растворов, возникших на том же этапе.

3. Эволюционный (граниты Салминского массива): мантийное вещество в коре изменяет свои характеристики в ходе эволюции без участия корового материала, но при выносе части вещества в окружающие коровые породы.

Взаимодействие мантийного и корового вещества связано с метасоматическими процессами и обуславливает особенности этих процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анортозит-рапакиви-гранитная формация. Л.: Наука, 1978. 296 с.
2. Зеленов К.К. Вулканы как источник рудообразующих комплексов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 214 с.
3. Краснова Н.И. Минералогия Ковдорского флогопитового месторождения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ЛГУ, 1974. 17 с.
4. Козубова Л.А., Мурина Г.А., Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Кыджимитский комплекс редкометалльных гранитов и радиологическое обоснование его возраста. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12, с. 31–43.
5. Ланда Э.А., Егоров Л.С. Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. М.: Недра, 1974. 145 с.
6. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.П. Палеозойский магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 139 с.
7. Николаев В.А., Долово-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 338 с.
8. Никольская Ж.Д., Гордиенко Л.И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. М.: ВСЕГЕИ. 1977. 152 с. (Тр. Нов. сер.; Т. 253).
9. Полов В.Е. О новом типе месторождений областей тектоно-магматической активизации (на примере юга Карелии и других регионов). — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 235–243.
10. Самойлов В.С., Плюсин Г.С., Сандомирская Г.П., Чернышев Е.А. Изотопный состав стронция в карбонатитах СССР. — Докл. АН СССР, 1978, 238, № 6, с. 1451–1454.
11. Свириденко Л.П. Петрология гранитов рапакиви Салминского массива. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 40–55.
12. Соловьева А.В., Владимиров Б.М., Семенова В.Г. и др. Мантийный метасоматоз и его роль в образовании кимберлитовых и щелочных оливин-базальтовых расплавов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: Наука, 1972, с. 172–179.
13. Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Прилажья. Л.: Наука, 1973. 87 с.
14. Шергина Ю.П., Рублев А.Г., Ларин А.М. и др. О возрасте Салминского массива гранитов рапакиви и связанного с ним оруденения. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Уфа, 1979, с. 15–17.
15. Bell K., Powell J. Strontium isotopic studies of alkalic rocks: the alkalic complexes of Eastern Uganda. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, 81, N 11, p. 3480–3481.
16. Bell K., Dawson J., Farquhar R. Strontium isotope studies of alkalic rocks: the active carbonatite volcano Oldoinyo Lengai, Tanzania. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84, N 3, p. 1019–1030.
17. Faure G., Bowman J., Elliot D., Jones L. Strontium isotope composition and petrogenesis of the Kirkpatrick basalt, Queen Alexandra Range, Antarctica. — Contribs Miner. and Petrol., 1974, 48, N 3, p. 153–170.
18. Powell J., Bell K. Strontium isotope studies of alkalic rocks: localities from Australia, Spain and the Western United States. — Contribs Miner. and Petrol., 1970, 27, N 1, p. 1–10.
19. Sun S., Hanson G. Origin of Ross Island Basanitoids and limitation upon the heterogeneity of mantle sources for alkalic basalts and nephelinites. — Contribs Miner. and Petrol., 1975, 52, N 2, p. 77–106.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Для кимберлитов чрезвычайно характерно интенсивное преобразование их первичного состава метасоматическими процессами, главные из которых — серпентинизация и карбонатизация. Обширный метасоматоз кимберлитовых пород связан с высокой газонасыщенностью кимберлитовых расплавов (прежде всего углекислотой и водой), а также с поступлением значительных количеств этих компонентов из боковых пород. Интенсивное проявление метасоматических процессов привело к тому, что существенно оливиновая порода — кимберлит — в большинстве случаев превращена в типичный метасоматит, на 85—95% сложенный серпентиновыми и карбонатными минералами (рис. 1, 2). На рис. 1 приведена микрофотография редко встречающегося типа кимберлита, который обнаружен на глубоких горизонтах трубки Удачная-Восточная и описан в литературе как аналог неизмененного кимберлита [6]. Уникальность данной разновидности кимберлита заключается в том, что оливин, расположенный в существенно карбонатной основной массе, совершенно не затронут метасоматическими преобразованиями. Обычными же для алмазоносных районов Якутии являются кимберлиты, в которых оливин значительно или полностью (особенно на верхних горизонтах кимберлитовых тел) замещен вторичными минералами (см. рис. 2).

Метасоматическое преобразование кимберлитов отличается от изменения типичных ультраосновных пород (дунитов, перидотитов) на регрессивной стадии их метаморфизма как характером замещения оливина продуктами серпентинизации, так и другими признаками. Изменение первичного состава кимберлитов осуществлялось на фоне остывания породы, при этом все более низкотемпературные стадии накладывались на относительно высокотемпературные и частично либо полностью их маскировали. Пульсационный характер растворов с изменяющейся активностью и концентрацией H_2O и CO_2 на различных этапах эволюции гидротермальных растворов приводил к тому, что процессы гидратации и карбонатизации неоднократно сменяли друг друга во времени. Изучение в различной степени измененных кимберлитов, последовательности образования вторичных минералов и их взаимоотношений с первичными дает основание в сложном и многостадийном процессе метасоматического преобразования кимберлитовых пород выделить в целом четыре главные стадии: 1) ранняя (автометаморфическая) серпентинизация; 2) кальцитизация первичных минералов (главным образом оливина); 3) наложенная (фреатическая) серпентинизация; 4) наложенная карбонатизация. Следует отметить, что каждая конкретная разновидность кимберлитов, как правило, характеризуется преимущественным проявлением тех или иных стадий изменения, в результате чего кимберлитовые породы из жил и даек, трубок или отдельных фаз внедрения в пределах трубок значительно различаются по степени и характеру метасоматического преобразования, что находит отражение в их облике, а также в минералогических, петрохимических, геохимических особенностях состава. Наиболее ранний процесс серпентинизации — образование по вкрапленникам оливина петель бесцветного или окрашенного в зеленоватые и желтоватые тона поперечно-пластинчатого лизардита (рис. 3). По оливину развиваются также ленты хризотила, зальбанды у которых, в отличие от лизардита, неровные, зубчатые. Серпентинизация оли-

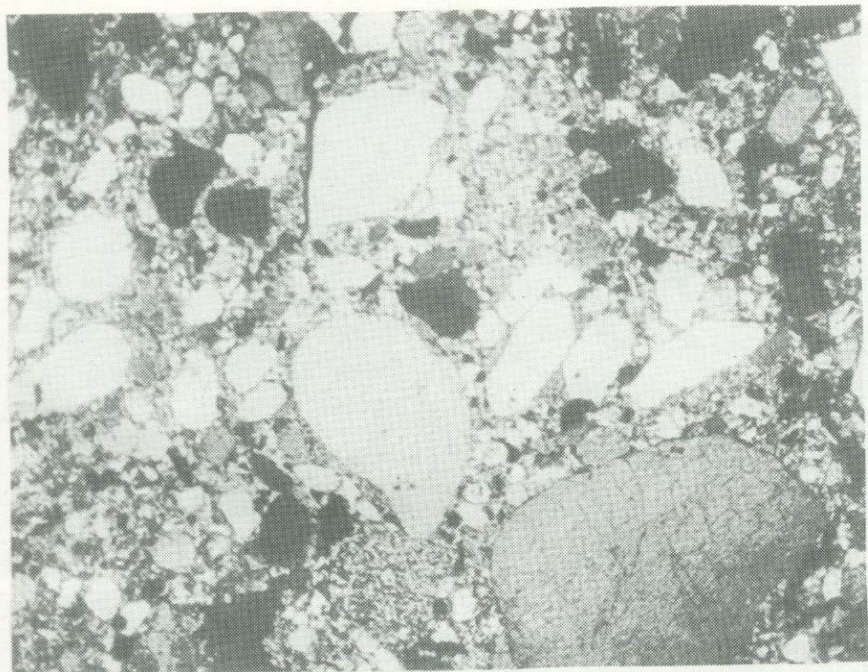


Рис. 1. Наиболее свежий кимберлит с неизмененным оливином. Трубка Удачная, с анализатором, увел. 20

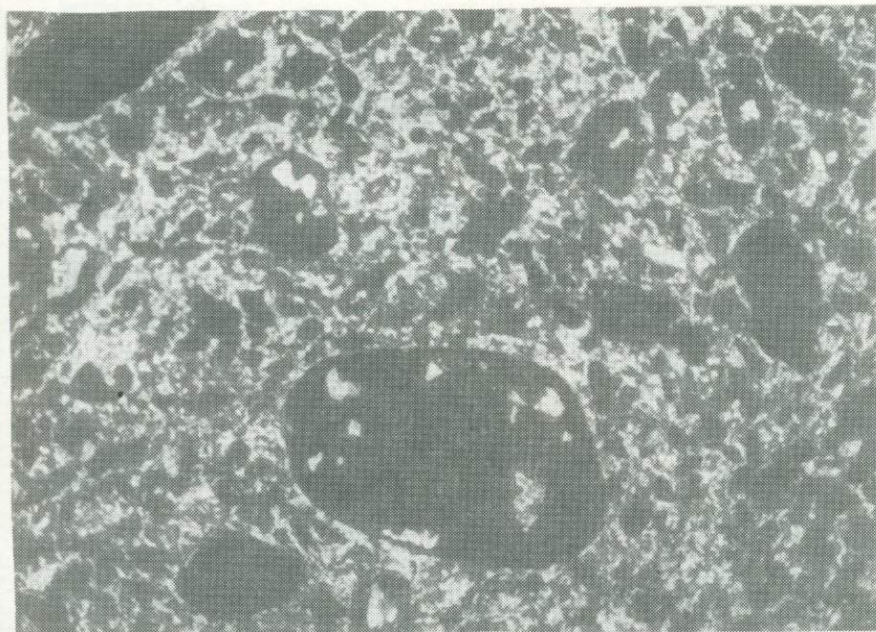


Рис. 2. Полностью серпентинизированный и карбонатизированный кимберлит. Трубка Удачная-Восточная, с анализатором, увел. 20

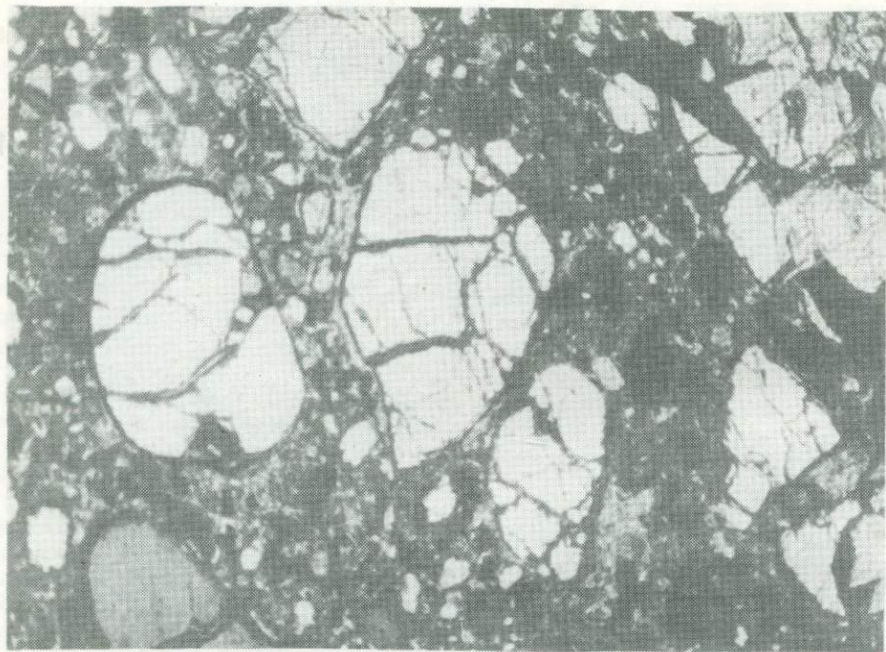


Рис. 3. Незначительно серпентинизированный кимберлит. Трубка Удачная-Восточная, с анализатором, увел. 25

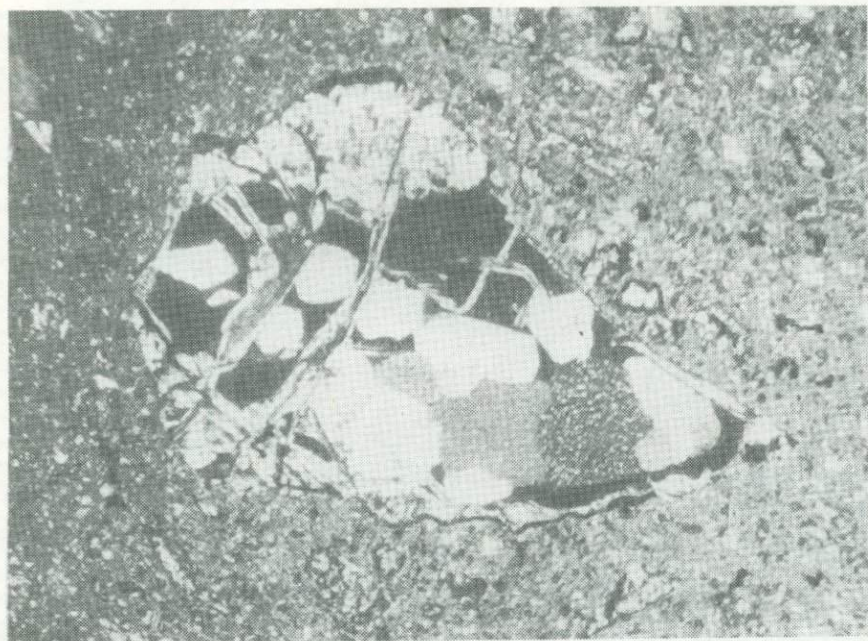


Рис. 4. Серпентин-кальцитовая псевдоморфоза по оливину. Трубка Мир, с анализатором, увел. 40

вина в кимберлитах не сопровождается образованием характерных петельчатых структур, которые обычны в серпентинизированных дунитах и в других ультраосновных породах. Типичные петельчатые (мелкопетельчатые) структуры отмечаются лишь в серпентинизированных ультраосновных включениях в кимберлитах.

Характерной особенностью ранней серпентинизации является ее слабое проявление, незавершенность, так что кимберлиты, не подвергшиеся последующей кальцитизации и наложенным серпентинизации и карбонатизации, содержат значительное количество свежего оливина. Главная причина "самозатухания" ранней серпентинизации — появление в серпентинизирующих растворах углекислоты, в присутствии которой серпентин становился неустойчивым. Возрастание реактивности углекислоты приводило к переходу реакций гидратации к реакциям карбонатизации (кальцитизации). При температурах менее 250°С силикаты Са и Mg обладают значительно более высокой общей основностью, чем карбонаты этих металлов, в результате чего при низкотемпературных гидротермальных процессах растворы, несущие углекислоту, вызывают карбонатизацию силикатов Са и Mg, понижая основность среды [3]. Развитие кальцита происходило по реликтам оливина в ядрах петель серпентина и в центральных частях неполных псевдоморфоз (рис. 4), в меньшей мере по оливину и пироксену ультраосновных включений, а также по некоторым другим первичным минералам (монтичеллиту, апатиту, перовскиту). В отдельных разновидностях кимберлитов ранняя серпентинизация не проявлялась и вкрапленники оливина полностью замещались агрегатом ксеноморфных зерен кальцита (рис. 5). Хотя оливин является магниезильным минералом, замещается он всегда кальцитом. Эту особенность низкотемпературного изменения оливина в ультраосновных породах отмечал В.Н. Лодочников [4]. Процесс замещения оливина, пироксена и других силикатов карбонатами описан для многих типов пород — мончикитов [8], пикритовых порфиритов [7], лампрофилов [11], а также кимберлитов [2], хотя подавляющее большинство исследователей кимберлитовых пород рассматривают присутствие кальцита в псевдоморфозах по оливину как результат замещения им псевдоморфного серпентина. Кальцитизация первичных минералов кимберлитов — закономерный процесс, вызванный высоким содержанием кальция и углекислоты в гидротермальных растворах. По мере развития процесса растворы, производившие кальцитизацию, все более обогащались выносимыми из оливина магнием и кремнеземом и в конечном итоге служили источником повторного образования серпентина (часто совместно с магнетитом), но уже в иных физико-химических условиях наложенной стадии. Наложенная серпентинизация выражалась в развитии позднего серпентина по более ранним вторичным и некоторым первичным минералам в псевдоморфозах и в основной массе (рис. 6). Замещаются серпентином также карбонатные и другие ксенолиты прорванных кимберлитами пород.

Наложенная карбонатизация наиболее интенсивно проявлялась в приконтактных и приповерхностных участках кимберлитовых тел и связана главным образом с поступлением СаО, MgO, CO₂ из вмещающих известняков и доломитов.

Относительно холодные гидротермальные растворы выщелачивали и преотлагали ранее образованные карбонаты и серпентин в мелких порах и пустотах, "пропитывая" кимберлит этими минералами, а также формировали моно- и полиминеральные прожилки, желваки и гнезда.

Метасоматические серпентин и кальцит, замещающие оливин и пироксен в ультраосновных включениях и оливин вкрапленников, значительно обогащены некоторыми микроэлементами. По данным количественного спек-

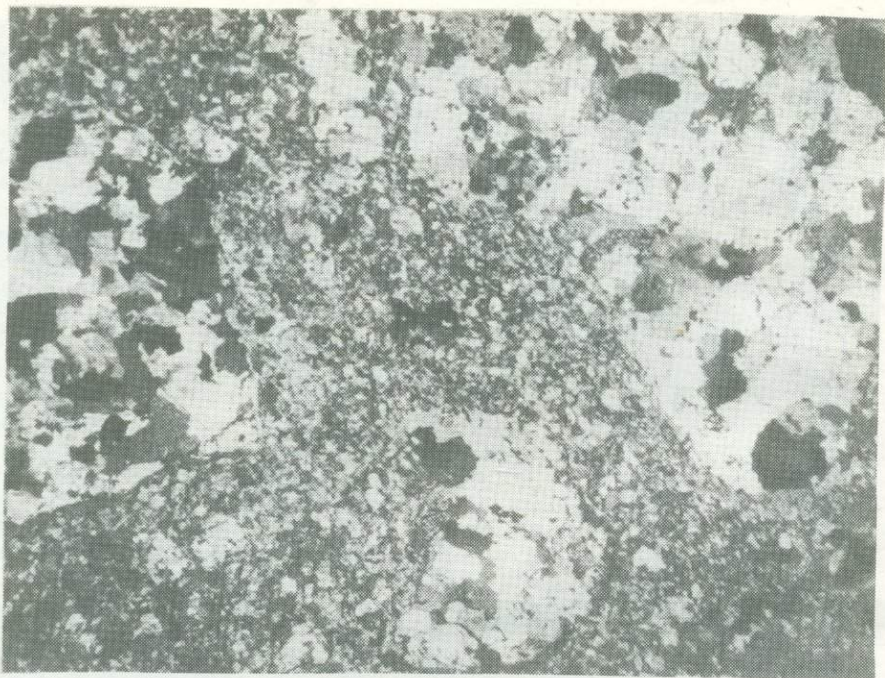


Рис. 5. Кальциевые псевдоморфозы по оливину в карбонатной (кальцит, доломит) основной массе. Жильный кимберлит, с анализатором, увел. 30



Рис. 6. Замещение кальцита (белое) поздним изотропным серпентинитом (черное) в псевдоморфозах по оливину. Трубка Мир, с анализатором, увел. 30

рального анализа (аналитик И.Г. Егранова, ВНИИГГиМС), средние содержания в серпентине (в %): Ni — 0,190, Co — 0,0067, Cr — 0,032; в апооливиновом кальците соответственно: 0,153, 0,014, 0,069. Содержания данных элементов в гидротермальных серпентин-карбонатных прожилках, гнездах на 3—4 порядка ниже.

По данным термического и рентгеноструктурного анализов, серпентинизация кимберлитов не сопровождалась выделением тонкодисперсного брусита и магнезита, что свидетельствует о выносе избыточных количеств MgO и других компонентов углекислыми растворами, и, таким образом, увеличение объема при серпентинизации не происходило. Этот вывод подтверждается и другими данными.

Основное количество воды, вызывающей серпентинизацию, поступало в кимберлит, по-видимому, при сравнительно низких температурах, и гидратация кимберлитов начиналась в области устойчивости серпентина. Наиболее высокотемпературная модификация серпентина — антигорит — в кимберлитах отсутствует, образование же лизардит-хризотиловой группы серпентиновых минералов в ультрабазитах, согласно изотопно-кислородным данным, происходило при невысоких (100—200°С) температурах и давлениях [9]. Близкие значения температур серпентинизации для африканских кимберлитов (менее 200°С) получены по изотопному термометру М. Шеплардом и Дж. Даусоном [12]. Необходимо отметить, что, по изотопным данным этих и некоторых других авторов [10], ранняя слабая серпентинизация могла осуществляться за счет воды, содержащейся в кимберлитовом расплаве. Более поздняя массовая серпентинизация вызвана притоком в кимберлиты метеорно-гидротермальных вод.

Согласно результатам гомогенизации расплавных включений в микролитах кальцита из кимберлитов [5], а также по петрографическим и другим данным, часть карбоната (кальцита) в основной массе кимберлитов является первичной позднемагматической, и, таким образом, в образовании карбонатной минерализации в кимберлитах принимали участие магматические, метасоматические и гидротермальные процессы, однако главная роль принадлежит метасоматическим процессам.

Серпентинизация и карбонатизация существенно определили петрохимические и геохимические особенности кимберлитовых пород. Содержания оливина, серпентина и карбонатов в кимберлитах подвержены очень резким колебаниям, что находит отражение в резких колебаниях количества главных породообразующих окислов (в %): SiO₂ — от 5—7 до 35—40; MgO — от 2—3 до 30—35; CaO — от 3—5 до 40—45; а также CO₂ — от 0,5—1 до 35—37; H₂O — от 0,2—0,5 до 10—13.

Многие характерные микроэлементы кимберлитов при замещении первичных минералов из породы не выносятся, а захватываются вторичными метасоматическими, в результате этого геохимическая специализация сильно измененных кимберлитов и серпентин-карбонатной метасоматической минерализации одинакова. В серпентинизированных разновидностях накапливаются Li, Rb, F, B, в карбонатизированных — Nb, Ta, Zr, Ba, P (рис. 7). В отличие от наложенной карбонатизации, сопровождающейся доломитизацией и приводящей к обеднению кимберлитов многими микроэлементами, кальцитизация (автокарбонатизация, или "карбонатизация") сопровождается повышением содержаний редких элементов (Nb, Zr, Ta и др.), характерных для карбонатитового процесса. Эту закономерность отмечали Г.В. Зольников и В.К. Маршинцев [1]. Кроме того, в сильно измененных автокарбонатизацией кимберлитовых породах содержание таких элементов, как Ni, Co, Cr, V, существенно не понижается, и геохимическая специализация кимберлитов в этом отношении сохраняется. Различ-

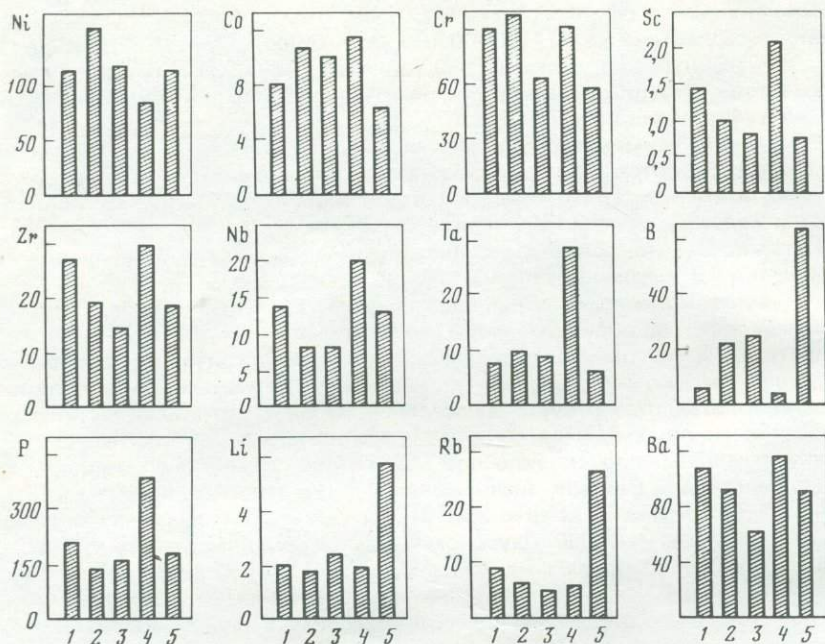


Рис. 7. Гистограммы средних содержаний (в г/т) микроэлементов в кимберлитах различной степени и характера изменения

1 — наиболее свежие с неизменным оливином; 2 — незначительно серпентинизированные пеллечатой серпентинизацией; 3 — существенно измененные, оливин замещен серпентином и кальцитом более чем наполовину; 4, 5 — полностью преобразованные, реликты оливина отсутствуют: 4 — преобладает серпентин, 5 — преобладает карбонат

ное поведение микроэлементов в зависимости от характера метасоматического преобразования является одной из причин наблюдающейся геохимической неоднородности кимберлитов в пределах трубок, а также полей и районов.

Таким образом, интенсивный метасоматоз является характерным и закономерным при формировании кимберлитовых пород этапом, в значительной степени определяющим их облик, а также минералогические, геохимические и другие особенности. Первичная существенно оливиновая кимберлитовая порода в процессе консолидации, сопровождавшейся резким понижением P и T , в присутствии значительных количеств H_2O , CO_2 , CaO и других компонентов превращалась в более устойчивую в этих условиях гидросиликат-карбонатную минеральную ассоциацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зольников Г.В., Маршинцев В.К. К проблеме карбонатизации кимберлитовых пород. — В кн.: Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: Ин-т геол. Якут. фил. СО АН СССР, 1974, с. 32–49.
2. Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М.: Наука, 1969. 288 с.
3. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие флюидов с породами и магмой. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 5–9.
4. Подочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.: Недра, 1974. 248 с.

5. *Мальков Б.А., Боболович Г.Н.* Условия формирования кимберлитов по данным исследования включений в кальците и апатите. — Докл. АН СССР, 1977, 234, № 2, с. 436–439.
6. *Маршинцев В.К., Мизалкин К.Н., Николаев Н.С., Барашков Ю.П.* Неизменный кимберлит трубки "Удачная-Восточная". — Докл. АН СССР, 1976, 231, № 4, с. 961–964.
7. *Фролов А.А., Багдасаров Ю.А., Нечаева Е.А.* Карбонатизированные кимберлиты и карбонатиты. — Сов. геология, 1970, № 6, с. 72–83.
8. *Червяковский Г.Ф., Говорова А.В.* Биотитовый мончикит из Красноуральского района на Среднем Урале. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, № 5, с. 597–599.
9. *Штейнберг Д.С., Чащухин И.С.* Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977, 312 с.
10. *Barrett D.R., Berg G.W.* Complementary petrographic and strontium isotope ratio studies of African kimberlite. — Phys. and Chem. Earth, 1975, 9, p. 619–635.
11. *Kirchner J.G.* Petrographic significance of a carbonate rich lamprophyre from Squaw Creek, northern Black Hills, South Dakota. — Amer. Miner., 1979, 64, N 9/10, p 986–992.
12. *Sheppard M.F., Dawson J.B.* Hydrogen, carbon and oxygen isotope studies of megakrist and matrix minerals from Lesothan and south African kimberlites. — Phys. and Chem. Earth, 1975, 9, p. 747–763.

УДК 553.232 : 552.33 : 553.641

В.Г.Лазаренков, В.А.Степанов

ЗОНАЛЬНЫЕ ФЕНИТОВЫЕ ОРЕОЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Существует тесная генетическая связь апатитовой минерализации с фенитовыми ореолами. Вопрос о зональности таких ореолов рассмотрен в литературе еще недостаточно. Имеются описания фенитовых ореолов вокруг интрузий карбонатитов, ийолитов и нефелиновых сиенитов, развитых главным образом в гнейсах. Зональность фенитовых, как и любых других контактово-метасоматических ореолов, является вполне обычным явлением. При этом наиболее распространенным типом зональности можно считать переход контактово-метаморфизованных (без привноса вещества) вмещающих пород сначала в фенитизированные разности, затем в полевошпатовые фениты и вблизи контакта с интрузией — в нефелиновые фениты. Как будет показано ниже, ореолы вокруг ийолитовых массивов Маймеча-Котуйской провинции имеют более сложное строение и содержат более полный набор членов метасоматической колонки, чем описанные ранее ореолы метасоматической зональности, в том числе и вокруг интрузий ийолитового состава. Еще один существенный момент, специфический для массивов провинции, заключается в особенности состава матрицы, по которой формируется ореол фенитизации. Вмещающие породы здесь представлены существенно кварцевыми песчаниками, а не только гнейсами и карбонатными породами, характерными для других провинций.

ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Обширные фенитовые ореолы, вмещающие апатитовое оруденение, установлены в Маймеча-Котуйской провинции главным образом для двух массивов — Маган и Ыраас. В тектоническом отношении эти интрузии вместе с другими массивами провинции расположены у северного края Сибирской платформы, вблизи краевого шва Таймырской складчатой системы. Распре-

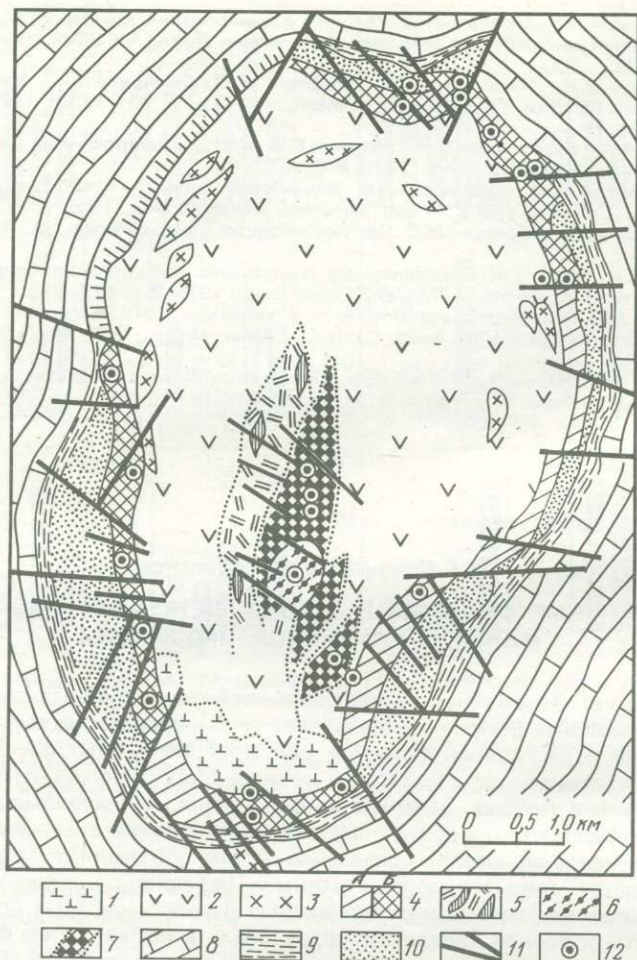


Рис. 1. Геологическая карта массива Маган (по Е.Л. Данилину, с дополнениями В.А. Степанова)

1 — пироксениты; 2 — ийолиты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — зона фенинизации: а — твейтозиты, б — эгириниты с участками апатит-эгириновых руд; 5 — гигантозернистые нефелин-пироксен-флогопитовые жилы; 6 — кальцитовые и доломитовые карбонатиты; 7 — зона интенсивной флогопитизации и магнетитового оруденения; 8 — доломиты котуйканской свиты; 9 — алевролиты, алевропесчаники устьильинской свиты; 10 — кварцевые песчаники лабазстакской свиты; 11 — разрывные нарушения; 12 — скважины

деление массивов в составе провинции, по-видимому, демонстрирует элементы латеральной магматической зональности. Все интрузии (более 20) расположены в четырех линейных зонах северо-восточного простираения, и если главная масса ультраосновных пород концентрируется во второй зоне (внешней по отношению к краю платформы) мелилитовых пород, то карбонатит-ийолитовые массивы Маган и Ыраас находятся на значительном удалении от краевого шва — в третьей зоне провинции. В наиболее глубоком тылу платформы — в четвертой зоне — расположен карбонатитовый массив

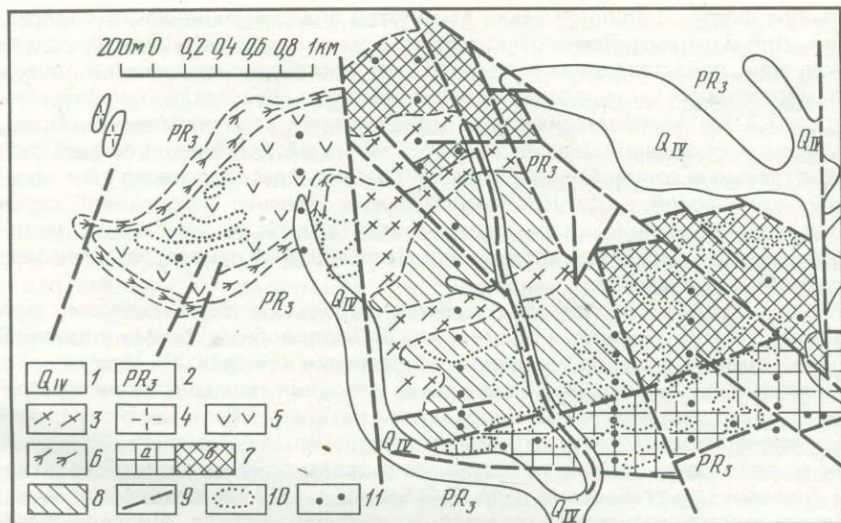


Рис. 2. Геологическая карта массива Браас (по Е.Л. Данилину)

1 — аллювиальные и делювиальные четвертичные отложения; 2 — кварцито-песчаники верхнего протерозоя; 3 — гнейсы, гранулиты и кристаллические сланцы архея; 4 — дайки долеритов; 5 — ийолиты; 6 — фениты, твейтозиты, эгириниты; 7 — зоны преобладающего развития франколитовых (а) и магнетитовых (б) руд; 8 — зоны ожидаемого развития магнетитовых руд на глубине (по геофизическим данным); 9 — разрывные нарушения; 10 — границы магнетитовых руд, по данным магниторазведки; 11 — скважины

Ессей. Формирование интрузий ультраосновных щелочных пород и карбонатов провинции, видимо, связано с глубинными разломами фундамента платформы, активизированными на ранней стадии прогибания Хатангской депрессии. Время становления массива Маган — около 235 млн. лет — является средним для ряда крайних значений абсолютного возраста (220—245 млн. лет), полученных для соседних с ним массивов провинции [10].

На уровне современного эрозионного среза в Маймеча-Котуйской провинции обнажаются те части интрузивных массивов, которые можно отнести к приповерхностным фациям или фациям малых глубин. В целом в пределах провинции относительная глубина эрозионного среза увеличивается в направлении с северо-запада на юго-восток. Массив Маган прорывает архейские породы кристаллического цоколя платформы и субгоризонтально залегающую толщу верхнепротерозойских пород платформенного чехла представленную (снизу вверх): кварцито-песчаниками лабазстахской свиты, аргиллитами и алевропесчаниками усть-ильинской свиты и доломитами котуйканской свиты. Вблизи контакта с массивом отложения усть-ильинской и лабазстахской свит выведены на поверхность в результате воздымания слоев осадочной толщи, вызванного внедрением плутона (рис. 1). Массив Браас прорывает кварцевые песчаники лабазстахской и бурдурской свит, также испытавшие воздымание около контакта с интрузией и залегающие под углами 30—60°. В восточной части ийолитовая интрузия Брааса контактирует с выведенными на уровень современной поверхности архейскими кварц-полевошпатowymi и пироксен-плагиоклазовыми гранулитами и гнейсами, слагающими горстообразный блок (рис. 2).

Среди массивов формации ультраосновных щелочных пород и карбонатов массив Маган является крупным телом (42 км²), имеющим в плане

овальную форму с длинной осью, вытянутой в субмеридиональном направлении. Для него характерно отчетливо зональное строение: узкая периферическая зона, представленная мельтейгитами, постепенно переходит в обширную ийолитовую, а центральное ядро массива представлено небольшим (около 1,3 км²), изометричным в плане штоком карбонатитов. В морфологическом отношении массив является типичной интрузией центрального типа, отдельные составляющие которой слагают крутопадающие тела кольцевой, конической и штокообразной форм. Явление "задириания" слоев вмещающих пород с выходом вдоль контакта глубоко залегающей, не обнажающейся по соседству кварцевой толщи рифея придает массиву лакколитообразную форму.

Массив Ыраас представляет собой небольшое по размерам тело (1,6 км²), имеющее в плане клино- или дайкоподобную форму с длинной осью, вытянутой в северо-восточном направлении (см. рис. 2). Массив целиком сложен ийолитами. Карбонатитовая инъекция пространственно разобщена со щелочной интрузией. Карбонатиты разбивают блок архейских гнейсов и гранулитов сложной системой относительно маломощных тел — жил, даек и, возможно, силлов, образующих в целом зону гигантской эруптивной брекчии ("мегабрекчии", по Л.С.Егорову [3]), в которой на долю собственно карбонатитов приходится существенный объем. Явление "задириания" слоев боковых пород, как и у массива Маган, свидетельствует о вероятной лакколитообразной форме интрузии, что соответствует геофизическим данным, по которым массив значительно расширяется с глубиной.

Массив Маган сформировался в результате внедрения четырех последовательных магматических инъекций: ийолиты (интрузивная фаза I), нефелиновые сиениты (фаза II), "фоскориты" — магнетит-форстеритовые породы (фаза III), карбонатиты (фаза IV) [3]. Э.А.Ланда [8, 9] считает, что образованию ийолитов предшествовала интрузивная фаза пироксенитов. По нашим данным, фазы III и IV включают несколько субфаз. Так, фаза III представлена оливинитами — породами существенно форстеритового состава и форстерит-магнетитовыми породами, а в составе фазы IV, кроме доломитовых, участвуют кальцитовые карбонатиты.

Массив Ыраас образовался в результате последовательного внедрения четырех магматических фаз: I — ийолиты, II — долериты и щелочные лампрофиды, III — магнетит-апатитовые породы, IV — карбонатиты.

С учетом количественного соотношения различных типов пород массивы Маган и Ыраас относятся к числу карбонатит-ийолитовых интрузий, в строении которых принимают участие почти все породы формации ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, но количественно ийолиты резко преобладают над другими разновидностями.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ФЕНИТОВЫХ ОРЕОЛОВ

Под фенитовыми ореолами в настоящей работе понимаются контактовые ореолы вокруг щелочных интрузий, включающие фениты, в узком петрографическом значении этого термина, а также ассоциирующие с ними другие контактово-метасоматические (твейтиты, эгириниты) и контактово-термальные (кварциты, мраморы, роговики) породы.

Как отмечалось, фенитовые ореолы в Маймеча-Котуйской провинции обрамляют интрузивные массивы, локализованные в основном в третьей магматической зоне. Главным фактором магматического контроля здесь является ийолитовый состав интрузий, а главным фактором литологического контроля — существенно кварцевый состав протерозойских песчаников, обнаженных на современной поверхности вследствие наиболее глубокого

эрозионного среза платформенного чехла в юго-восточной части провинции, вблизи выхода метаморфического комплекса Анабарского щита. Для сравнения контактового воздействия массивов разных зон провинции можно отметить, что, по данным Л.С.Егорова [3], метаморфизм пород, обрамляющих Гулинский плутон (первая магматическая зона) имеет исключительно термальный характер. Аналогичен и контактовый метаморфизм около массивов второй магматической зоны: в частности, вокруг массива Одихинча на расстоянии 0,5–1,0 км вмещающие доломиты превращены в доломитовые мраморы с включениями форстерита, диопсида, серпентина, брусита и периклаза. Причиной широкого развития ороговикования и мраморизации около внешних магматических зон провинции является, видимо, во-первых, ультраосновной состав интрузивных пород (Гулинский массив), во-вторых, преобладающее развитие карбонатных пород в составе вмещающей толщи из-за слабее проявленного эрозионного среза платформенного чехла.

Отчетливое зональное строение фенитового ореола массива Ыраас фиксируется на участке его северного контакта. Между йолитами интрузии и кварцевыми песчаниками вмещающей толщи выделяются четыре зоны контактового ореола, непосредственно примыкающая к йолитам, повсеместно сложена апатитовыми эгиринитами или твейтозитами. Среди них нередко отмечаются жилы, образованные параллельно-шестоватым агрегатом длиннопризматического эгирина с апатитом, заполняющим интерстиции. Вторая зона, примерно такой же мощности (10–20 м), состоит из эгириновых фенитов — существенно ортоклазовых пород, пронизанных отдельными кристаллами эгирина и их агрегатами в виде прожилков и просечек среди полевошпатовой массы. В направлении твейтозитовой зоны содержание эгирина возрастает и порода постепенно переходит в твейтозитовый фенит. Третья от контакта зона сложена эгиринизированными и фенитизированными кварцитами — с развитием в них послонно, в виде пятнистых включений и прожилков кристаллов эгирина и ортоклаза. Четвертая, примыкающая к кварцевым песчаникам зона представлена белыми кварцитами, возникшими в результате простой перекристаллизации, возможно, с участием в процессе летучих компонентов. В целом, по данным Е.Л.Данилина и В.П.Богадицы [1], ширина фенитового ореола вокруг йолитовой интрузии Ырааса составляет 30–150 м, а общая его площадь — 0,42 км². На долю апатитовых эгиринитов здесь приходится около 0,04 км² при среднем содержании P₂O₅ 7,0–7,5%.

Вокруг массива Маган почти по всему его периметру, в контакте с алевропесчаниками усть-ильинской и кварцевыми песчаниками лабазстахской свит, образовалась мощная неполнокольцевая зона эгиринитов и твейтозитов (см. рис. 1). Ширина ее варьирует от 50–70 до 500 м, протяженность составляет около 19 км, а общая площадь 5,5 км². Как и на массиве Ыраас, по направлению от йолитов интрузии к вмещающим породам здесь устанавливается зональность контактовых образований: эгириниты—твейтозиты—кварциты. Зона собственно фенитов — существенно полевошпатовых пород — выражена слабо. Они слагают локальные участки протяженностью до 1 км.

Среди пород фенитового ореола выделяются: 1) массивные мелко-среднезернистые эгириниты с калиевым полевым шпатом и апатитом; 2) мелко-среднезернистые апатитовые эгириниты с полосчатой и пятнисто-полосчатой текстурой; 3) грубозернистые твейтозиты с игольчатым, столбчатым пироксеном, образующим радиально-лучистые агрегаты среди крупнозернистой полевошпатовой массы. Большая часть эгиринитового кольца сложена мелко-среднезернистыми массивными твейтозитами. Между всеми перечислен-

ными разновидностями пород устанавливаются как постепенные, так и резкие переходы. При повышенном содержании апатита выделяются апатитовые эгириниты и твейтозиты, являющиеся объектом изучения как фосфатные руды. В процессе изучения массива Маган было показано, что наиболее апатитосодержащими являются меланократовые разновидности пород фенитового ореола, т.е. эгириниты, лейкократовые породы менее апатитосодержащие [2].

Число, форма и размеры рудных тел с промышленной концентрацией апатита в пределах кольцевой зоны твейтозитов-эгиринитов Магана пока не установлены. Результаты поисково-оценочных работ позволяют предполагать, что на фоне широкой зоны твейтозитов-эгиринитов, содержащих в среднем 2–5% P_2O_5 , могут быть выделены четковидные серии рудных тел с высокими содержаниями апатита. Решение проблемы их распределения непосредственно связано с анализом процессов формирования фенитового ореола.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФЕНИТОВЫХ ОРЕОЛОВ

Твейтозиты — горные породы, состоящие на 50–90% из щелочного пироксена. В контактовых ореолах массивов Маган и Ыраас преобладают меланократовые разновидности твейтозитов, более чем на 80% сложенные пироксеном, ввиду чего они выделяются под названием "эгириниты".

При повышенном содержании апатита (более 10%) выделяются апатитовые твейтозиты, а по текстурно-структурным особенностям среди этих пород выделено три главных разновидности. Большая часть их представлена мелко-среднезернистыми массивными породами, среди которых отмечаются разновидности с полосчатой, пятнистой, струйчатой, порфирированной, центральной, параллельно-шестоватой и плейчатой текстурой. Макроскопически твейтозиты — горные породы темно-зеленого цвета, в которых отчетливо различаются длиннопризматическая или радиально-лучистая форма щелочного пироксена, а также светлые пятна калиевого полевого шпата и мелкие зерна апатита. На участках собственно рудных залежей в апатитовых твейтозитах массива Маган средние содержания апатита составляют 15–16, иногда до 40–50% [4], причем апатит образует прожилковые сахаровидные агрегаты прозрачных или зеленовато-белых зерен, для которых устанавливается несколько более позднее образование по отношению к вмещающей щелочно-пироксеновой массе.

Главный породообразующий минерал твейтозитов — щелочной пироксен типа эгирин-салита [7]. Он представлен длиннопризматическими кристаллами размером от долей миллиметра до 20–30 см в крупнокристаллических жилах с параллельно-шестоватой текстурой. Структура породы нематобластовая. Щелочной пироксен интенсивно окрашен в травяно-зеленый и золотисто-коричневый цвета, в центральных частях зерен зонален. Отмечается необычная для этого минерала густая синяя окраска. Величина $c : Np = 27-35^\circ$, другие оптические свойства щелочного пироксена проведены в работе [2].

Апатит обычно заполняет интерстиционные промежутки между кристаллами щелочного пироксена в виде отдельных зерен, их агрегатов или прожилковидных масс. Под микроскопом он совершенно бесцветен, $Ng = 1,643-1,633$, $Np = 1,640-1,630$; удельный вес 3,120–3,205 г/см³. Определена следующая кристаллохимическая формула апатита: $(Ca_{9,23}Al_{0,23}Mn_{0,10}Na_{0,07})_{9,64}(P_{5,48}Sc_{0,04})_{5,52}O_{24}[(OH)_{0,48}F_{0,51}X]_2$.

Апатит из твейтозитов содержит 0,14% TR_2O_3 , 0,48% SrO, $16,2 \cdot 10^{-4}$ г/т Th, т.е. мало отличается от апатита из апатитовых ийолитов: 0,15% TR_2O_3 ,

0,46% SrO, $15 \cdot 10^{-4}$ г/т Th [6]. Кристаллизация апатита из твейтозитов, по результатам изучения газово-жидких включений, протекала в широком диапазоне температур (600–200°С) с изменением рудообразующей среды от газово-флюидного до гидротермального состояния [11].

В числе второстепенных и вторичных минералов в твейтозитах присутствуют щелочной амфибол, щелочной полевой шпат, кальцит, нефелин, флогопит и сфен.

Структурно-текстурные особенности твейтозитов во многом определяются также наложенным катаклизом. Возникшие при этом полосчатые и плитчатые текстуры обусловлены чередованием существенно щелочно-пироксеновых прослоев с апатитовыми и апатит-пироксен-полевошпатовыми. Кристаллы пироксена при этом деформируются, развиваются актинолитизация и кальцитизация, а калиевый полевой шпат альбитизируется. Наличие в твейтозитах реликтовых участков кварцевых песчаников свидетельствует о том, что эти породы имеют главным образом экзоконтактовое происхождение. Вместе с тем метасоматические взаимоотношения твейтозитов и ийолитов в контактовой зоне, наличие в твейтозитах реликтовых минералов щелочных пород (нефелина, флогопита, сфена), а также присутствие в ийолитах метасоматических твейтозитовых жил позволяют предполагать, что, по крайней мере, часть твейтозитов образовалась за счет метасоматической переработки пород интрузии. По аналогии с эндоскарнами к ним применимо название "эндотвейтозиты".

Фениты, в буквальном понимании этого термина, образуют на массиве Ыраас непрерывную концентрическую зону, а на массиве Маган имеют подчиненное распространение, слагая отдельные блоки среди пород твейтозитового кольца. По внешнему виду это средне-крупнозернистые лейкократовые щелочно-полевошпатовые породы, пронизанные отдельными игольчатыми кристаллами щелочного пироксена или его агрегатами в виде редких прожилков и просечек. Такая структурная позиция свидетельствует о несколько более позднем образовании пироксена по отношению к щелочно-полевошпату.

Щелочной полевой шпат является главным минералом фенитов, на его долю приходится 75–95% объема породы. В фенитизированных кварцитах зародышевые зерна этого минерала развиваются на контактах кварцевых зерен в виде мелких табличек или агрегата мозаичных зерен. Полевой шпат представлен здесь гомогенной, иногда пелитизированной разновидностью. В фенитах он имеет гомогенное или прожилково-пертитовое строение, иногда сдвойникован в простые двойники по (010), в разной степени пелитизирован и внешне похож на ортоклаз щелочных сиенитов. Видимо, по этой причине фениты называют иногда также сиенито-фенитами. Второстепенные, вторичные и акцессорные минералы фенитов — щелочной пироксен, щелочной амфибол, кальцит, канкринит, альбит, апатит, сфен, бадделейт. Акцессорные минералы распределены весьма спорадически. Подобно твейтозитам, фениты катаклазированы и, как следствие, альбитизированы и пелитизированы. Реже по трещинам катаклаза развиваются кальцитизация и канкринитизация.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФЕНИТОВЫХ ОРЕОЛОВ

Исследованиями горных пород, развитых в составе фенитовых ореолов вокруг щелочных массивов в других провинциях, было показано, что эти породы представляют собой метасоматические образования. Их формирование связано с выносом из магматического очага в первую очередь щелочных элементов — натрия и калия, а также алюминия, железа и ряда редких

и рассеянных элементов (ниобия, тантала, циркония, гафния, редких земель, стронция и др.). Среднее содержание этих элементов в породах фенитовых ореолов может резко превышать их концентрации как в материнских интрузивных, так и во вмещающих породах. При этом наиболее высокие содержания фиксируются во внутренних частях фенитовых ореолов [5]. Это правило имеет общий характер и, очевидно, распространяется и на твейтозиты, и на фениты массивов Маймеча-Котуйской провинции, которые, в свою очередь, имеют и местные, "провинциальные" черты. Главной геохимической и металлогенической особенностью массивов Маган и Ыраас является обогащенность фенитовых ореолов фосфором. В фенитах некоторых массивов карело-кольского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов эта особенность также отмечалась, но здесь она не имеет такого отчетливого характера.

О содержании редких и рассеянных элементов в твейтозитах и фенитах Маймеча-Котуйской провинции можно судить только по косвенным данным, в частности по содержанию этих элементов в апатите — их главном минерале-концентрате. По данным С.М.Кравченко и др. [7], содержание редких земель, стронция и тория в апатите из этих пород примерно соответствует их содержанию в апатите из фенитов карело-кольского комплекса. По другим элементам сведения в настоящее время отсутствуют.

Общий анализ состава и строения фенитовых ореолов, развитых около массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции, позволяет прийти к следующим выводам.

1. На уровне современного эрозионного среза широкие и зональные фенитовые ореолы наблюдаются вокруг ийолитовых массивов Маган и Ыраас: обширный — около крупного массива Маган и узкий — около небольшого массива Ыраас. Источником фенитизирующих флюидов почти несомненно служила ийолитовая магма. Породы субстрата, по которым интенсивно развивалась фенитизация, представлены кварцевыми песчаниками и, возможно, самими ийолитами. Доломиты верхних горизонтов вмещающей толщи фенитизацией практически не затронуты.

2. Отчетливая зональность кварцевые песчаники—кварциты—фенитизированные кварциты—фениты—твейтозиты—ийолиты наблюдается в развернутом виде в ореоле массива Ыраас и в сокращенном виде — в ореоле массива Маган. Подобный тип метасоматической колонки является новым и, по-видимому, наиболее полным для фенитовых ореолов щелочных массивов, возникших в данном случае на контакте ийолитовой магмы с существенно кварцевыми породами.

3. Временная стадийность минералообразования в фенитовых ореолах представляется в следующем виде (от ранних стадий к поздним): образование щелочных полевых шпатов—образование щелочных пироксенов—apatитизация. Их последовательное проявление приводит к формированию трех телескопированных зон. Полевошпатизация накладывается на кварцевые песчаники и образует собственно фенитовую зону, пироксенизация перекрывает экзоконтактовую область, частично захватывает ийолиты эндоконтакта и образует твейтозитовую зону. Апатитизация накладывается главным образом на твейтозиты, но частично выходит в фениты и кварциты, с одной стороны, и ийолиты — с другой. Наиболее отчетливо такая позиция апатитовой минерализации фиксируется на массиве Маган. Таким образом, зона апатитовой минерализации обнаруживает наиболее широкой ареал распространения и пространственно перекрывает все основные зоны фенитового ореола и часть ийолитов.

1. Данилин Е.Л., Богадица В.П. Некоторые закономерности распределения апатита в рудных телах месторождения Маган Маймеча-Котуйской провинции. — В кн.: Щелочной магматизм и апатитовосность севера Сибири. Л.: НИИГА, 1980, с. 77—84.
2. Данилин Е.Л., Гордиенко Н.И. Апатитовое месторождение Ыраас на севере Сибирской платформы. — В кн.: Апатитовосность севера Сибири. Л.: НИИГА, 1976, с. 95—109.
3. Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л.: Недра, 1969. 247 с.
4. Жирова Л.Т. Особенности размещения концентраций апатита в ультраосновных-щелочных массивах Маймеча-Котуйской провинции: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ им. С.Орджоникидзе, 1979. 18 с.
5. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии/А.А.Кухаренко, М.П.Орлова, А.Г.Булах и др. М.: Недра, 1965. 550 с.
6. Кравченко С.М., Егоров Л.С., Данилин Е.Л. Редкие земли и стронций в апатитах как индикаторы генезиса пород ультраосновной-щелочной формации Маймеча-Котуйской провинции. — Геохимия, 1980, № 12, с. 1835—1843.
7. Кравченко С.М., Расс И.Т., Некрасова Л.Р. Маганит — новая пироксен-apatитовая порода. — Докл. АН СССР, 1982, 262, № 6, с. 1459—1461.
8. Ланда Э.А. О генезисе флогопитовых месторождений в массивах щелочных ультраосновных пород. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, 121, вып. 1, с. 113—121.
9. Ланда Э.А. Магнетит-apatитовые породы Маймеча-Котуйской провинции и некоторые вопросы генезиса существенно апатитовых пород ультраосновных щелочных магматических комплексов. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970, с. 113—133.
10. Прохорова С.М., Евзикова Н.З., Михайлова А.Ф. Флогопитовосность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. М.: Недра, 1966. 230 с.
11. Романчев Б.П., Жирова Л.Т. Апатитовая минерализация массивов Маган и Ессей. — Геохимия, 1977, № 1, с. 147—152.

УДК 552.321.6 : 553.22

Е.Е.Лазько

ДВА ТИПА ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В ОФИОЛИТАХ УРАЛА

Происхождение ультрамафитов офиолитовых серий в складчатых поясах продолжает оставаться в числе наиболее сложных и интересных вопросов петрологии. Одной из ключевых генетических проблем является расшифровка природы ультрамафитов двух главных ветвей интрузивных образований в складчатых поясах — гипербазитовой "альпинотипной" (дунит-гарцбургитовой) и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой. Роль и соотношение магматических и метасоматических процессов в их формировании по-прежнему широко дискутируются.

В настоящей работе рассмотрен генезис ряда ультрамафитов офиолитовых ассоциаций. Объектом петрологического анализа послужили классические офиолитовые массивы Уральской складчатой области.

Удивительное постоянство набора полнокристаллических меланократовых пород, входящих в состав офиолитовой ассоциации в разновозрастных складчатых поясах, позволяет охарактеризовать обобщенный разрез и выделить объекты исследования. Основание такого идеализированного разреза (рис. 1) сложено мощной толщей массивных или полосчатых гарцбургитов (гарцбургитовый комплекс), включающих жильную серию ультрамафитов и сопутствующих пород (дунит-гарцбургитовая ветвь). Гарцбургиты перекрыты дунитами переменной мощности (краевые дуниты), образуя

щими непрерывный слой и иногда проникающими внутрь гарцбургитовой толщи. Краевые дуниты занимают промежуточное положение между гарцбургитами и вышележащим комплексом пород, известным под названием полосчатого, кумулятивного или расслоенного [6, 8, 17], в настоящей работе он именуется такситовым. Переходы от краевых дунитов как к подстилающим, так и к перекрывающим породам постепенные, поэтому они могут рассматриваться в составе как гарцбургитового, так и такситового комплексов. Венчается разрез интрузивных пород офиолитов мощной толщей габброидов, также связанной постепенными переходами с ультрамафитами такситового комплекса, поэтому вся непрерывная серия пород от дунитов до габброидов и относится обычно ко второй ветви интрузивных образований офиолитов.

Перечисленными комплексами исчерпываются те геолого-петрографические ассоциации офиолитов, в состав которых входят интрузивные ультрамафиты. Поскольку реститовая природа офиолитовых гарцбургитов [4, 8] и магматогенная — габброидов [18, 22 и др.] обоснована достаточно убедительно, в дальнейшем речь пойдет только о тех породах, происхождение которых не доказано, — о жильной серии в гарцбургитах, краевых дунитах и такситовом комплексе.

Жильные ультрамафиты и краевые дуниты. В состав жильной серии в гарцбургитах офиолитов входят секущие жилы и массивные тела дунитов (жильные дуниты), часто содержащие скопления хромитов, и пестрый набор дайковых и жильных амфибол-пироксеновых парагенезисов (ортопироксениты, вебстериты, клинопироксениты, роговообманковые пироксениты, горнблендиты и пироксеновые горнблендиты — в порядке распространенности), их оливинсодержащих аналогов и реже габброидов. Краевые дуниты, проникающие внутрь гарцбургитовой толщи, неотличимы в этом случае от жильных и поэтому рассматриваются вместе с ними.

Мощность жил ультрамафитов колеблется от долей сантиметра до нескольких метров; крупные дунитовые тела достигают нескольких десятков метров в поперечнике. Границы жил, секущих полосчатость гарцбургитов, как правило, резкие. Морфология жил и даек многообразна: обычно это линейные, не имеющие выдержанного простирания тела, прослеживающиеся в обнажениях на значительное расстояние. Они образуют раздувы, иногда переходя в сеть тонких прожилков, часто изогнуты, ветвятся по простиранию, резко выклиниваются, смещаются тектоническими нарушениями. В ряде случаев жилы утрачивают сплошность, переходя в обособленные фрагменты, и заканчиваются цепочками порфиробластов оливина или пироксенов.

Наблюдавшиеся случаи пересечения жил позволяют построить генеральный ряд последовательности их возникновения: дуниты—ортопироксениты—клинопироксениты, вебстериты и амфибол-пироксеновые породы (рис. 2, а). Вместе с тем соотношения жильных ультрамафитов между собой могут быть противоречивы (см. рис. 2, б); следует отметить нарушения указанной последовательности, случаи замещения дунитами пироксенитов и, наоборот, появление зональных жил и метасоматической вкрапленности клинопироксена в дунитовых жилах, присутствие в пироксенитовых телах реликтовых участков дунитового и оливинитового состава и т.д.

Всем жильным ультрамафитам и краевым дунитам, так же как дунитам ядер концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса, присущи гранобластовые и порфирокластические структуры, микроскопические особенности которых свидетельствуют о высокотемпературных деформациях пород [5, 20]. Однако признаки особо интенсивной деформации, характерные для катаклазитов, — искривление и смещение линейных элемен-

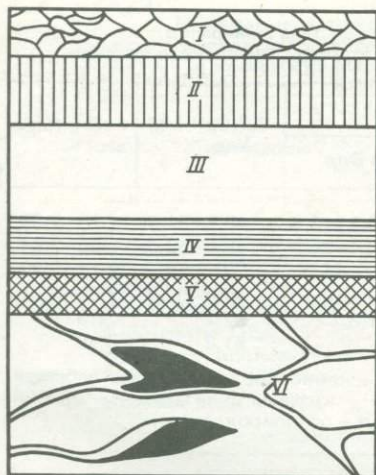
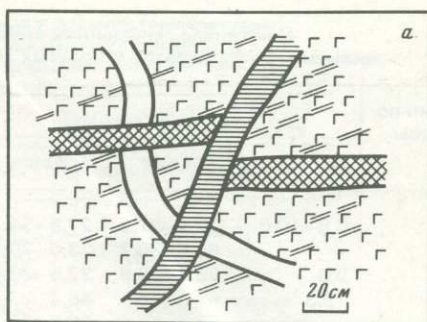


Рис. 1. Обобщенный разрез офиолитовых ассоциаций складчатых поясов
 I — подушечные лавы; II — комплекс параллельных диабазовых даек; III — габброиды; IV — полосчатый верлит-пироксенит-троктолитовый комплекс; V — краевые дуниты; VI — гарцбургиты, лерцолиты, жильные ультрамафиты, хромиты



Г Г 1 [] 2 [] 3 [] 4 [] 5

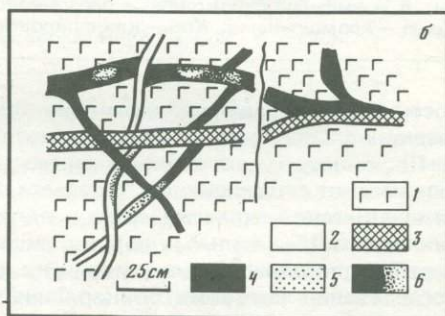


Рис. 2. Взаимоотношения гарцбургитов и жильных ультрамафитов в офиолитах
 а — обычно наблюдаемые соотношения: 1 — гарцбургит, 2 — дунит, 3 — вебстерит, 4 — ортопироксенит, 5 — элементы слоистости гарцбургита; б — противоречивые соотношения: 1 — гарцбургит, 2 — дунит, 3 — вебстерит, 4 — клинопироксенит, 5 — рассеянная вкрапленность клинопироксена в дуните, 6 — то же, с переходом в сплошной клинопироксенит

тов строения зерен, грануляция и дезинтеграция выделений, трансляционные двойники и пр., хотя и отмечаются в жильных породах, в целом им не свойственны. Интенсивно они проявлены только в дунитах Платиноносного пояса. Важно, что элементы деформации в жильных ультрамафитах уральских офиолитов, как правило, выражены несравненно слабее, чем во вмещающих гарцбургитах.

Генезис жильной серии является одним из наиболее спорных вопросов петрологии альпинотипных ассоциаций. Основываясь на существующей литературе, в качестве потенциальных способов формирования жильных ультрамафитов можно рассматривать следующие: 1) магматический — при консолидации остаточных порций той магмы, из которой ранее образовались гарцбургиты; 2) анатектический — в результате ранней кристаллизации фракционирующего расплава, появление которого связано с частичным плавлением вмещающих перидотитов; 3) метасоматический — при перераспределении вещества самих гарцбургитов или при привносе в них ряда компонентов из сопутствующих и вмещающих пород флюидами немагматического характера.

Признание реститовой природы гарцбургитов [4, 7, 8 и др.] позволяет отвергнуть магматическую концепцию. Кроме того, жилы секут полосча-

Некоторые особенности химического состава минералов
жильных ультрамафитов и краевых дунитов Войкар-Сыньинского массива

Тип породы	Fe/(Fe + Mg), %		Cr/(Cr + Al), %		Ca/(Ca + Mg) в Кпр, %	FeO в Кпр вес. %
	в Ол	в Хршп	в Хршп	в Опр		
1	8,8–10,0	32,5–71,3	27,9–74,7	10,7–13,8	48,8–51,3	1,78–2,28
2	—	60,5–60,7	73,0–75,5	20,4–25,0	48,0–53,6	2,06–2,34
3	9,8	28,4–28,8	22,5–29,4	8,1–16,0	52,2–52,7	2,11–2,22
4	13,3	63,3	48,4	4,8–14,1	47,9–52,2	2,68–3,41
5	—	63,4–65,4	70,8–71,1	21,3	52,2	2,73
6	10,6	48,2–58,2	51,4–58,2	—	51,8	2,60

1 — жильные дуниты; 2 — ортопироксениты; 3 — клинопироксениты; 4 — вебстериты; 5 — амфибол-пироксеновые парагенезисы; 6 — краевые дуниты; Ол — оливин, Хршп — хромшпинелид, Кпр — клинопироксен, Опр — ортопироксен.

тость, формирующуюся уже в явно консолидированных гарцбургитах, прошедших стадию высокотемпературного пластического течения.

Поскольку геологические, микроструктурные и петрохимические данные не дают решающих доказательств правильности анатектической или метасоматической гипотезы, было предпринято углубленное изучение вещественного состава жильных пород с акцентом на анализ сосуществующих минералов для определения условий их кристаллизации. Основным объектом исследования послужил Войкар-Сыньинский массив (Полярный Урал), в котором превосходно проявлена жильная серия. Всего из гарцбургитов и сопряженных жильных ультрамафитов этого массива с помощью микрозонда было проанализировано свыше 110 породообразующих оливинов, орто- и клинопироксенов, амфиболов и хромшпинелидов. Состав сосуществующих силикатов в одноименных породах изменяется в узких пределах; лишь хромшпинелид относительно широко варьирует по вещественным характеристикам (табл. 1). Все изученные образцы типичны для высокомагнезиальных альпинотипных гипербазитов складчатых поясов [1, 4, 6, 8, 18 и др.]. По особенностям химизма силикатов (прежде всего по железистости) породы могут быть разбиты на две группы, одну из которых составляют жильные дуниты, ортопироксениты и, вероятно, клинопироксениты, а другую — вебстериты и амфибол-пироксеновые парагенезисы. Эти анализы были положены в основу определения температур кристаллизации жильных пород. Расчеты проводились с помощью известных геотермометров Э.Джексона, Б.Вуда и Ш.Банно, П.Уэллса, Б.Майсена; их результаты обобщены в табл. 2.

Температуры равновесия T_p ультрамафитов, в основном колеблющиеся в интервале 700–1100°С, свидетельствуют о принципиальной возможности кристаллизации части пород из расплава. Согласно экспериментальным данным, плавление природных ультрабазитов, близких по составу к офиолитовым перидотитам, при избытке воды начинается уже при 980–900°С в интервале давлений 7–20 кбар [15]. Это означает, что теоретически все жильные породы, T_p которых превышают 900°С, могли образоваться при консолидации таких выплавов. Однако на пути реализации такой возможности стоят два труднопреодолимых препятствия. Во-первых, в микроструктурах ряда ультрамафитов отсутствуют признаки высокотемпературной перекристаллизации. Это, а также разрыв в уровне значений T_p между жильными

Таблица 2

Минимальные, максимальные и средние температуры равновесия гарцбургитов, жильных ультрамафитов и краевых дунитов Войкар-Сынынского массива

Тип породы	Температура, °С		
	min	max	средняя
Гарцбургиты (22) *	782	1120	961
Жильные дуниты (10)	740	1074	908
Ортопироксениты (5)	747	1087	922
Клинопироксениты (7)	803	1037	891
Вебстериты (15)	662	1099	837
Амфибол-пироксеновые парагенезисы (3)	559	790	685
Краевые дуниты (3)	806	1092	914

* В скобках — число независимых определений T_p .

ми породами и вмещающими гарцбургитами (см. табл. 2) позволяют утверждать, что вся система не была полностью преобразована (приведена в состояние нового равновесия) после завершения ее формирования. Следовательно, T_p жильных пород, особенно рассчитанные с помощью двупироксеновых геотермометров (преобладают субсолидусные значения в диапазоне 750–900°С), близки к истинным температурам кристаллизации. Это весьма важно, так как однотипные образования в составе жильной серии составляют однородные группы и нет никаких оснований считать их конвергентными. Поэтому из числа потенциально магматогенных приходится исключить те группы пород, T_p которых хотя бы в одном случае опускаются ниже 900°С, т.е. практически все изученные ультрамафиты. Во-вторых, состав выплавляющихся из природных перидотитов при 900–1100°С жидкостей далек от состава любых жильных ультрамафитов [15].

Приведенные соображения заставляют отвергнуть и анатектическую схему возникновения жильной серии ультрамафитов в гарцбургитах, пользующуюся наибольшей популярностью. Каков же истинный механизм их формирования? На взгляд автора, имеющаяся информация наиболее совместима с метасоматической концепцией: помимо морфологии жил и немагматических температур кристаллизации ультрамафитов, об этом свидетельствуют и некоторые геохимические данные [13, 14]. Так, накопление типичных респитовых для магматических процессов элементов (Cr, Ni) во все более поздних членах жильной серии (рис. 3, А) плохо укладывается в рамки любых представлений, трактующих образование жил с магматических позиций [14], однако хорошо объясняется дифференциальной подвижностью компонентов при метасоматозе [10]. Распределение платиновых металлов в рассматриваемых породах также имеет "антимагматический" характер: в более поздних членах гарцбургитового комплекса растут их абсолютные содержания, и отношение Pt/Pd заметно увеличивается в самых молодых породах — пироксенитах (рис. 4). Эти особенности не отвечают главным тенденциям поведения платиноидов в магматических процессах — приуроченности Pt к ранним дифференциатам и накоплению более легких элементов (т.е. уменьшению отношения Pt/Pd) в конечных продуктах кристаллизации — и соответствуют скорее метасоматическому перераспределению платиноидов [13, 23].

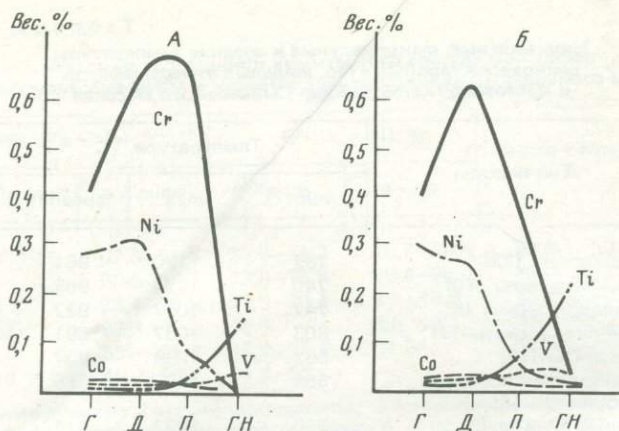


Рис. 3. Вариационная диаграмма содержаний элементов группы железа (Cr, Ni, Co, Ti, V) в породах гарцбургитового (А) и такситового (Б) комплексов Войкар-Сыньинского офиолитового массива [14]

Г — гарцбургиты; Д — дуниты; П — жильные пироксениты (верлит-клинопироксеновая серия в такситовом комплексе); ГН — габброиды (в гарцбургитовом комплексе — жильные)

Процессы метасоматоза, сформировавшие различные по составу жильные парагенезисы, по-видимому, различались в деталях. При анализе значений T_p (см. табл. 2) выявляется, что по этому параметру породы могут быть разделены на две группы: 1) дуниты, орто- и клинопироксениты; 2) вебстериты и пироксен-амфиболовые ультрамафиты. Выделение указанных групп подкрепляется, как указано выше, различиями состава породообразующих минералов. Химические особенности сосуществующих фаз пород первой группы приближаются к аналогичным особенностям минералов гарцбургитов; состав минералов образований вебстеритовой группы отличается заметно повышенной железистостью. Существуют отличия и в минеральном составе — в породах второй группы редок хромшпинелид. Все это позволяет предполагать, что механизм формирования вебстеритов и родственных образований был несколько иным.

В основе образования жильных дунитов и ортопироксенитов лежит известный факт перераспределения ряда компонентов оливин-энстатитовых пород при высокой температуре и наличии воды в системе. Согласно экспериментальным данным [2], недосыщенный SiO_2 водный флюид, проникающий по разрывам и зонам трещиноватости в "сухие" горячие гарцбургиты, вызовет вынос этого компонента из последних с превращением их в дуниты (т.е. замещение ортопироксена оливином). Пересыщенный кремнеземом флюид в других участках произведет "пироксенизацию" гарцбургитов с образованием жильных ортопироксенитов. Представляется, что подобный механизм, основывающийся на явлении метасоматической дифференциации [10], наилучшим образом объясняет также образование зоны краевых дунитов.

Клинопироксениты могли формироваться из того же флюида, пересыщенного кальцием. Существует несколько возможных источников такого обогащения [16, 19], однако главным из них, по-видимому, должен быть разрушаемый при метасоматозе ортопироксен краевых частей гарцбургитовых массивов, на месте которых образовались дуниты, и крупных дунитовых тел, вмещаемых гарцбургитами. Одновременно флюид обогащался

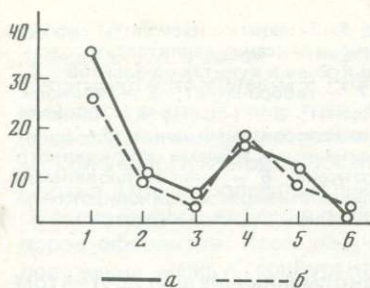


Рис. 4. Вариационная диаграмма содержаний (вмг/т) платины (а) и палладия (б) в ультрамафитах и габброидах Войкар-Сыньинского массива [13]

1 — жильные пироксениты; 2 — жильные дуниты; 3 — гарцбургиты; 4 — краевые дуниты; 5 — верлит-клинопироксеновая серия такситового комплекса; 6 — габброиды

другими компонентами ортопироксена (Si, Al, Cr), находившимися в нем в избытке против оливина дунитов.

Таким образом, жильные породы первой группы и краевые дуниты, согласно изложенной схеме, возникли вследствие простого перераспределения вещества материнских гарцбургитов при просачивании сквозь них изначально недосыщенного в отношении породообразующих компонентов высокотемпературного водного флюида, нагретого, судя по двупироксеновым равновесиям, до 800–1000°С. Формирование пород вебстеритовой группы не "вписывается" в подобный процесс. Последние явно выделяются особенностями вещественного состава и являются более поздними. Близость составов их минералов к составу аналогичных фаз офиолитовых габброидов [1, 4] позволяет говорить об участии вещества последних при их формировании. Характер жил вебстеритов, не отличающийся от ультрамафитов первой группы, и сравнительно высокие T_p пород свидетельствуют о том, что способ их образования был таким же, т.е. вебстериты могли возникнуть при метасоматозе гарцбургитов под действием флюида, но не "стерильного", а обогащенного компонентами основных пород (Fe, Ca, Al). Последнее позволяет связывать появление такого флюида со становлением габброидных интрузий офиолитов [1, 4]. "Габброидный" флюид использовал для миграции ослабленные зоны и трещины, иногда замещая вещество ранее сформированных жил. Об этом свидетельствуют секущее положение вебстеритов и амфибол-пироксеновых пород по отношению к другим жильным ультрамафитам, зональность многих вебстеритовых тел, признаки более позднего образования моноклинного пироксена относительно ромбического, частое отсутствие в этих породах хромшпинелидов, особенно в тесной ассоциации с клинопироксеном, и др.

Такситовый комплекс. Породы такситового комплекса общей мощностью от десятков метров до 1 км (ферродуниты, верлиты, оливиновые, мономинеральные и полевошпатовые клинопироксениты, троктолиты и др.) постепенно сменяют краевые дуниты в ненарушенных разрезах офиолитов и концентрически-зональных массивах Платиноносного пояса. На Урале намечаются два морфологически различных типа такситовых комплексов. В одних случаях (Войкар-Сыньинский массив) вся толща весьма изменчива по модальному составу и текстурам пород. Типичный разрез представляет собой чередование маломощных пятнистых, линзо- или цепочковидных мономинеральных скоплений оливина, клинопироксена и плагиоклаза либо всевозможных их сочетаний, и лишь изредка выдержанные петрографические типы распространены на значительной площади. В то же время в разрезе четко проявлена зональность, обусловленная последовательной сменой от краевых дунитов к габброидам зон преобладания верлитов, оливиновых, мономинеральных и плагиоклазовых клинопироксенитов. В других случаях (Хабарнинский, Кытлымский массивы) указанные зоны,

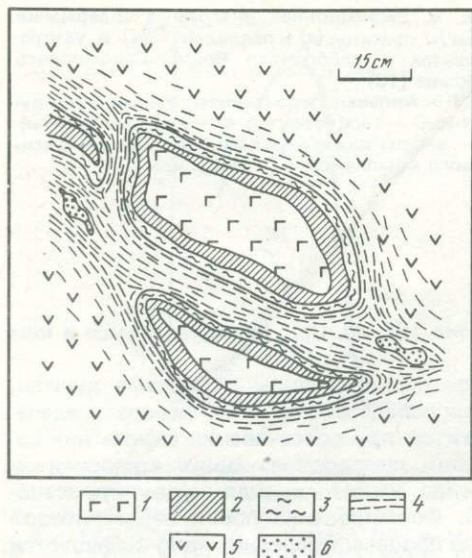


Рис. 5. Зональные ксенолиты габбро-клинопироксенит-верлитового состава в краевых дунитах офиолитов

1 — габбро-норит; 2 — клинопироксенит; 3 — верлит; 4 — клинопироксенизированный дунит; 5 — дунит с единичными зернами моноклинного пироксена; 6 — участки проявления фельдшпатизации в клинопироксенизированном дуните и верлите

резко сменяющие друг друга в том же порядке, имеют выдержанный петрографический состав и четко обособлены в пространстве.

Зональность, аналогичная генеральной, отмечается и при локальном соприкосновении различных пород. В Хабаровинском и Войкар-Сыньинском массивах останцы будинированных жил габброидов, залегающие в виде ксенолитов в дунитах, облекаются последовательными кон-

центрическими зонами клинопироксенитового и верлитового состава; облекание часто подчеркивается ориентировкой удлиненных кристаллов клинопироксена (рис. 5). Обратная зональность возникает при нахождении останцов дунитов в габброидах.

Под микроскопом для такситовых пород характерна разнозернистая структура с различной степенью идиоморфизма минералов; она может быть определена как порфирокластическая. Элементы деформации и перекристаллизации проявлены здесь слабее, чем в гарцбургитах.

Относительно генезиса пород такситового комплекса и тесно связанных с ними краевых дунитов и габброидов высказаны две гипотезы — магматическая (кумулятивная) и метасоматическая. В современной петрологической литературе преобладает магматическая гипотеза. Согласно этой концепции, оливин-клинопироксен-плагиоклазовые породы, надстраивающие гарцбургитовый комплекс, образовались путем последовательного внутрикамерного выпадения кристаллов из базальтового или пикритового расплава. Основанием для такого мнения послужили: 1) подобие строения рассматриваемой части офиолитов и крупных расслоенных интрузий [8]; 2) результаты экспериментального исследования модельных систем типа форстерит—диопсид—анортит [7]. Существует, однако, много фактов, противоречащих магматической концепции: отсутствие скрытой расслоенности дунит-верлит-пироксенитовых членов офиолитов, иной минеральный состав пород, (обычно без участия ортопироксена), отсутствие в них типичных кумулятивных структур, отсутствие закаленных краевых фаций и четких интрузивных контактов с вмещающими толщами, разновозрастность гарцбургитов и такситовых пород и др.

Альтернативой магматической гипотезы являются различные варианты метасоматического происхождения дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации: либо в результате одностороннего направленного процесса — магнезиального метасоматоза габброидов ("оливинизации") или кальциевого метасоматоза гарцбургитов ("пироксенизации") [6, 17, 21 и др.], либо при взаимодействии независимо образованных габброидов и гарцбур-

гитов [1, 4, 18]. Первая из двух моделей, однако, не выглядит реальной прежде всего в связи с гетерогенностью краевых дунитов (метасоматиты), такситового комплекса и габброидов (магματοгенные породы), о чем упоминалось выше. Кроме того, предположение об интенсивном метасоматозе колоссальных объемов разнородных пород в данном случае лишено фактической геологической основы, а причины его обычно даже не обсуждаются. Против второй, более привлекательной модели свидетельствуют результаты геохимического изучения всей совокупности меланократовых интрузивных пород офиолитов: краевые дуниты, занимающие в разрезах промежуточное положение между гарцбургитами и такситовыми породами, обладают рядом характеристик (см. рис. 3, Б и рис. 4), несовместимых с такой концепцией (максимальное накопление именно в них Сг и платиноидов). Геохимические данные позволяют, однако, скорректировать реакционную модель и привести ее в соответствие с фактическим материалом путем принятия в качестве исходного субстрата краевых дунитов [13, 14], при взаимодействии которых с габброидами могли сформироваться породы такситового комплекса.

Таким образом, из всех обсуждавшихся способов генезиса такситового комплекса реальные только два — магматический и биметасоматический, при обмене веществом между краевыми дунитами и габброидами. К сожалению, вещественная информация не позволяет однозначно интерпретировать первичную природу рассматриваемых образований. Так, T_p краевых дунитов носят субсолидусный характер, по крайней мере на заключительном этапе кристаллизации (см. табл. 2). Учитывая характер деформаций, фиксируемых в микроструктуре дунитов, такие T_p свидетельствуют о субсолидусной перекристаллизации и пластическом течении пород, т.е. они не образованы из расплава *in situ*. Поскольку краевые дуниты составляют ныне геологически единую толщу с породами такситового комплекса, вывод об окончательном немагматическом становлении можно распространить на всю эту серию пород. К сожалению, в данном случае отсутствуют доказательства невозможности перекристаллизации первично магματοгенных образований в твердом состоянии, например при внедрении офиолитов. Геохимическая информация также не позволяет отдать предпочтение какому-либо из двух возможных генетических механизмов [13, 14].

Решающими для интерпретации природы такситового комплекса в данном случае являются геологические наблюдения. Выше были отмечены случаи возникновения зональности вокруг будин габброидов (см. рис. 5). Поскольку зональность, наблюдаемая в останцах, аналогична генеральной последовательности чередования пород в такситовом комплексе, можно предполагать, что процессы, приведшие к формированию зональности, в обоих случаях были идентичны. В то же время жилы могли образоваться только в твердых породах, затем в составе консолидированной толщи должны были подвергнуться будинированию, и лишь после этого могла возникнуть зональность. Понятно, что в таком случае она имеет немагматический характер. Поэтому зональные ксенолиты дезинтегрированных габброидных жил в краевых дунитах не вписываются в схему кумулятивного происхождения такситового комплекса при дифференциации основной магмы, но являются доказательством его метасоматического происхождения.

Два типа ультрамафитовых метасоматитов в офиолитах. Проведенный анализ показывает, что петрологические данные, важнейшие из которых касаются характера залегания и морфологии жил, условий равновесия пород и слагающих их минералов, особенностей распределения ряда микроэлементов в непрерывных петрографических сериях, плавления природных

перидотитов в экспериментах, наиболее совместимы с метасоматической гипотезой формирования жильных пород в гарцбургитах и образований такситового комплекса. Рассмотрение этих геолого-петрографических ассоциаций с позиций теории метасоматической зональности, развитой Д.С.Коржинским [10, 11], позволяет считать жильные породы и краевые дуниты типичными инфильтрационными метасоматитами. Именно высокотемпературным инфильтрационным метасоматозом с различной степенью замещения гарцбургитового субстрата сначала под действием существенно водного флюида — производного самих ультрабазитов, а затем — эманаций ассоциирующих габброидов хорошо объясняются такие особенности, как морфология жил, выдержанность химизма минералов переменного состава в разных телах, стремление пород к мономинеральности (подавляющее большинство жил мономинеральны, а в двупироксеновых парагенезисах ортопироксен имеет реликтовый характер), появление зональных жил и резких взаимопереходов пород по простиранию. В отмечавшейся противоречивости соотношений жил можно видеть элементы метасоматической зональности [10]. Хотя ряд относительной подвижности компонентов в рассматриваемом случае, по-видимому, не отличается от аналогичных рядов для сходных типов метасоматитов, сам характер последних не вполне обычен. Это выражается в том, что на ранней стадии (формирование первой группы жильных ультрамафитов) метасоматоз обуславливался переотложением вещества гарцбургитов под влиянием флюида, отщеплявшегося от них же, т.е. недосыщенного породообразующими компонентами и не содержащего посторонних примесей [2]. Причины различного поведения флюида при кристаллизации дунитов и ортопироксенитов заключаются, скорее всего, в изменениях активности в нем SiO_2 , связанной с вариациями температуры и пористости субстрата по мере продвижения вглубь гарцбургитовых тел [11]. Клинопироксениты, как отмечено выше, могли возникать из того же флюида, постепенно насыщавшегося Са при разложении ортопироксена в зонах формирования жильных и краевых дунитов. Масса Са, транспортируемая флюидом, поэтому была достаточно велика; при изменении внешних условий (P , T , эффективная пористость) активность компонента соответственно менялась, что могло приводить к кристаллизации клинопироксена. Так могли образоваться не только жильные клинопироксениты, но и некоторое количество рассеянной вкрапленности клинопироксена в гарцбургитах. Признание такого способа образования вкрапленности автоматически ведет к заключению о вторичности части офиолитовых лерцолитов, обычно считающихся реликтами недоплавленного мантийного субстрата. В связи с этим интересно, что лерцолиты в гарцбургитовых блоках иногда распространены именно в участках интенсивного развития жильных клинопироксенитов. В таком случае инфильтрационные явления, связанные с циркуляцией флюида по трещинам, должны были сопровождаться локальными диффузионными [10]. Алюминий и хром, переходящие одновременно с кальцием и кремнеземом во флюидную фазу при разложении ортопироксена, расходуются на образование хромитовых концентраций. Эти компоненты обладают меньшей подвижностью и приурочены исключительно к новообразованным дунитам, в чем можно видеть реализацию принципа дифференциальной подвижности компонентов и сходство рядов относительной подвижности последних в гипербазитах и других высокотемпературных глубинных метасоматитах.

Особенности залегания и соотношения образований такситового комплекса свидетельствуют о том, что в этом случае ведущим процессом был высокотемпературный диффузионный биметасоматоз с интенсивным обменом веществом между краевыми дунитами и перекрывающими их габ-

броидами. Этот процесс и обусловил формирование асимметричных закономерных серий пород в офиолитовых разрезах, надстраивающих гарцбургиты. Наряду с диффузионными явлениями заметную роль должны были играть контактово-инфильтрационные, неотделимые от первых при постепенном просачивании флюида [11], отщеплявшегося от габброидных интрузий. Упомянувшиеся выше разновидности такситовых комплексов, по-видимому, отражают не только возможность существования двух типов взаимодействия реагирующих толщ, но и разные количественные пропорции диффузионного биметасоматоза и контактово-инфильтрационного метасоматоза при их возникновении. Общее контактово-реакционное взаимодействие стимулировалось высокой проницаемостью зоны сочленения столь разнородных пород, как краевые дуниты и габброиды, и приводило к объединению изначально гетерогенных, резко отличающихся по составу интрузивных толщ офиолитов в геологически единые тела. Их главными особенностями являлись четко выраженная зональность с появлением зоны мономинеральных пород — клинопироксенитов — в средней части метасоматической колонки и варьирующий состав минералов [1, 4, 18], что характерно именно для диффузионно-биметасоматических образований [10, 11].

Реальность предлагаемой контактово-реакционной схемы образования такситового комплекса находит экспериментальное подтверждение. Так, при воздействии Са-содержащего флюида на гипербазиты возникает метасоматическая зональность, близкая к наблюдаемой в природных объектах [3]. Диффузионная миграция Са и других компонентов в ультрабазитах за геологическое время может осуществляться на большое расстояние [9], соизмеримое с мощностью такситовых комплексов офиолитов.

Таким образом, можно говорить о присутствии в офиолитах двух типов ультрамафитовых метасоматитов, различаемых по ведущему генетическому процессу и формирующих самостоятельные геолого-петрографические серии: инфильтрационно-метасоматические жильные породы в гарцбургитах (краевые и жильные дуниты с сопряженными хромитовыми скоплениями, орто- и клинопироксениты, вебстериты, амфибол-пироксеновые парагенезисы) и диффузионно-биметасоматические образования такситового комплекса (ферродуниты, верлиты, оливиновые, мономинеральные и плагиоклазовые клинопироксениты, троктолиты и др.).

Полученная информация наиболее полно согласуется с гипотезой метасоматического происхождения пород жильной серии, краевых дунитов и такситового комплекса офиолитов. Эта точка зрения на рассмотренные объекты не нова для отечественной литературы. Метасоматоз неоднократно привлекался для объяснения природы и различных деталей строения альпинотипных и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых ассоциаций складчатых поясов [1, 6, 17, 21 и др.]. Однако слабость большинства предшествующих построений заключалась в том, что они не основывались на теории метасоматической зональности [10, 11], а подменяли ее весьма неопределенными, к тому же взаимоисключающими процессами типа "оливинизации" (пироксенитов, габброидов, вмещающих толщ и т.д.) или "пироксенизации" (ультрабазитов) без объяснения причин метасоматоза и источников метасоматизирующих агентов. Новый элемент проведенной работы заключается в привлечении для объяснения наблюдаемых фактов естественных явлений перераспределения компонентов глубинного субстрата (жильная серия и краевые дуниты) и диффузионного обмена веществом между породами разного состава (такситовый комплекс) в условиях высоких температур и давлений в присутствии флюида. Дальнейшее привлечение современных

мобилистических концепций позволит успешно решать многие побочные спорные вопросы. Реализация указанных условий в природе, вероятно, связана с вторичным прогревом океанической коры и требует особой геологической обстановки формирования жильной серии, краевых дунитов и такситового комплекса [12].

ЛИТЕРАТУРА

1. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы/Г.В.Пинус, В.В.Велинский, Ф.П.Леснов и др. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
2. Боуэн Н.Л., Таттл Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 23—49.
3. Ваганов В.И., Граменицкий Е.Н., Тимофеев А.А. Экспериментальное изучение взаимоотношений между оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и тремолитом в связи с метасоматической оливинизацией и пироксенизацией гарцбургитов. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол., 1978, № 6, с. 45—48.
4. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.
5. Ефимов А.А. "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 24—43.
6. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
7. Йодер Х. Образование базальтовой магмы/Пер. О.Луканина, А.Уханова; Под ред. А.А.Кадика. М.: Мир, 1979. 238 с.
8. Колман Р.Г. Офиолиты/Пер. Г.Закариадзе, П.Смолина; Под ред. Н.А.Богданова. М.: Мир, 1979. 261 с.
9. Конарь В.И., Марков М.С., Рябова Г.Г., Слонимская М.В. Об особенностях миграции кальция в ультраосновных породах. — Геол. и геофизика, 1975, № 3, с. 19—29.
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—452.
11. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 110 с.
12. Лазько Е.Е. Интрузивные меланократовые комплексы офиолитов — преобразованные в островных дугах габбро-гипербазитовые ассоциации срединно-океанических хребтов? — В кн.: Минеральные преобразования океанической коры: Тез. докл. Владивосток, 1982, с. 37—39.
13. Лазько Е.Е., Дистлер В.В., Белоусов Г.Е. Платина и платиноиды в ультраосновных и основных породах Войкар-Сыньинского офиолитового массива (Полярный Урал). — Докл. АН СССР, 1981, 259, № 4, с. 942—946.
14. Лазько Е.Е., Карташова Л.Ф., Королева Н.В., Смирнова Т.П. Характер распределения элементов группы железа (Cr, Ni, Co, Ti, V) в ультрамафитах и габброидах Войкар-Сыньинского офиолитового массива (Полярный Урал) и значение его в решении вопросов формирования принадлежности и генезиса пород в офиолитовых сериях. — Докл. АН СССР, 1981, 258, № 2, с. 465—469.
15. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии/Пер. М.Богомолова, Р.Ишбулатова; Под. ред. В.А.Жарикова. М.: Мир, 1979. 123 с.
16. Мелсон У.Г., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 30—49.
17. Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.
18. Петрология и метаморфизм древних офиолитов/Н.Л.Добрецов, Ю.Е.Молдаванцев, А.П.Казак и др. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
19. Савельева Г.Н., Степанов С.С. Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкар-Сыньинского массива (Полярный Урал). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 2, с. 47—55.
20. Савельева Г.Н., Шербаков С.А., Денисова Е.А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах. — Геотектоника, 1980, № 3, с. 16—26.
21. Успенский Н.М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. — В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1952, с. 54—78.
22. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Доказательство магматического происхождения уральских габбро, ассоциирующих с гипербазитами. — Докл. АН СССР, 1981, 261, № 5, с. 1203—1209.
23. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 252 с.

ВОЛЛАСТОНИТИЗАЦИЯ В ГРАНУЛИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

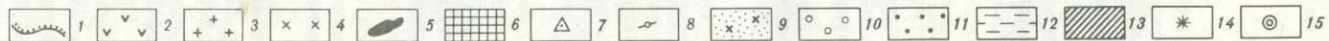
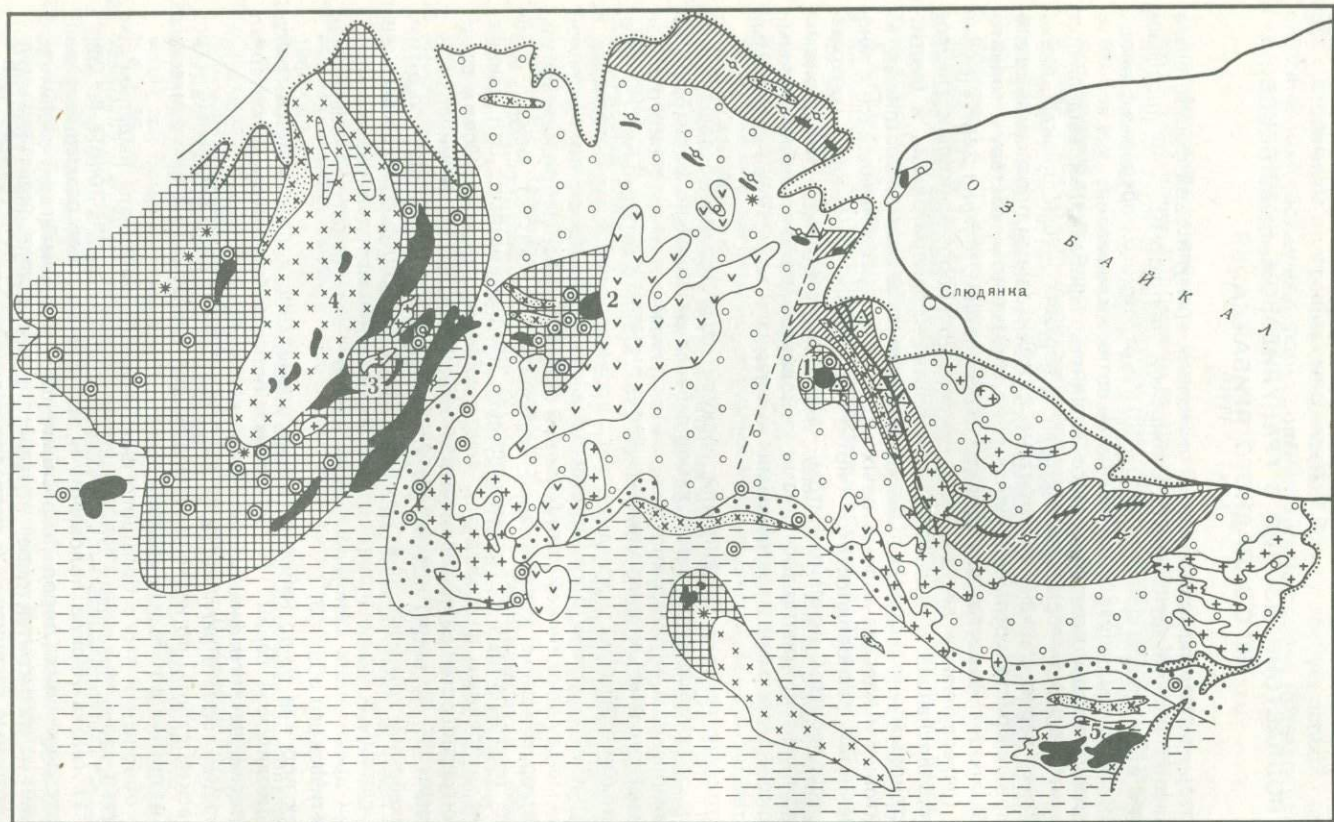
Породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, слагают краевой выступ фундамента Сибирской платформы. Они прослеживаются в виде полосы шириной 100–160 км от южного побережья Байкала в северо-западном направлении на многие сотни километров.

В гранулитовом комплексе Юго-Западного Прибайкалья выделяются две серии: нижняя — шарыжалгайская и верхняя — слюдянская. Шарыжалгайская серия сложена эндербитами с реликтовыми прослоями двупироксеновых кристаллосланцев, близких по химическому составу к толеитовым базальтам. В состав слюдянской серии входит нижняя харагольская свита (переслаивание диопсидовых, диопсид-роговообманковых гнейсов и кристаллосланцев с кальцифирами, биотит-кордиеритовыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами) и верхняя слюдянская свита, состоящая из кальцитовых и кальцит-доломитовых мраморов, переслаивающихся с многочисленными разновидностями биотит-гранатовых гнейсов с гиперстеном, кордиеритом, силлиманитом, диопсид-апатитовыми кварцитами, кальцифирами и кристаллосланцами основного состава, сопоставимыми с высокожелезистыми оливиновыми толеитами и известково-щелочными базальтами.

Некоторые геологи объединяли гранулитовый комплекс слюдянской серии с расположенным южнее хамар-дабанским зонально-метаморфическим комплексом нижнего протерозоя и отделяли его от архейского шарыжалгайского гранулитового комплекса [15]. Однако детальными геологическими работами последних лет, проведенными Г.И. Богаревым и др., была установлена протяженная зона интенсивного смятия шириной 5–6 км между слюдянской гранулитовой серией и хамар-дабанским зонально-метаморфическим комплексом. Тектонический контакт между ними хорошо подтвердился и геофизическими исследованиями. Эти данные, а также найденные в гранулитах слюдянской и шарыжалгайской серий глубинные гиперстен-силлиманитовая и кварц-сапфириновая минеральные ассоциации [8, 9] вновь подтверждают выводы Д.С. Коржинского о том, что архейский гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья является единым и что он в полной мере сопоставим с гранулитовыми комплексами древнейших кристаллических щитов — Алданского, Анабарского, Антарктического и др. [6, 7].

С тех пор как было найдено первое проявление волластонита в гранулитах слюдянской серии [1], накопился большой фактический материал по геологии, петрографии и пространственному размещению волластонитсодержащих пород в регионе [2, 9, 14]. Проведены также детальные петрографические работы по изучению вмещающих гранулитов и магматических пород, развитых в этих гранулитах.

При обобщении этого большого фактического материала выделим три главных аспекта, имеющих отношение к генезису волластонита в гранулитах: 1) геологическое положение и пространственное размещение волластонитсодержащих пород в регионе; 2) габбро-мангерит-сиенитовые интрузии и их контактовое воздействие на вмещающие гранулиты; 3) минеральные ассоциации и последовательность минералообразования в волластонитсодержащих породах.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Все известные проявления волластонита в Юго-Западном Прибайкалье расположены среди кварцсодержащих карбонатных и карбонатно-силикатных пород слюдянской серии.

Морфология тел волластонитсодержащих пород в общих чертах определяется слоистым строением вмещающих толщ. Преобладает согласная слоисто-пластовая форма залегания с постепенными переходами волластонитсодержащих пород в безволластонитовые как по мощности, так и по простиранию пластов. При этом в большинстве случаев волластонит в породах исчезает, а благоприятная для его образования кварц-кальцитовая ассоциация наблюдается далее по простиранию пласта.

Литологический фактор оказывает существенное влияние на локализацию и морфологию тел волластонитсодержащих пород, а также на их качественный и количественный минеральный состав. Однако не он является решающим в пространственном размещении волластонитовой минерализации в регионе, так как кварцсодержащие карбонатные и карбонатно-силикатные породы развиты на всей площади слюдянской серии, но далеко не всегда в них содержится волластонит.

Будинаж-структуры, с которыми некоторые увязывают генезис волластонита как с полостями пониженного P_{CO_2} в гранулитовой фации [1, 14], также развиты в районе повсеместно, меняется лишь интенсивность их проявления в прямой зависимости от литологии. Так, например, очень характерные для слюдянской серии и широко распространенные в ней кварциты и белые диопсид-апатитовые кварциты, тонко переслаивающиеся с мраморами, отличаются интенсивно проявленным будинажем, но в большинстве случаев волластонита не содержат, несмотря на благоприятные литологические и тектонические факторы. Появление самих будинаж-структур в $P-T$ условиях гранулитовой фации подвергается сомнению [12].

На рис. 1 и 2 видно, что подавляющее большинство проявлений волластонита сосредоточено вблизи и вокруг габбро-мангерит-сиенитовых интрузий, прорывающих гранулитовый комплекс. Чем больше интрузия, тем шире ореол рассеяния вокруг нее волластонитовых проявлений. Крупные, промышленного значения, месторождения волластонита находятся там, где близко к интрузиям подходят литологически наиболее благоприятные горизонты слюдянской серии (см. рис. 1).

Больше-Быстринское месторождение волластонита находится непосредственно на контакте с массивом габбро, а главное тело этого месторождения залегает внутри массива в виде протяженного пласта (рис. 3). Вокруг Бурутуйского массива габбро, также вдоль его контактов, залегают две

Рис. 1. Схема распространения габбро-мангерит-сиенитовых интрузий и волластонитсодержащих пород в Юго-Западном Прибайкалье (составлена автором по личным наблюдениям и материалам А.А. Шафеева [15], Е.А. Васильева, Б.И. Сушкевича, Т.Н. Ситниковой)

1 — рыхлые отложения; 2 — четвертичные базальты; 3 — гранит-пегматиты; 4 — сиениты и мангериты; 5 — "рудничные дайки" мангеритов; 6 — ореолы наиболее интенсивной волластонитизации; 7 — месторождения флогопита; 8 — наложенный дистен в породах; 9 — эндербиты; 10 — слюдянская свита; 11 — харагольская свита; 12 — безымянская свита; 13 — "рудничная" гнейсовая полоса; 14 — проявления и месторождения лазурита; 15 — проявления и месторождения волластонита; 1 — Асямовский массив габброидов; 2 — Бурутуйский массив габброидов; 3 — группа Мало-Быстринских массивов габброидов; 4 — Мало-Быстринский массив сиенитов-мангеритов; 5 — Безымянский массив габбро-сиенитов

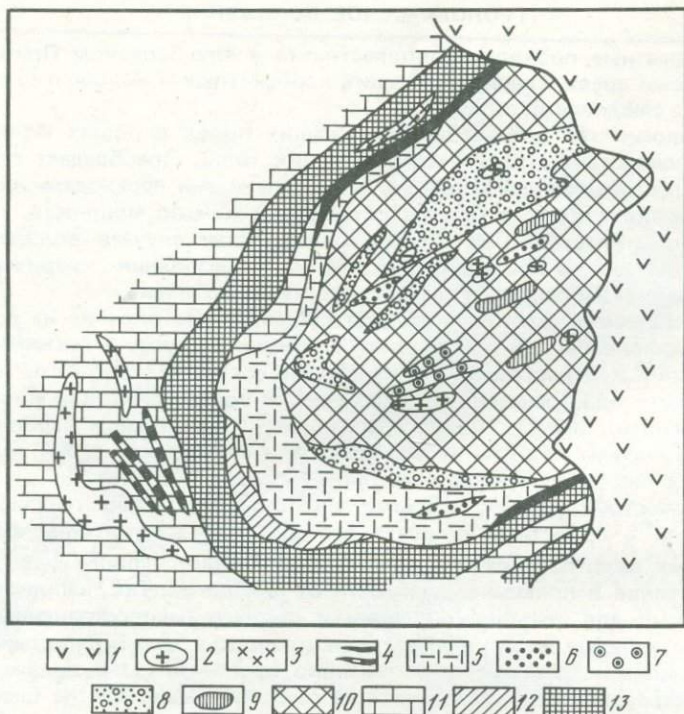


Рис. 2. Бурутуйский массив габброидов (по материалам личных наблюдений, а также Б.И. Сушкевича, Т.Н. Ситниковой)

1 — четвертичные базальты; 2 — гранит-пегматиты; 3 — сиениты; 4 — пластовые тела волластонитсодержащих пород; 5 — зона эндоконтактового изменения габброидов (фассаитовые скарны); 6 — шпинель-кордиеритовые роговики; 7 — святоноситы; 8 — габброиды, обогащенные титаномагнетитом; 9 — лейкократовые габбро-анортозиты и норито-анортозиты, оливиновые лейкократовые габбро; 10 — измененные пироксен-роговообманковые габбро; 11 — мраморы и кальцифиры; 12 — биотит-гранатовые гнейсы; 13 — скаполитизированные двупироксеновые кристаллические сланцы

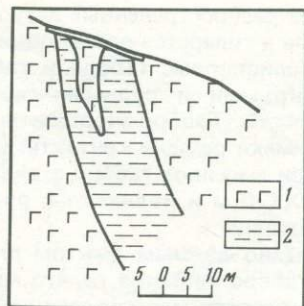
пластовые залежи волластонитсодержащих пород и еще три — на некотором удалении от него (см. рис. 2).

Слюдянокское месторождение волластонита расположено на расстоянии 700—800 м от Асямовского массива габбро. Волластонитсодержащие породы образуют здесь серию сближенных линзующихся пластов, которые обрамляют массив габбро с северо-восточной и восточной сторон, затем в юго-восточном направлении постепенно переходят в кварц-кальцитовые мраморы. Мелкие проявления волластонита встречаются повсеместно вокруг Асямовского массива габбро.

Крупный Мало-Быстринский массив габбро-мангерит-сиенитового состава расположенный на западе площади, имеет самый широкий ореол волластонитизации (см. рис. 1): к югу от массива — серия пластовых тел Лазурского месторождения волластонита, с восточной стороны — Больше-Быстринское, на западе — Тултуйское месторождения.

О том, что ведущим фактором в развитии волластонитовой минерализации в районе явилось контактовое воздействие габбро-мангерит-сиенито-

Рис. 3. Волластонитсодержащие породы в теле габбро (по Т.Н. Ситниковой)
1 — габбро; 2 — волластонитсодержащие породы



вых интрузий, свидетельствует не только ее пространственное размещение вокруг этих интрузий. Внутреннее строение интрузий, минеральный и химический состав петрографических разновидностей, эндо- и экзоконтактные изменения, а также некоторые геохимические особенности пород — все это подтверждает способность этих интрузий давать широкие контактовые ореолы во вмещающих породах.

ИНТРУЗИИ ГАББРО

Интрузии габбро широко распространены в районе. Крупные тела габбро и особенно сопутствующие им массивы мангерит-сиенитов приурочены к антиклинальным перегибам мощной, однообразной по составу безымянской свиты, подстилающей слюдянскую серию. В слюдянской серии, где преобладают карбонатные породы, массивы габбро имеют небольшие размеры, нередко изометричную округлую форму и сопровождаются серией жил мангеритов и сиенитов. Пластовая и пластообразная формы, а также конформное и часто согласное залегание тел габбро позволяют относить их к синскладчатым интрузивам, по времени внедрения совпадающим с наложенной перекрестной складчатостью в районе (нижний протерозой) [14].

Слюдянская серия карбонатного состава вследствие пластичности была менее благоприятной средой для внедрения крупных интрузий габбро. В нее проникали лишь интрузии небольших размеров, мобильные и насыщенные водой в участках с глубокой и напряженной складчатостью. В таких сложных складчатых структурах залегают Асямовский и Бурутуйский массивы габбро. Они имеют в плане округлую форму, диаметр 0,7—0,9 км. Сложное внутреннее строение массивов (см. рис. 2), широкие экзоконтактные ореолы, вытянутые вдоль осей складок (см. рис. 1), а также обилие коагматичных дайково-жильных тел в окружении могут указывать на существование на глубине под слюдянской серией длительно функционировавших промежуточных магматических очагов.

Все многообразные проявления габбро-мангерит-сиенитового магматизма как в слюдянской серии, так и в подстилающей безымянской свите по комплексу геолого-петрографических признаков можно считать коагматичными и близковозрастными.

Большинство массивов габбро однотипно по петрографическому составу и внутреннему строению. Почти во всех наблюдается слабо выраженное зональное строение, согласное с конформными очертаниями контактов и подчеркнутое эндоконтактовыми метасоматитами. Все массивы несут титаномагнетитовую минерализацию. Расположение рудных габбро в массивах согласуется с их формой (см. рис. 2).

Наиболее распространенные петрографические разновидности — рогово-обманковые и гиперстен-роговообманковые габбро, рудные габбро, лейкократовые оливиновые габбро и габбро-анортозиты. Между гиперстен-роговообманковыми и рудными габбро существует серия промежуточных разновидностей. Габбро-анортозиты и оливиновые габбро переходят друг в друга и имеют рвущие контакты с вмещающими габбро. Они встречаются лишь внутри массивов габбро в виде жило- или штокообразных тел размером до 20X120 м и являются в ряду габбро более поздними продуктами дифференциации.

Чрезвычайно важным фактом для понимания условий кристаллизации массивов габбро является то, что наиболее распространенные разновидности габбро содержат магматическую роговую обманку как главный породообразующий минерал. Роговая обманка оранжевато-бурая или бурая, часто идиоморфная или субидиоморфная, без реакционных взаимоотношений с пироксеном. Рудные габбро также содержат магматическую роговую обманку и гиперстен. Встречаются чисто роговообманковые разновидности габбро с титаномагнетитовым оруденением. Титаномагнетит вместе с апатитом и реже шпинелью занимает межгранулярные пространства среди гиперстен-роговообманковой мелко- и среднезернистой массы без реакционных взаимоотношений с окружающими минералами и не сопровождается низкотемпературной наложенной минерализацией, что может указывать на его кристаллизацию из расплава. Магматическое происхождение титаномагнетита подтверждается также повышенным содержанием в нем ванадия [19].

В габбро-анортозитах магматическая роговая обманка кристаллизуется в интерстициях между лейстами плагиоклаза, а в оливиновых габбро участвует в строении келифитовых кайм в последовательности оливин—ромбический пироксен—оранжево-бурая роговая обманка—биотит и образует крупные пойкилитовые пластины с включениями оливина, гиперстена, плагиоклаза.

Привлекает внимание характерная пятнистая структура в рудных и безрудных пироксен-роговообманковых габбро. Она создается обособленным от плагиоклаза расположением фемических минералов. Плагиоклаз образуется в породе мономинеральные, округлой и неправильной форм участки с панидиоморфнозернистой структурой, обрамленные иногда биотитом и фемическими минералами. Плагиоклаз зональный, в центре более основной (до № 75). Эти плагиоклазовые обособления, возможно, являются признаками начала магматической анортозитизации габбро, их раскисления и ошелачивания.

Анализируя приведенный геолого-петрографический материал, можно принять такую последовательность кристаллизации пород в массивах габбро, отражающую направление фракционирования питающего магматического очага: меланократовые роговообманковые и гиперстен-роговообманковые габбро—рудные габбро с титаномагнетитовой рассеянной минерализацией—лейкократовые оливиновые габбро и габбро-анортозиты. Такое направление фракционирования магматического расплава может осуществляться лишь под влиянием высокого P_{H_2O} в расплаве, которое вызвало подавление кристаллизации плагиоклаза и сепарацию фемических минералов на ранней стадии его развития [5, 13]. Рассеянная титаномагнетитовая минерализация может быть результатом повышения давления кислорода в расплаве на промежуточной стадии фракционирования.

Кристаллизация базальтовой магмы с высоким P_{H_2O} должна привести к увеличению содержания глинозема в магме, как предполагают Г.С. Йодер и К.Э. Тилли [5], и образованию высокоглиноземистых базаль-

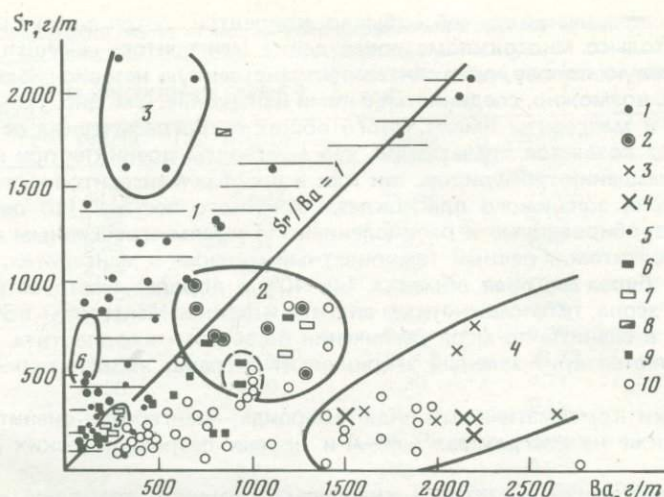


Рис. 4. Диаграмма содержаний стронция и бария

1 — габброиды; 2 — мангериты; 3 — мангерито-сиениты; 4 — гранит-пегматиты; 5 — двупироксеновые кристаллосланцы слюдянской свиты; 6 — волластонитсодержащие породы; 7 — мраморы; 8 — мрамор из ксенолита в габбро Бурутуйского массива; 9 — породы харагольской свиты; 10 — биотит-гранатовые гнейсы. Поля: 1 — габбро и лейкократовые габбро; 2 — мангериты и вмещающие породы в контактовых ореолах; 3 — анортозиты; 4 — мангериты-сиениты и вмещающие гнейсы; 5 — мраморы вне зоны влияния интрузий габбро; 6 — кальциты из волластонитсодержащих пород (по [3])

тов и анортозитов, что вполне согласуется с нашим случаем. Однако при ясно выраженной высокой глиноземистости габброидов района проявляют известково-щелочное направление дифференциации на диаграмме $F-M-A$. Вместе с сопутствующими им мангеритами и сиенитами как из массивов, так и из жильных серий их составы концентрируются в едином поле, вытянутом вдоль кривой, отделяющей толеитовую серию от известково-щелочной [9]. На вариационной диаграмме Куно $SiO_2-(K_2O + Na_2O)$ точки расположены в поле щелочных базальтов с небольшим перекрытием поля высокоглиноземистых базальтов.

Согласно экспериментальным исследованиям, роговая обманка может контролировать фракционирование базальтовых магм с известково-щелочным направлением при условии высокого P_{H_2O} ($P_{H_2O} > 0,5 P_{общ}$) [13, 21]. Возможно, что в базальтовом расплаве при широком поле кристаллизации роговой обманки и подчиненном количестве пироксена могут возникать промежуточные ряды фракционирования, как предполагает А.Е. Рингвуд, что согласуется и с нашими материалами.

Геохимической особенностью габброидов района является высокое содержание стронция, которое обычно характерно для щелочных базальтов [20]. На повышенные содержания стронция в габброидах Саяно-Байкальской горной области уже указывалось [3]. Из диаграммы (рис. 4) видно, что все габброиды имеют высокое Sr/Ba отношение. Содержание стронция в габброидах находится в прямой зависимости от количества плагиоклаза (см. рис. 4, поле 3).

Мангериты и сиениты образуют массивы размером 10X3 км в нижней безымянской свите, сложной в основном биотит-гранатовыми плагиогнейсами. В слюдянской гнейсово-карбонатной серии эти породы представ-

лены дайково-жильной фацией и обычно концентрируются вокруг интрузий габбро и только многокилометровая дайка мангеритов, секущая рудничную гнейсовую полосу, проявляет пространственную независимость от тел габбро, но, возможно, соединяется с ними на глубине (см. рис. 1).

Габбро и мангериты имеют много общих петрографических особенностей. Иногда создается впечатление, что мангериты возникли при магматическом замещении габброидов, так как в шлифах мангеритов часто наблюдаются зерна зонального плагиоклаза основного состава (до лабрадора, № 70), резорбированные и раскисленные по краям агрессивным мезопертитом и пертитом. Главный темноцветный минерал в мангеритах, как и в габбро, — бурая роговая обманка (до 40% в породе), часто встречаются обильные зерна титаномагнетита, апатита и сфена. Мангериты постепенно переходят в сиениты по мере увеличения в составе микропертита. В сиенитах появляются ярко-зеленый эгирин-авгит и гранат андрадит-гроссулярового ряда.

Признаки комагматичности ряда габброиды—мангериты—сиениты выявляются также на диаграмме $F-M-A$ и других петрохимических диаграммах [9].

При образовании сиенитов и кварцевых сиенитов, возможно, происходило анатектическое плавление вмещающих гнейсов безымянской свиты. Этот вывод подтверждается приуроченностью больших массивов сиенитов именно к этой свите, благоприятной по литологии для анатектического плавления.

В проблеме генезиса габбро-анортозит-мангеритового магматизма Юго-Западного Прибайкалья особого внимания заслуживает тот факт, что он проявился вблизи от шовной глубинной структуры, отделяющей гранулитовый комплекс от зонально-метаморфического [9]. Габбро-анортозит-мангеритовый магматизм, проявившийся в нижнем протерозое, хорошо известен почти во всех гранулитовых комплексах архейских щитов [11, 18 и др.]. Обычно он приурочен к шовным глубинным разломам и отличается железо-титано-ванадиевой металлогенической специализацией. Возможно, с этим магматизмом связана волластонитовая минерализация в гранулитовых толщах. Одно из крупных месторождений волластонита — Уилсборо в грenvilleской серии Канадского щита — приурочено к восточной части Адирондакского массива габбро-анортозитов [по 16]. Возможно также, что существует не отчетливо проявленная связь между волластонитовой минерализацией и габбро-анортозитовым магматизмом на Алданском и Анабарском щитах, где этот магматизм широко развит. В Юго-Западном Прибайкалье наложенный контактово-метаморфический характер волластонитизации в гранулитах в связи с этим магматизмом проявлен наиболее отчетливо.

Эндоконтактный метасоматоз в интрузиях габбро проявлен широко. Он отмечался еще при проведении поисково-разведочных работ на титаномагнетитовое оруденение и частично отражен на картах Б.И. Сушкевича и Б.И. Роненсона.

Апогаббровые фассаитовые и скаполит-фассаитовые скарны встречаются во всех массивах габбро на контактах с мраморами. Наиболее широко они развиты почти по всей окружности Бурутуйского массива (см. рис. 2). Фассаитизация протекает иногда настолько интенсивно, что первичные пироксен-роговообманковые габбро превращаются в почти мономинеральные фассаитовые скарны. Широко развитые здесь промежуточные около-скарновые породы состоят из фассаита (60—70%), скаполита (5—30%), сфена (5—10%), зеленой шпинели, реликтовой роговой обманки и плагиоклаза. Нередко присутствует небольшое количество калиевого полевого

Химический состав моноклинных пироксенов и гранате (в вес. %)

Компоненты	Из фассаитовых скарнов		Из скарноидов экзоконтактовых ореолов		
	129/74	18-2-14	Н-35	145/74	Н-35
SiO ₂	48,00	47,32	46,30	52,00	36,30
TiO ₂	1,39	1,24	0,41	0,10	1,24
Al ₂ O ₃	6,85	7,01	7,80	1,10	8,30
Fe ₂ O ₃	4,44	4,91	9,39	3,55	18,06
FeO	2,75	4,02	7,25	10,66	4,00
MnO	0,10	0,15	0,22	0,32	0,44
MgO	12,49	11,62	6,85	8,89	0,20
CaO	23,56	22,89	21,17	22,72	32,25
Na ₂ O	0,38	0,90	1,30	0,71	—
K ₂ O	0,10	—	—	0,10	—
Сумма	99,96	100,06	100,69	100,05	100,79
+2V, °	53	57	73	61	—
<i>N_g</i>	1,725	1,720	—	1,725	—
<i>N_p</i>	1,699	1,701	—	1,699	—
<i>c : N_g</i> , °	40	35	46	42	—

Минеральные ассоциации: обр. 129/74 — фассаит—скаполит—сфен; обр. 18-2-14 — фассаит—скаполит—реликтовая роговая обманка, плагиоклаз; обр. Н-35 — ферроавгит—скаполит—гроссуляр—андрадит—калиевый полевой шпат; обр. 145/74 — салит—волластонит—скаполит—гроссуляр—калиевый полевой шпат—кварц.

шпата. Химические составы фассаитов из эндоскарнов приведены в таблице.

Встречаются также ферроавгитсодержащие скарноиды со скаполитом, гроссуляр-андрадитом, калиевым полевым шпатом как внутри массивов габбро, так и в их экзоконтактовых ореолах, где они развиваются по роговообманково-двупироксеновым кристаллическим сланцам. Химические составы ферроавгита и граната из этих скарноидов также приведены в таблице.

Образование фассаитовых эндоскарнов и околоскарновых пород сопровождалось дегидратацией габброидов — замещением магматической роговой обманки фассаитом. Дегидратацией в той или иной мере были охвачены и внутренние части массивов габбро, где постоянно наблюдается замещение первичной роговой обманки моноклинным пироксеном. Так как повсюду одновременно с пироксеном развивается калиевый полевой шпат, то можно допустить, что фассаитизация связана с внедрением сиенитов-мангеритов или предшествовала их внедрению. На этом этапе произошло резкое повышение P_{O_2} , на что указывает образование фассаита и ферроавгита [4].

Экзоконтактовое воздействие массивов габбро-мангерит-сиенитов проявилось широко и многообразно. Становление этих интрузий было длительным и многостадийным. Соответственно эволюционировал и состав флюида, сопровождавших интрузии. Воздействие флюидов на окружающие породы контролировалось многими факторами; одним из важных был чрезвычайно пестрый состав слюдянской серии и обилие в ней карбонатного материала. В зависимости от благоприятного литологического состава в контактовых ореолах происходили волластонитизация, диопсидизация, дедоломитизация магнезиальных известняков, скаполитизация и калишпатизация. В геохимическом плане экзоконтактовое воздействие интрузии

зий выразилось в резком повышении содержания стронция и бария в породах из контактовых ореолов. Результаты изучения геохимического поведения стронция и бария в габбро-мангерит-сиенитах и вмещающих их гранулитах вблизи и на удалении от них отражены на диаграмме (см. рис. 4), где видно, что содержание этих элементов во вмещающих породах из контактовых ореолов резко увеличивается по сравнению с фоновым (см. рис. 4, поля 2, 4).

ВОЛЛАСТОНИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Геолого-петрографическое изучение волластонитсодержащих пород в районе позволяет наметить три стадии волластонитизации: две магматические (с внедрением габброидов и мангерит-сиенитов) и одну послемагматическую, сопутствующую жилам поздних пегматитов и гранит-аплитов.

Минеральные ассоциации первой стадии, связанной с внедрением массивов габбро: кальцит—волластонит—белый диопсид—кварц—апатит, в примесях пирит, магнетит. В этой группе пород наблюдаются значительные колебания в содержании главных породообразующих минералов (в %): волластонит — 10—100, кальцит — 10—70, кварц — 10—90, что, возможно, отражает первичную неоднородность исходных пород. Волластонитсодержащие породы этой стадии представлены Слюдянским проявлением волластонита, расположенным в пределах контактового ореола вокруг Асямовского массива габбро (см.рис. 1) и в зоне контактового воздействия Бурутуйского массива (см. рис. 2, пластовые тела, залегающие в мраморах).

Процесс образования волластонитсодержащих пород на этой стадии был изохимичным и обусловлен лишь снижением P_{CO_2} за счет повышения P_{H_2O} в термальных ореолах массивов габбро. Изохимический характер метаморфизма подтверждается тем, что по простиранию волластонитсодержащие породы переходят в кварцевые мраморы и известковые кварциты.

Волластонитсодержащие породы второй стадии, связанные с внедрением массивов мангерит-сиенитов, по минеральному составу и облику относятся к скарноидам, т.е. условия их образования являются промежуточными между изохимическим метаморфизмом и метасоматозом. Скарноиды с волластонитом наиболее широко представлены в контактовом ореоле Мало-Быстринского массива габбро-мангерит-сиенитов на западе площади, в пределах развития пород харагольской свиты (см. рис. 1).

Скарноиды имеют следующие минеральные ассоциации: 1) волластонит—салит—скаполит—кальцит—калиевый полевой шпат; 2) волластонит—скаполит—(салит—геденбергит)—гроссуляр—олигоклаз—калиевый полевой шпат—кварц, минералы группы эпидот—клиноцоизит, в примесях апатит, сфен, магнетит, пирротин, лимонит; 3) волластонит—салит—скаполит—кварц; 4) волластонит—кварц—гроссуляр.

Волластонитсодержащие скарноиды переслаиваются здесь и диопсидовыми и роговообманково-диопсидовыми кристаллосланцами, в различной степени скаполитизированными и калишпатизированными, диопсидовыми кальцифирами и мраморами и кордиеритизированными биотит-гранатовыми гнейсами. За пределами контактовых ореолов в породах харагольской свиты исчезают волластонит, гроссуляр, калиевый полевой шпат; скаполит встречается в небольшом количестве.

Скарноиды отличаются чрезвычайно неустойчивым содержанием породообразующих минералов (в %): волластонит — 15—48, салит — 10—30, кальцит — 5—35, калиевый полевой шпат — 5—25, кварц — 3—22, гроссу-

ляр — 0—28, скаполит — 8—25, минералы-примеси — 1—3 (по данным Г.Н. Ситниковой). Волластонит образует скопления в виде тонких полос, линз, гнезд. Наблюдается увеличение содержания волластонита вдоль контактов со слоями мраморов и кальцифиров. Зерна волластонита часто содержат включения кварца, кальцита, салита.

Скаполит замещает плагиоклаз, образует с ним симплектиты замещения и часто замещается альбитом и клиноцоизитом, а на границе с волластонитом — также гроссуляром. Гроссуляр тоже образует симплектитовые сращения с кварцем, олигоклазом, скаполитом. Моноклинный пироксен представлен сильно железистым салитом (см. таблицу).

На то, что волластонитизация второй стадии связана с внедрением мангрит-сиенитовых интрузий, указывает широкое распространение калиевого полевого шпата в скарноидах с волластонитом. Кварц-плагиоклаз-калишпатовая составляющая обособлена в прослойки и слои среди скарноидов, и по мере приближения к массивам сиенитов ее объем увеличивается до 40% рудных скарноидов (установлено Т.Н. Ситниковой). Широкое развитие гроссуляра в скарноидах явилось результатом еще большего снижения P_{CO_2} во флюиде [17], а постоянное присутствие в скарноидах минералов группы эпидота указывает на постепенное снижение $P-T$ параметров метаморфизма вокруг интрузий.

В низкотемпературную стадию метасоматоза происходило замещение волластонита кварцем, кальцитом, тремолитом; в породах появились таумасит, десмин и другие низкотемпературные минералы.

Выделяемые в ореоле Мало-Быстринского массива сиенитов [14] волластонитовые скарны вряд ли оправдывают свое название, так как по количественно-минеральному составу и условиям залегания они не отличаются от скарноидов второй стадии. Разница заключается лишь в перекристаллизации и укрупнении зерен основных минералов скарноидов при дальнейшем снижении P_{CO_2} в связи с приростом щелочей и воды.

Наложенное происхождение волластонита как первой, так и второй стадий подтверждается в первую очередь тем, что в волластонитсодержащих породах до появления волластонита уже существовала кварц-кальцитовая ассоциация, так как в менее интенсивно замещенных волластонитом породах она сохраняется и видны все стадии замещения волластонитом кварц-кальцитовой ассоциации (рис. 5). На ранних стадиях образуются каймы, на более поздних — кварц сохраняется в центре зерен волластонита. Изредка наблюдается сеткообразное размещение волластонита по межзерновым трещинкам в кальците (см. рис. 5, 3).

Параллельно с волластонитизацией, а возможно и раньше ее, происходит дедоломитизация в обогащенных магнием мраморах. Пертитоподобные вроски доломита пронизывают зерна кальцита независимо от их границ, а доломит концентрируется вдоль межзерновых трещинок. Гигантокристаллические мраморы (месторождение Перевал) являются конечным продуктом этой дедоломитизации мраморов в экзоконтактовых ореолах габброидов.

Волластонитсодержащие породы третьей, послемагматической, стадии представлены гроссуляр-волластонитовыми скарнами. На Слюдянском месторождении волластонита они образуют очень маломощные гнездо- и линзоподобные тела среди волластонитсодержащих пород первой стадии и генетически увязываются с послемагматической стадией метасоматоза, последовавшей за внедрением жилок молодых пегматитов, граносиенитов, аплитов [2].

Реакция глиноземисто-силикатных пород на контактовое воздействие интрузий габбро проявилась по-разному и зависит от расстояния от интру-

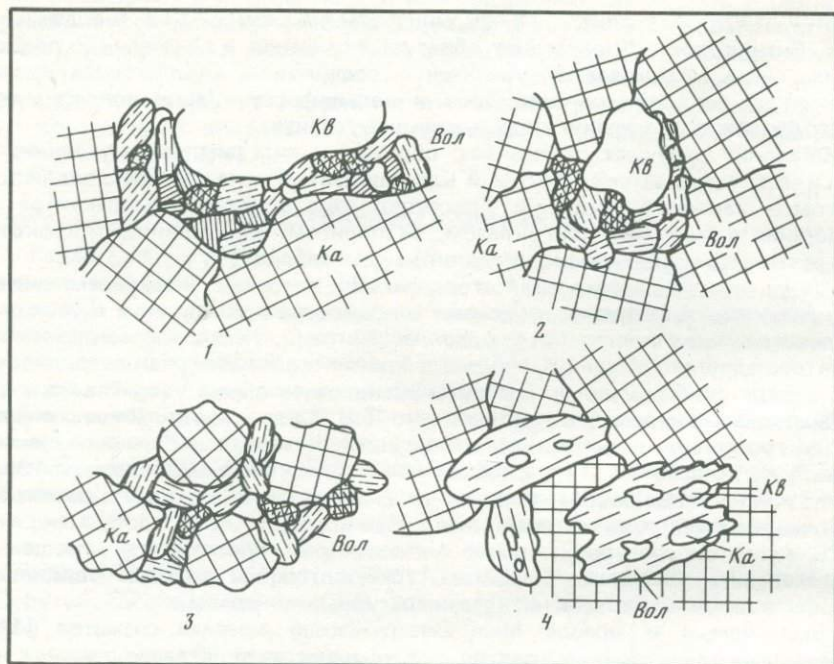


Рис. 5. Замещение волластонитом первичной кварц-кальцитовой ассоциации в мраморах (1, 2 — по Т.Н. Ситниковой, 3, 4 — по материалам автора). Зарисовки шлифов, увел. 30; Кв — кварц; Вол — волластонит; Ка — кальцит

зий. Так, например, биотит-гранатовые гнейсы внутри массивов превращены в кордиеритовые роговики, где кордиерит почти нацело замещает и гранат, и плагиоклаз. В экзоконтактах массива габбро-мангерит-сиенитов калишпатизация и кордиеритизация развиваются в биотит-гранатовых гнейсах. В контактовых ореолах каждого массива встречаются двуслюдяно-дистеновые и сильно окварцованные флогопит-дистеновые бластомилониты, образование которых можно отнести к фации кислотного выщелачивания и окварцевания, проявившейся на поздней стадии послемагматического метасоматоза по линейным тектоническим зонам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вишняков В.Н. Волластонитовые породы слюдянской толщи. — Докл. АН СССР, 1972, 204, № 6, с. 1446—1448.
2. Вишняков В.Н., Ушаловская З.Ф., Таскина Н.Г. Известковые скарны Слюдянского месторождения волластонита (Южное Прибайкалье). — В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск, 1977, с. 52—72.
3. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 192 с.
4. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965. 405 с.
5. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
6. Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 100 с. (Тр. ИГН. Петрогр. сер.; Вып. 12).
7. Коржинский Д.С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 112 с.

8. Кузнецова Ф.В. Полициклический метаморфизм в слюдянской кристаллической толще (Юго-Западное Прибайкалье). — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма: Тез. докл. ... III Всесоюз. симпозиума по метаморфизму. Свердловск, 1977, т. 1, с. 66—68.
9. Кузнецова Ф.В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
10. Лик Б. Основные и ультраосновные интрузии Коннемары. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 82—103.
11. Лутц Б.Г. Анортозиты Анабарского щита. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 70—83.
12. Перцев Н.Н., Шекина Т.И. Специфика режима CO_2 при образовании волластонита среды гранулитовых толщ докембрия. — В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 61—66.
13. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
14. Слюдянский кристаллический комплекс/Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, В.Н. Вишняков и др. Новосибирск: Наука, 1981. 196 с.
15. Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 179 с.
16. Шепелев Ю.Ф. Геология и условия образования месторождений волластонита в регионально-метаморфических комплексах. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: УПИ, 1979, вып. 7, с. 136—143.
17. Шмулович К.И. Экспериментальное исследование границ устойчивости гроссуляра и волластонита в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ до 6 кбар. — Геохимия, 1977, № 12, с. 1806—1816.
18. Юдин Б.А. Габбро-лабрадориты Кольского полуострова. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 21—29.
19. Duncan A.R., Taylor S.R. Trace element analyses of magnetites from andesitic and dacitic lavas from Bay of Plenty, New Zealand. — Contribs Miner. and Petrol., 1968, 20, p. 30—33.
20. Engel A.E., Engel C.C., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, 76, N 7, p. 719—734.
21. Holloway J.R., Burnham C.W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. — J. Petrol., 1972, 13, p. 1—29.

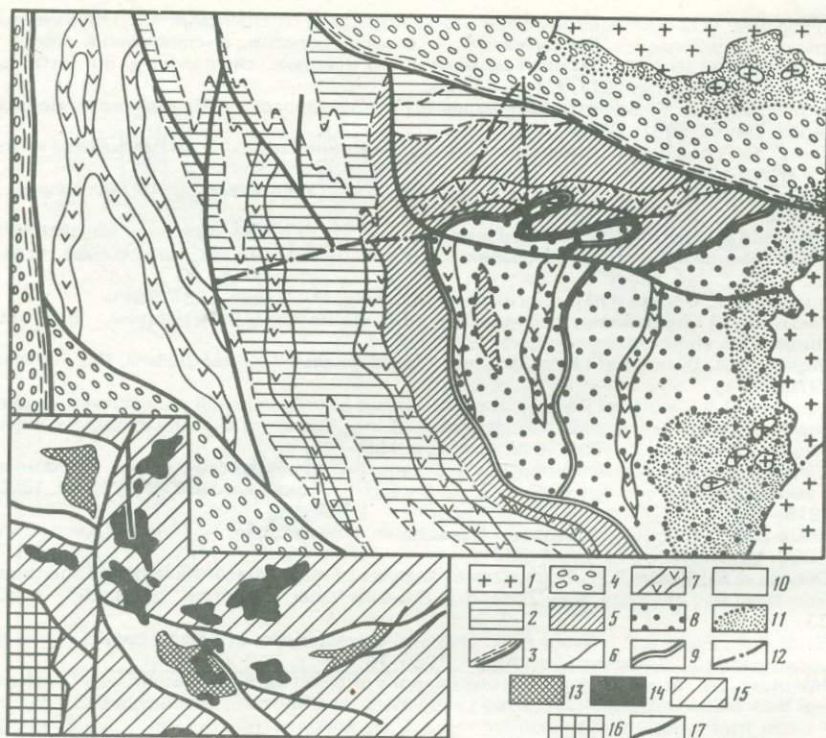
УДК 553.22:552.44 (571.62)

Ю.П. Цыпуков

КРЕМНЕЩЕЛОЧНОЙ МЕТАСОМАТОЗ ЗОН ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА В ПРИАМУРЬЕ

Метасоматические формации регионального распространения [2, 8, 9] выделяются, как известно, при анализе парагенезисов эпигенетических минералов, которые в зависимости от физико-химических условий гидротермального минералообразования закономерно сочетаются в пространстве, образуя региональную метасоматическую зональность. При этом в элементах такой зональности проявляется тождественность минеральных ассоциаций измененных пород площадного развития, или эпипород [9], парагенезисам сопутствующих им гидротермальных метасоматитов. Геохимические различия между ними проявлены в основном в количественном соотношении породообразующих компонентов, и единый в генетическом отношении ряд эпипорода—метасоматит содержит переходные разновидности.

Эти представления дают возможность с новых позиций обсудить природу выявленных нами ареалов гидротермального изменения позднедокембрийских (?) "черносланцевых" толщ восточного сектора Монголо-Охотской складчатой системы [11]. Изучение эпипород и ассоциирующих с ними



Региональная метасоматическая зональность в Ниманском районе. На врезке — схема строения региона

1 — гранитоиды позднего мезозоя; 2 — образования палеозоя—мезозоя; 3–7 — образования позднего докембрия (?): 3 — ассоциация углеродистых сланцев с базитами, кремнистыми и мергелистыми породами, 4 — углеродистые сланцы периферийной эпипородной зоны, 5 — сланцы с фрагментарно проявленной контрастной полосчатостью, 6 — сланцы с интенсивно развитой контрастной полосчатостью, 7 — порфиробластические сланцы центральной зоны; 8 — гранат-биотитовые приконтактные роговики; 9–12 — тектонические нарушения: 9 — региональные, 10 — взброс-сдвиги, надвиги, сдвиги, 11 — межформационные срывы, 12 — прочие нарушения; 13 — эпипороды центральных зон ареалов; 14 — позднемезозойские гранитоиды; 15 — отложения палеозоя—мезозоя; 16 — образования Буреинского срединного массива; 17 — главные разломы

метасоматитов включало картирование и исследование вещественного состава. Работы проводились на восточном фланге полосы терригенных углеродистых толщ, контролирующей положение Приамурской зоны [7]. Исходный состав толщ определяют углеродсодержащие пелитовые и алевроитовые аргиллиты; породы псаммитовой размерности по химическому составу отвечают переходным (от алевролитов к псаммитам) разновидностям. Роль карбонатных фаций, продуктов базитового вулканизма и силицитолитов в целом подчиненная, но изменчивая в латеральном направлении.

Изучавшиеся образования залегают в тектонических блоках (см. рисунок) среди отложений позднего палеозоя — мезозоя. Формирование складчатости происходило в условиях одностороннего сжатия [5, 11] с развитием надвигов, сдвигов, признаков тектонического меланжа. Особо подчеркнем, что фланги мегаблоков отмечены субмеридиональными гори-

зонтальными флексурами, поперечными к общему структурному плану и указывающими на смену обстановки сжатия продольным растяжением в краевых частях мегаблоков. Эпоха интенсивного гранитообразования приходится в регионе на поздний мезозой. Эпипороды и метасоматиты представлены в гальке базальных конгломератов юрской молассы, прованной гранитоидами.

Региональная метасоматическая зональность. В условиях относительной простоты и выдержанности главной ассоциации породообразующих минералов картирование эпипород проводилось по текстурно-структурным признакам, достаточно своеобразным и имеющим дискретное, но упорядоченное распределение. Эти различия, как оказалось, отражают и эволюцию вещественного состава пород единого комплекса, подчиненную региональной зональности. Систематизацию преобразований удобно осуществить на примере углеродистых апоаргиллитовых сланцев с использованием существующих принципов систематики [1, 8, 9].

Зональность полностью выражена на западном участке мегаблока, строение которого представлено на рисунке. Эпипороды периферийной зоны занимают всю внутреннюю территорию мегаблока и части его флангов, примыкающие к поперечным ограничениям. Эпигенетические минералы представлены светлой слюдой, альбитом, хлоритом, пиритом, лейкоксеном, реже карбонатами. Главная особенность эпипород зоны — сонахождение первичных текстурно-структурных признаков и наложенных такситовых текстур (скопления слюдок и мозаичных агрегатов кварца по сланцеватости, концентрация углистого вещества по трещинам кливажа). Все это проявляется в ограниченном пространстве, и даже в пределах размеров шлифа видна устойчивая зависимость количества новообразованных минералов (10—50%) и их размеров от степени деформированности слоистой породы. В ядрах складок обычен альпийский кварц, ассоциирующий в зальбандах с альбитом, хлоритом, серицитом, пиритом.

Следующая, промежуточная, зона характеризуется площадным развитием полосчато-такситовых текстур и средне-крупнозернистыми псевдоморфно-автоморфными структурами. Такие контрастно-полосчатые сланцы сложены чередующимися "прослойками" кварца, часто с альбитом (\pm карбонатом, мусковитом), а в темных полосках сконцентрировано углистое вещество, хлорит, светлая слюда. В менее анизотропной среде контрастно-полосчатые сланцы нередко переходят в секущие жилки, подчеркивающие наложенный характер явления. Зональное строение полос и реакционные взаимоотношения минералов определяют метасоматический тип процесса. Изменения происходили одновременно или несколько позже сланцеватости и кливажа начальных стадий деформации, но в основном до начала сдвиговых перемещений вдоль кливажа. По интенсивности полосчатости можно выделить подзоны ее фрагментарного и сплошного развития. В первой из них породы с развитой полосчатостью в зависимости от дислоцированности толщ чередуются с эпипородами периферийной зоны, а во второй — полосчатость с разной интенсивностью проявлена во всем объеме толщ. Главные минералы промежуточной зоны в целом такие же, что и в периферийной, но их количественные соотношения более изменчивы. В апобазитовых парагенезисах присутствуют эпидот, Ca-Fe-Mg карбонаты, актинолит, характерен стильпномелан в ассоциациях с кварцем, мусковитом, хлоритом. Интересно появление спессартин-альмандинового граната в кремнистых породах, обогащенных железом и марганцем, содержащих примесь глинистого материала. Гранат образует здесь полосчатые агрегаты мелких зерен, часто замещенных псевдоморфозами кварца.

Зоне в целом свойственно аномально высокое содержание гидротерма-

литов. В пределах подзоны сплошного развития контрастно-полосчатых сланцев преобладают продукты замещения, вторая подзона содержит наряду с метасоматитами жильные образования кварца нескольких генераций (с альбитом, карбонатами, сульфидами, реже шеелитом).

В большинстве случаев перечисленные преобразования исчерпывают набор признаков апоаргиллитовых эпипород. Однако в ряде районов (см. рисунок) проявлена центральная зона сланцев, содержащая крупные (5—10 мм) порфиробласты альбита (№ 3—6). Такие эпипороды полностью утратили первичные признаки, и даже среди метабазитов невозможно отделить вулканические фации от интрузивных. В основной средне-крупнозернистой массе и внутри обособлений альбита просвечивают реликты контрастной полосчатости (КП). Фрагменты темных полосок угадываются по слоям пылевидного углистого вещества, светлых — по включениям кварца. Присутствие марганцево-железистого граната, как и в случае контрастной полосчатости, не может указывать на существенное повышение температур, поскольку устойчива его ассоциация с железистым хлоритом, мусковитом, стильпномеланом. Собственно гидротермальные образования представлены ранним альпийским кварцем, метасоматитами турмалин-мусковит-кварцевого состава в зонах перехода порфиробластических контрастно-полосчатых сланцев, мелкими телами кремне-натриевых метасоматитов с пиритом и арсенопиритом.

На всех геологических картах эпипороды центральных зон отнесены к выступам древнего метаморфического комплекса. Если же выдерживать парагенетический принцип выделения фаций метаморфизма, то все названные образования отвечают средне- и низкотемпературной субфациям зеленых сланцев и породам, прошедшим стадию регионального эпигнеза (в понимании Н.Л. Добрецова [4]), т.е. соответствуют содержанию однородно метаморфизованных зеленосланцевых комплексов.

Метасоматиты локального распространения. Тенденция к мономинеральности проявлена уже при ранних региональных преобразованиях, но полного замещения при этом не происходило. Даже в эпипородах карбонатных фаций наряду с обособлениями "чистого" кальцита присутствуют его парагенезисы с кварцем, альбитом, хлоритом, серицитом, указывающие на примесь глинистого материала. Подобная неполнота замещения, практически всегда отражающая не только исходный состав пород, но и присутствие примесей, свойственна и большинству тел метасоматитов, в которых мономинеральные образования являются скорее исключением, чем правилом.

На основе пространственно-временных соотношений эпипород с метасоматитами среди последних выделяются продукты ранней стадии, сопряженной с формированием контрастно-полосчатых сланцев, и поздней, наложенной на нее. Состав продуктов ранней стадии соответствует породам формации кварц-альбитовых метасоматитов [1]. В апоаргиллитовых контрастно-полосчатых сланцах получили площадное развитие тела альбит-кварцевых (до существенно кварцевых) метасоматитов, образованных преимущественно за счет разрастания лейкократовых контрастных полос в ядрах макроскладок и местах осложнения пологих тектонических нарушений. Сложены они мелко-среднезернистым агрегатом кварца и псевдоморфно-автоморфными, обычно более крупными выделениями альбита. Почти всегда обладают реликтовой полосчатой текстурой. Во внешних частях тел и шшировых реликтах сланца развиты хлорит, серицит, иногда карбонаты, сульфиды, но в целом зональность выражена слабо. Метасоматиты апобазитового субстрата имеют полиминеральный состав с непрерывным участием альбита, эпидота, хлорита, часто актинолита. В качестве второстепенных присутствуют мусковит, кварц, пирит, гранат; стильпно-

мелан, карбонаты. Мономинеральные обособления в виде тонких полос, прожилков и линз свойственны в разных случаях каждому из главных минералов, кварцу и карбонатам. Эта группа актинолитсодержащих пород важна как показатель среднетемпературных условий гидротермального минералообразования [6] начальных стадий процесса.

Для поздних метасоматитов выдержан тот же кремне-натриевый петрохимический профиль, но обычно отмечается наложенная карбонатная и сульфидно-кварцевая минерализация. Возможно, этот их признак не универсален, поскольку изучались рудоносные территории, содержащие метабазиты, карбонатные и кремнистые породы. По преобладанию ведущих минералов (альбита или кварца) выделяются существенно натриевые, эйситоподобные [12], существенно кварцевые и альбит-кварцевые метасоматиты. Им сопутствуют разные эпипородные ассоциации, более свойственные внешним зонам метасоматических колонок: хлорит-альбитовая, хлорит-кварц-светлослюдистая, кварц-серицитовая. Внешние зоны апобазитовых метасоматитов содержат эпидот, гранат, крайне редко актинолит, но состав конечных продуктов мало зависит от исходных пород. Метасоматические тела линзовидной формы всегда приурочены к мощным и протяженным тектоническим зонам типа сдвигов, взбросо-сдвигов и надвигов. В практическом отношении интересны натриевые метасоматиты, охарактеризованные ранее [12], и своеобразные кварциты, наложенные на альбит-кварцевые породы ранней стадии. Они представлены тонкокластическими брекчиями, в которых истертый материал кварцевых пород и контрастно-полосчатых сланцев пропитан поздним кварцем с сульфидами.

Четкое разделение метасоматитов разных стадий удается не во всех случаях, но при картировании распознается их возрастное соответствие этапам формирования складчатого комплекса. Если региональные и сопряженные локальные изменения связаны с этапом пликативных деформаций, то поздние метасоматиты подчинены этапу дислокации по разрывам. В региональной метасоматической зональности от центральной зоны к периферийной состав главных разновидностей метасоматитов меняется от мусковит-кварцевых (с альбитом и турмалином) или (при отсутствии зоны порфиروبластеа) кварц-альбитовых и существенно альбитовых до светлослюдисто-кварцевых карбонатсодержащих. В центральной и промежуточной зонах преобладает пирротин-арсенопирит-пиритовая минерализация, нередко с шеелитом, а в периферийной — пирит-антимонит-киноварная.

Геохимическая характеристика эпипород. Геохимическое изучение эпипород в подобных условиях осложнено отсутствием возможности получить информацию о составе исходных пород, многостадийностью преобразований и наличии многих исходных разновидностей. Однако обработка более 200 силикатных анализов терригенных пород, опробованных разными исследователями в пределах периферийной зоны, установила статистически устойчивые особенности их химического состава. При содержаниях К и Al на уровне средних для пород пелитовых серий [3] они имеют за счет Na повышенную сумму щелочных металлов, высокое содержание Si и, наоборот, аномально низкое — Ca. Отклонения содержания петрогенных компонентов в породах одной градации, но занимающих разное стратиграфическое положение, статистически незначимы (оценка по *t*-критерию), а природная дисперсия содежений не превышает аналитическую. Все это существенно облегчает выполнение требований к опробованию, поскольку даже при интенсивной полосчатости выделить тонкокластические "черные" сланцы нетрудно. Главным условием при

**Содержание некоторых породообразующих
и рассеянных компонентов в эпипородах**

Элементы*	1	2	3	4	5
Si	27,5	30,4 (2,2)	32,1 (3,3)	34,2 (8,5)	40,8 (8,1)
Na	0,98	2,5 (8,8)	2,4 (20,0)	4,2 (19,6)	0,6 (111,0)
Ca	2,0	0,7 (6,4)	0,4 (12,0)	0,3 (13,6)	0,5 (48,4)
Rb	140	125 (10,2)	93 (27,0)	40 (42,0)	32 (82,0)
Li	66	50 (13,1)	39 (36,0)	18 (69,0)	11 (53,2)
W	1,6	4,6 (17,0)	5,8 (37,2)	0—20	0—40
Sn	6,0	11 (12,0)	12 (33,0)	6,2 (27,2)	6,4 (48,0)
Cu	45	25 (14,0)	31 (31,0)	14,0 (58,6)	42 (59,0)
Pb	19	19 (36,0)	24 (52,0)	12,0 (9,0)	14 (38,2)
As	1,0	4,9 (32,0)	14 (265)	0—20	0—100

* Si, Na, Ca — в %, остальные — в г/т.

1 — глинистые сланцы; 2 — аргиллитовые сланцы; 3 — контрастно-полосчатые сланцы; 4 — альбит-кварцевые метасоматиты; 5 — кварцевые метасоматиты. Цифры в скобках — коэффициенты вариации содержаний.

составлении выборок (от 12 до 40 проб) было соблюдение соответствия измененных образований породам единой алевропелитовой градации. Исключались разновидности с неотчетливыми диагностическими признаками, а также с секущей прожилковой минерализацией. Геохимическая характеристика аргиллитовых сланцев периферийной зоны, контрастно-полосчатых сланцев, альбит-кварцевых и преимущественно кварцевых метасоматитов ранних стадий представлена в таблице. Для сравнения приведены содержания тех же компонентов в глинистых сланцах по [3, 10].

Во всех группах пород определялся качественный состав рудной минерализации. Обнаружено появление в контрастно-полосчатых сланцах и метасоматитах знаков золота, швелита, сульфидов As, Pb, Cu, Zn. Серебро в сланцах распределяется более равномерно. Следует отметить резкое возрастание количества W (до 0,1%) в метасоматитах поздней стадии по сланцам, содержащим примесь карбонатного или базитового материала, и As — при пелитовом субстрате. Интересно контрастное распределение редких щелочей в ингредиентах контрастно-полосчатых сланцев: Rb — 210 и 7, Li — 80 и < 1 г/т соответственно в темных и светлых полосках и особенно в элементах зональности апоаргиллитовых альбититов. Так, содержания Pb, Li, Cs в них составляют (в г/т) : 2—4, 12 и 1, а в приальбандовых "слюдитах" — 650, 150 и 20 соответственно.

Выделяется устойчивая ассоциация породо- и рудообразующих компонентов (Si, Na, W, As), определивших геохимическую специфику как самих толщ, так и эпигенетических преобразований. Изначально высокие содержания Na и Si в главных разновидностях определили устойчивый петрохимический профиль эпигенетических процессов. Повышенные концентрации названных рудообразующих компонентов коррелируются с металлогенической специализацией гидротермалитов всех стадий вплоть до проявления жильной минерализации выполнения. Формирование мощных зон контрастно-полосчатых сланцев — наиболее важных и повсеместных компонентов региональной метасоматической зональности — сопровождалось статистически значимым повышением концентраций SiO₂ в среднем на 3,6%, а с учетом кварца гидротермалитов его привнос в об-

ласти ареалов был, безусловно, более значительным. Металлогеническое значение региональных изменений определяется двумя фактами: тенденцией золота следовать за кварцем и мобильным поведением этого металла и других низкокларковых, в том числе рудообразующих, компонентов. На это указывает значимое возрастание дисперсий распределения элементов и появление их минеральных фаз в регионально развитых эпипородах. Общая повышенная натриевость толщ, относительное постоянство температурных условий, отвечающих режиму гидротермального минералообразования, влияние дислокаций не только на размещение продуктов гидротермальной деятельности, но и на происхождение контрастно-полосчатых сланцев, приуроченность гидротермальных аномалий к области продольного растяжения — все это объяснимо с позиций реализации метаморфогенной модели [4], предусматривающей роль поровых хлоридно-натриевых растворов как главного агента гидротермально-метасоматических преобразований. Приведенный пример показывает, что в условиях однородного зеленосланцевого дислокационного метаморфизма еще до эпохи гранитообразования могли происходить весьма важные в металлогеническом отношении события, которые следует учитывать при анализе условий металлоносности терригенных толщ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляев Г.М., Рудник В.А.* Зональность и комплементарность продуктов метасоматизма как основа их формационного анализа. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1978, с. 34—47.
2. *Беляев Г.М., Румянцев Н.Н., Куликова Г.В.* О принципах и методах геологического картирования регионально развитых метасоматических пород (на примере Енисейского края). — В кн.: *Измененные породы и их поисковое значение*. М.: Недра, 1981, с. 49—70.
3. *Беус А.А.* Геохимия литосферы (породообразующие элементы). М.: Недра, 1972. 296 с.
4. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 288 с.
5. *Ициксон Г.В.* Структуры сжатия, блоки-упоры и зоны меланжа Приохотья. — *Геотектоника*, 1980, № 3, с. 85—101.
6. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.
7. *Моисевко В.Г.* Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 302 с.
8. *Плющев Е.В.* Геологические условия проявления и рудоносность метасоматических формаций. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1978, с. 28—34.
9. *Плющев Е.В., Ушаков О.П.* Принципы и методы картирования региональной метасоматической (эпигенетической) зональности. — В кн.: *Измененные породы и их поисковое значение*. М.: Недра, 1981, с. 7—48.
10. *Справочник по геохимии/Г.В. Войткевич, А.Е. Мирошников, А.С. Поваренных, В.Г. Прохоров*. М.: Недра, 1970. 280 с.
11. *Цылуков Ю.П.* Гидротермалиты углеродсодержащих толщ Северного Приамурья. — В кн.: *Металлогения докембрия*. Иркутск, 1981, с. 161—163.
12. *Цылуков Ю.П.* Эйситоподобные метасоматиты в черносланцевых толщах Северного Приамурья. — *Докл. АН СССР*, 1981, 258, № 5, с. 1185—1187.

С.А. Руденко, Ж.М. Кузнецов

МЕТАСОМАТИТЫ ИЙОЛИТ-УРТИТОВОГО И ЮВИТ-РИСЧОРРИТОВОГО КОМПЛЕКСОВ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Решение дискуссионной проблемы генезиса апатит-нефелиновых месторождений Хибинского массива тесно связано с выяснением способа и последовательности формирования широкой гаммы различных по составу и строению щелочных пород ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплексов, слагающих дугообразную в плане зону, приуроченную к центральной части массива.

Представления об особенностях становления этих комплексов за последние 20—25 лет претерпели значительную эволюцию. Прежние взгляды о их чисто магматическом происхождении [1—6, 13, 20] сменяются выводами о формировании значительной их части в результате перекристаллизации и метасоматоза. Опираясь на материалы, частично нами уже опубликованные [11, 12, 15, 16, 18], а также на итоги исследований Л.Л. Солодовниковой [17], И.П. Тихоненкова [19], Б.Е. Боруцкого, М.Н. Соколовой, З.В. Шлюковой и О.Б. Дудкина [14] и ряд других работ [6, 20], главные вехи в истории развития названных комплексов можно охарактеризовать, рассмотрев основные этапы и стадии их становления.

Геологическое строение массива и отдельных его составных частей освещалось в литературе многократно. Поэтому, отсылая читателя к соответствующим публикациям [6, 14, 20], отметим только, что нам представляется более обоснованным мнение Б.М. Куплетского [13] и авторов монографии "Минералогия Хибинского массива" [14], согласно которому в первый период формирования массива были образованы все нефелиновые сиениты, а во второй — ийолит-уртиты, ювиты и рисчорриты.

МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Взаимоотношения пород рассматриваемых комплексов достаточно сложны и, на первый взгляд, крайне противоречивы. Очень часто между двумя сопоставляемыми породами (или рудами) наблюдаются и совершенно постепенные переходы, и взаимные пересечения. В связи с этим существует множество различных суждений о числе и последовательности образования магматических фаз и субфаз. Так, представление многих исследователей об интрузии ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых руд как одноактном образовании сменилось мнением о разновозрастности слагающих ее пород. В формировании ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых руд сначала были выделены две (И.В. Сумин), далее три (С.И. Зак, Е.И. Каменев, Ф.В. Минаков), а затем пять (Т.Н. Иванова) интрузивных субфаз. С другой стороны, вновь был сделан вывод о сингенетичности пород, слагающих не только ийолит-уртиты и апатит-нефелиновые руды, но и рисчорриты, являющиеся (по М.М. Калинкину [8]) продуктом расчленения (ликвации) единой исходной магмы *in situ* на лейко- и мезократовую, а также на нерудную и рудную части.

Ограничившись пока этими общими замечаниями, перейдем к характеристике постмагматических процессов, имея в виду, что без их учета невозможно разграничение роли явлений магматизма, перекристаллизации и метасоматизма в формировании рассматриваемых объектов.

I стадия. Региональная перекристаллизация мелкозернистых ийолитов. Непременной составной частью большинства пород, слагающих ийолит-уртитовую дугообразную зону (породы и руды I и II субфаз, по С.И. Заку и др. [20]), являются так называемые мелкозернистые ийолиты, представляющие собой черную, макроскопически совершенно однородную породу. Под микроскопом устанавливаются ее главные составные части (нефелин и эгирин-диопсид), гипидиоморфнозернистая структура и массивная, иногда переходящая в трахитоидную текстура. Мелкозернистые ийолиты выглядят как останцы среди ийолитов, уртитов и апатит-нефелиновых руд. Встречаются они и в ризкорритах приконтактовой с ийолит-уртитом зоны. Размер останцов варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. На контакте массивных ийолитов с ризкорритами Т.Н. Ивановой [6] встречено тело мелкозернистых ийолитов мощностью 10 м. Однако преобладают останцы удлиненной (часто линзовидной) формы длиной 5—15 см, хотя нередко встречаются и изометричные останцы. Генетические соотношения мелкозернистых ийолитов с вмещающими их более крупнозернистыми (вплоть до пегматоидных) ийолитами и уртитом были детально охарактеризованы нами ранее [15, 16]. Они свидетельствуют об интенсивной постмагматической переработке мелкозернистых ийолитов, которая, однако, не дошла до конца, вследствие чего в ийолитах и урритах сохранились останцы, а точнее, реликты мелкозернистых ийолитов. В отличие от ксенолитов такие реликты не имеют остроугольной формы, а очертаны гранями бластокристаллов нефелина и пироксена, причем цепочки и прожилки бластокристаллов расчленяют некоторые останцы на более мелкие отторженцы; кроме того, реликты мелкозернистого ийолита встречаются и внутри отдельных бластокристаллов.

Постмагматическая переработка (главным образом собирательная перекристаллизация) мелкозернистых ийолитов не только заключалась в укрупнении индивидов нефелина и пироксена, но и сопровождалась метаморфической дифференциацией веществ, в результате которой возникли, с одной стороны, лейкократовые (уртитовые), а с другой — мезо- и меланократовые (мельтейгитовые и даже якупирангитовые) прослои или зоны. Однако метаморфическая дифференциация в отдельных, нередко значительных по мощности зонах усложнялась метасоматическими явлениями, в результате которых формировались в среднем более лейкократовые по сравнению с исходным субстратом породы — урриты. В пределах таких зон перекристаллизация сопровождалась нефелинизацией, причем выносимое при этом вещество отлагалось, по-видимому, в сопредельных зонах в виде эгириновых прожилков.

Существенное значение в формировании крупнозернистых и пегматоидных ийолит-уртитов имели тектонические явления. Именно с ними связано образование той системы трещиноватости, которая определяла пути просачивания растворов, вызывавших переработку. Изучение возникающих при переработке плоскостных текстур свидетельствует о формировании системы трещиноватости, преимущественно согласной с простиранием дугообразной полосы. Однако локально наблюдаются системы трещин иной ориентировки, о чем можно судить по расположению реликтов мелкозернистых ийолитов, которые своим удлинением в отдельных участках расположены поперек или под углом по отношению к основному направлению полосчатости.

В зависимости от степени и характера переработки исходных мелко-

зернистых ийолитов в крупнокристаллические образования возникает широкая гамма разнообразных по строению пород: линзовидно-полосчатые и блоковые ийолит-уртиты, крупнозернистые и пегматоидные (полосчатые и массивные) ийолиты и уриты

II стадия. Перекристаллизация с образованием локально развитых зон. На этой стадии образуются жилы пегматоидных пород ийолит-уртитового состава и пироксен-нефелиновые пегматиты, пространственное положение которых контролируется локально развитыми системами трещиноватости. Взаимоотношения жил пегматоидного типа и пегматитов с породами, возникшими в I стадию, в основных чертах определяются теми же особенностями, которые рассматривались в предыдущем разделе. Если пегматитовый процесс проявлен в малой степени, в ийолит-уртитовых формируются цепочки крупных обособленных бластокристаллов нефелина и пироксена. Сгущение таких кристаллов приводит к возникновению пегматитовых прожилков. В участках интенсивного течения процесса формируются крупные, а подчас и гигантские пегматитовые тела. Так, пегматитовое тело, вскрытое при проходке Юкспорского тоннеля, представляет собой [12] систему сложно ветвящихся крупных жил, максимальная мощность которых достигает 160 м, а по простиранию эта система только в пределах горы Юкспор прослежена на 1150 м. Внутри этого тела встречаются многочисленные реликты тонкогнейсовидных, полосчатых и массивных ийолитов и уртитов, нередко включающих линзы мелкозернистых ийолитов. Между реликтами и пегматитами наблюдаются постепенные переходы, или идиоморфные индивиды минералов, образующих пегматит, резко в даются внутри реликтов.

Достаточным распространением пользуются более мелкие пегматитовые тела. Чаще всего они имеют жильную форму и нередко расположены сериями. Мощность их колеблется от 8—10 см до нескольких метров. Жилы часто имеют более крутое, чем вмещающие полосчатые уриты, падение, а их простирание нередко совпадает с общим простиранием полосчатости. Однако встречаются жилы, имеющие обратное относительно полосчатости падение, а также сложные по форме ветвящиеся тела. Участки распространения последних по своему строению напоминают брекчиевидные образования. Пегматоидные жилы и пегматиты как бы цементируют здесь полосчатые ийолит-уртиты. В мелких телах и в отдельных минеральных индивидах также встречаются реликты мелкозернистого ийолита и крупнозернистого уррита. Пегматитовые жилы по составу нередко более лейкократовые, нежели вмещающие их ийолит-уртиты.

III стадия. Калиевый метасоматоз. В эту стадию вследствие привноса растворами калия и кремнезема разрастается бедный натрием, мало упорядоченный (санидин-ортоклаз) адуляровидный калиевый полевой шпат, известный по литературным источникам как пойкилитовый. Он замещает породы ийолит-уртитового комплекса. Формы метасоматического роста калиевого полевого шпата, проявляющиеся в особенностях его внутреннего сложения, весьма разнообразны [11]. Метакристаллы калиевого полевого шпата постоянно заключают идиоморфные кристаллы и отдельные (одновременно угасающие под микроскопом) части уцелевших от полного замещения индивидов нефелина. Распространено блоковое строение калиевого полевого шпата и особенно лучистое расположение субиндивидов в нефелине, причем отдельные "лучи" рассекают подчас несколько смежных индивидов нефелина. Встречаются дендритовые и "микропегматитовые" тонкие сростания шпата с нефелином. В крупных (7—10 см в поперечнике) пойкилокристаллах калиевого полевого шпата часто хорошо видны реликтовые участки окружающих пород с присущими им

Типы исходных горных пород и метасоматических руд апатит-нефелиновых месторождений Хибин

Породы	Бедные руды (слабо замещенные породы)	Богатые руды (интенсивно замещенные породы)
Мелкозернистые исходные ийолиты	Сетчатые руды	Пятнистые руды (в пятнах — мелкозернистый ийолит); встречаются редко
Линзовидно-полосчатые ийолит-уртиты	Линзовидно-полосчатые руды	Пятнисто-полосчатые и пятнистые руды (в пятнах — мелкозернистые ийолит и уртит)
Блочные ийолит-уртиты	Блочные руды	Пятнисто-полосчатые и пятнистые руды (в пятнах — мелкозернистые ийолит и уртит, крупные кристаллы (блоки) нефелина, эгирин-диопсид)
Средне-крупнозернистые и пегматоидные уртиты и ийолиты; пегматиты	Уртиты, ийолиты и пегматиты, слабо апатитизированные Уртиты и ийолиты с гнездами и прожилками апатита	Пятнисто-полосчатые и пятнистые руды (в пятнах — средне- или крупнозернистые уртиты и ийолиты, разрозненные кристаллы (блоки) нефелина, полевого шпата и пироксена разных размеров, пойкилитовые кристаллы эвдиалита, сфена или сростки этих минералов); иногда в рудах крупные останцы (реликты) уррита, ийолита или пегматита
Мелкозернистые ийолиты, линзовидно-полосчатые и блоковые ийолит-уртиты, уртиты и ийолиты, рассеченные жилами пегматоидных полевошпатовых ийолитов и пегматитов	Бедные брекчиевидные руды	Богатые брекчиевидные руды
Ювиты и рисчорриты		Зоны и гнезда апатитизации

текстурными особенностями. Это особенно заметно при разрастании метакристаллов среди тонкогнейсовидных (трахитоидных) ийолит-уртитов. В этом случае благодаря наличию реликтов трахитоидная текстура как бы просвечивает сквозь кристаллы.

В соответствии со способом образования распределение калиевого полевого шпата в породах крайне неравномерное. Участки, совсем лишенные шпата, на небольшом расстоянии сменяются участками со значительным насыщением. В зависимости от интенсивности калиевого метасоматоза образуются либо полевошпатовые ийолиты и уртиты (8–20% калиевого полевого шпата), либо малиньиты и ювиты (20–35%), либо рисчорриты (35–65% калиевого полевого шпата). Вместе с вмещающими породами в калишпатизацию вовлекаются и пегматиты, причем этот процесс зачастую более интенсивно проявлен по периферии жил.

Имея в виду суждения ряда авторов о рисчорритах как образованиях, более ранних, чем ийолит-уртиты, необходимо отметить явления совершенно постепенного перехода от ийолит-уртитов через ювиты к рисчор-

Схема процесса формирования пород и руд ийолит-уртитового
и ювитит-рисчорритового комплексов Хибин

Минералы	Магматический этап	Постмагматический	
		Перекристаллизация	
		I. Массовая перекристаллизация	II. Локальная перекристаллизация
Нефелин	—————	~~~~~	~~~~~
Эгирин-диопсид	—————	~~~~~	~~~~~
Эгирин			▬
Калиевый полевой шпат			
Титаномagnetит	—————		
Сфен	ячменный —————		
Эвдиалит			
Апатит			
Натролит			
Горные породы и руды	Мелкозернистый ийолит	Крупнозернистый и пегматоидный уртит и ийолит	Жилы пегматоидного ийолита, уррита и пегматита

————— — кристаллизация расплава;

~~~~~ — перекристаллизация;

ритам, а также наличие среди рисчорритов реликтов пород ийолит-уртитового комплекса 0,5–20 м в поперечнике и длиной 1–200 м.

Все изложенное хорошо согласуется с выводом о том, что в III стадию происходит становление метасоматического ювит-рисчорритового комплекса Хибин, причем не исключено, что при формировании рисчорритов калиевым полевым шпатом замещались не только ийолит-уртиты, но частично и нефелиновые сиениты.

Замещение ийолит-уртитов существенно калиевым полевым шпатом сопровождалось выносом натрия, в связи с чем по периферии полосы ийолит-уртитов и ювит-рисчорритов образовались две дуговые зоны альбитизации нефелиновых сиенитов [19].

IV стадия. Ранний рудный и редкометалльный метасоматоз. К главным

| Метасоматоз                                                                   |                                                          |                               |                                                                               |                          |
|-------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|
| III. Калишпатизация                                                           | IV Ранний рудный метасоматоз                             | V. Апатитизация               | VI. Поздний рудный метасоматоз                                                | VII. Цеолитизация        |
|                                                                               |                                                          |                               |                                                                               |                          |
|                                                                               | таблитчатый                                              |                               | призматический                                                                | волокнистый              |
|                                                                               |                                                          | сахаровидный                  | крупнозернистый                                                               |                          |
| Полевешпатовые ийолиты и уртиты; ювиты и рисчорриты; полевешпатовые пегматиты | Породы, обогащенные рудными и редкометальными минералами | Различные типы апатитовых руд | Обогащенные титаном породы верхней контактной зоны апатит-нефелиновых залежей | Натролитовые зоны и жилы |

— замещение

рудным и редкометальным минералам, образующимся в эту стадию, относятся энigmatит, титаномагнетит, сфен, эвдиалит, лампрофиллит и др. Наблюдаются разнообразные признаки замещения ими пород ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплекса, включая пегматиты. Распространены метасоматические жилы титаномагнетита, сфена и эвдиалита, которые или залегают согласно, или секут полосчатость пород. Встречаются футляроподобные метакристаллы этих минералов, включающие реликты породообразующих минералов. Именно в эту стадию формируется так называемый таблитчатый сфен.

**V стадия. Апатитизация.** Взаимоотношения минеральных индивидов и агрегатов апатита с вмещающими породами и другие признаки, свидетельствующие о метасоматическом способе образования апатитовых руд, сводятся к следующему (см. также [15]).

1. Идиоморфные кристаллы апатита прорастают и в разной степени насыщают ранее возникшие минералы ийолит-уртитов — нефелин, эгирин-диопсид, сфен, титаномагнетит, эвдиалит и др. Эти минералы приобретают пойкилитовое строение. Внутри кристаллов апатита встречаются реликты этих минералов, особенно часто — эгирин-диопсида и нефелина, которые нередко расположены параллельно зонам роста апатита. Более устойчив в отношении замещения апатитом калиевый полевой шпат, хотя зоны апатитизации встречаются в кристаллах и этого минерала.

2. Постоянно наблюдаются постепенные переходы от ийолит-уртитов к рудам. Сначала в породах появляются отдельные кристаллы апатита, а затем их количество постепенно увеличивается вплоть до образования почти мономинеральных гнезд и зон.

3. В богатых апатитовых рудах встречаются многочисленные мелкие реликты ("пятна") ийолит-уртитов и крупные останцы.

4. Брекчиевидные руды не несут надежных признаков эруптивных брекчий [15]. Агрегат зерен апатита переходит из "цемента" в "обломки" без всякого изменения строения. Зачастую слабо апатитизированные идиоморфные кристаллы нефелина наполовину расположены в "обломках", а наполовину в "цементе" этих руд.

5. Не только в ийолит-уртитах, но и среди ювитов и рисчорритов распространены зоны (метасоматические жилы) апатитизации. Апатитовые гнезда и зоны, не несущие признаков катаклаза, встречаются среди интенсивно рассланцованных рисчорритов (Эвслогчоррская зона смятия [7]).

6. Имеет место замещение мелкозернистым сахаровидным апатитом пегматитов. Даже в случае залегания секущих, на первый взгляд, пегматитовых жил среди полосчатых апатит-нефелиновых руд в пегматитах встречаются метасоматические апатитовые прожилки той же ориентировки, что и во вмещающих рудах. Подобные соотношения обусловлены неравномерной апатитизацией весьма неоднородного по строению (брекчиевидного) субстрата.

7. Апатитизация проявлена в пределах дуговых зон альбитизации. В альбититах образуются бедные апатитовые руды — потенциальный источник апатита.

8. Наблюдается наследование особенностей строения замещаемых при апатитизации пород, что проявляется в структурно-текстурных особенностях апатит-нефелиновых руд (табл. 1).

**VI стадия. Поздний рудный и редкометалльный метасоматоз.** В эту стадию образуются титановые руды, приуроченные в основном к верхней контактовой зоне апатит-нефелиновых залежей [21]. Главный минерал этих руд — сфен одной из поздних генераций, известный под названием "призматический сфен". К минералам этой стадии относятся также поздние генерации титаномагнетита, лампрофиллита, астрофиллит и ряд других минералов.

По-видимому, в эту стадию мелкозернистый сахаровидный апатит перекристаллизуется в игольчатый и крупнозернистый. С наложением на ювиты, рисчорриты и пегматиты процессов, протекающих в IV–VI стадии, связано преобразование адуляровидного калиевого полевого шпата в триклинный амразонитовидный или бурый шпат.

**VII стадия. Цеолитизация.** Этот относительно низкотемпературный гидротермальный процесс достаточно широко проявлен в ийолит-уртитах, рисчорритах и апатит-нефелиновых руд. В основном он протекает метасоматическим путем и состоит в отложении натролита и ряда српун-

ствующих минералов (пектолита, анальцита, волокнистого сфена, кальцита и др.).

Последовательность и способ образования минералов, горных пород и руд юго-западной части ийолит-уртитовой полосы (горы Кукисвумчорр, Юкспор и Расвумчорр) показаны в табл. 2.

Принимая во внимание специфику рассмотренных выше постмагматических процессов, можно в первом приближении оценить вариации режима кислотности—щелочности растворов. В период перекристаллизации, отчасти сопровождавшейся нефелинизацией (I и II стадии по нашей схеме), растворы были нейтральные или слабощелочные (ранняя щелочная стадия, по Д.С. Коржинскому [9, 10]). Интенсивное замещение нефелина калиевым полевым шпатом (дебазификация) с образованием ювитов и рисчорритов (III стадия) представляет собой метасоматический

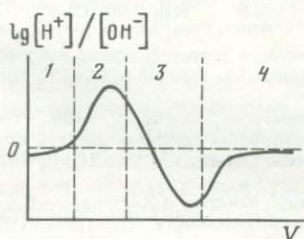


Схема изменения щелочности постмагматических растворов в процессе формирования ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплекса Хибинского массива

Стадии: 1 — ранняя щелочная, 2 — кислотная, 3 — поздняя щелочная, 4 — заключительная; V — объем просочившегося раствора

процесс кислотной стадии. Отложение рудных и редкометалльных минералов и особенно апатитизация пород ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплексов (процесс базификации), несомненно, относятся к поздней щелочной стадии (IV—VI стадии по нашей схеме). Цеолитизация и сопряженная с ней минерализация относятся, по-видимому, к заключительной нейтральной стадии (см. рисунок).

Из приведенных данных следует, что первично-магматическими породами рассматриваемых комплексов являются только мелкозернистые ийолиты. Вместе с тем следует коснуться магматических образований постмагматического этапа. К ним относятся прежде всего так называемые гистерогениты — жильные тела пироксен-нефелинового состава, которые пересекают породы, возникшие в период перекристаллизации, но вовлекаются в переработку на стадиях калишпатизации и апатитизации. Позже апатит-нефелиновых руд образуются жилы луавритов, а также часть пород ийолит-уртитового комплекса, относимых к III субфазе (по С.И. Заку и др. [20]).

Анализ истории геологического развития ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплексов свидетельствует о существовании долгоживущей зоны разлома в срединной части Хибинского массива [14, 18]. Проявленные здесь тектонические подвижки определили пути поступления не только расплавов, но и растворов глубинного происхождения, наличие которых обусловило преобразование пород в постмагматический этап. С этими подвижками связано, в частности, формирование складчатых и будинаж-структур в апатит-нефелиновых рудах. Подчас эти подвижки были проявлены столь интенсивно, что обусловили катаклиз и рассланцевание рисчорритов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов А.Б. Апатитовые месторождения Хибинской тундры. — В кн.: Хибинские апатиты. Л.: Госхимтехиздат, 1934, т. 7, с. 1—196.
2. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975, 265 с.
3. Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.; Л.: Наука, 1964. 236 с.
4. Елисеев Н.А., Ожгинский И.С., Володин Е.Н. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Геологическая карта Хибин. — Тр. ЛГУ, 1939, вып. 19, с. 68.
5. Иванова Т.Н. Кукисвумчорр-Юкспорское апатит-нефелиновое тело. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 69—74.
6. Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И. Ийолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука, 1970. 179 с.
7. Калинин М.М. Эвслогчоррская зона смятия в Хибинском щелочном массиве. — В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М.: Госхимтехиздат, 1963, с. 61—71.
8. Калинин М.М. О закономерностях размещения и условиях образования апатит-нефелиновых руд в юго-западном рудном поле Хибин. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, с. 98—113.
9. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.
10. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 110 с.
11. Кузнецов Ж.М. К морфологии пойкилитических калиевых полевых шпатов горы Юкспор Хибинского массива. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 5, с. 246—253.
12. Кузнецов Ж.М., Руденко С.А. Генезис пегматитов горы Юкспор в Хибинах. — В кн.: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л.: ЛГИ, 1974, с. 3—11.
13. Куплетский Б.М. Петрографический очерк Хибинских тундр. — В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 13—49.
14. Минералогия Хибинского массива/Е.Е. Костылева-Лабунцова, Б.Е. Боруцкий, З.В. Шлюкова и др. М.: Наука, 1978. Т. I. 228 с.; т. II. 585 с.
15. Руденко С.А. К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива. — Зап. ЛГИ, 1964, 47, вып. 2, с. 49—70.
16. Руденко С.А. Основные закономерности процесса формирования пегматоидных пород и пегматитов в щелочных массивах. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965, с. 271—288.
17. Солодовникова Л.Л. Полевые шпаты Кукисвумчоррского месторождения. — В кн.: К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959, с. 7—72.
18. Титов В.Н., Руденко С.А., Козловский А.Д., Кузнецов Ж.М. О происхождении уртитов Хибинского щелочного массива. — Зап. ЛГИ, 1971, 60, вып. 2, с. 19—25.
19. Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 247 с.
20. Хибинский щелочной массив/С.И. Зак, Е.А. Каменев, Ф.В. Минаков и др. Л.: Недра, 1972. 175 с.
21. Шухман Л.Н. Сфеновая минерализация в породах верхней контактовой зоны апатит-нефелиновых месторождений Хибин. — Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 2, с. 47—61.

**МЕТАСОМАТИТЫ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ГЛАВНОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ПОЯСА ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА**

Главный железорудный пояс Тургайского прогиба приурочен к Валерьяновской структурно-формационной зоне Кустанайского прогиба и генетически связан с валерьяновским андезито-диоритовым вулканогенно-интрузивным комплексом ( $C_1V_2$ -sp). Вулканогенно-интрузивный комплекс состоит из магматических и соответствующих им рудных узлов: Алешинского, Качарско-Давыдовского, Соколовско-Сарбайского, Елтайско-Куржункульского, Адаевско-Бенкалинского и Сорско-Шагыркульского. Расстояние между ними 30–70 км и близко к среднему расстоянию между вулканическими центрами в островных дугах (44–54 км) [8].

В рассматриваемом районе магматические узлы, по-видимому, состоят из совокупности палеовулканических аппаратов центрального типа, что подтверждается широким распространением кольцевых структур [3] и примерами расшифровки строения отдельных вулканических построек [11, 13]. Они в значительной степени эродированы, и сопоставление их строения на различных уровнях эрозионного среза позволило выделить три яруса: верхний — вулкано-купольные постройки, средний — магмоподводящие каналы, нижний — периферические магматические очаги [11, 12].

Вмещающие породы представлены раннекаменноугольными мелководно-морскими карбонатно-терригенными и карбонатными отложениями, которые слагают фундамент палеовулканов. Карбонатные отложения в конце раннего карбона сменяются красноцветными вулканогенно-терригенными породами. Палеогеографическая обстановка проявления раннекаменноугольного вулканизма аналогична современным островным дугам [5].

Палеовулканические аппараты сопровождаются крупными скарново-рудными зонами, имеющими кольцевую, линейную, дугообразную или изометричную формы и большую протяженность в плане и на глубину, например линейно-вытянутая скарново-рудная зона Соколовского месторождения [16], дугообразная зона Талкульского, Ломоносовского и Центрально-Ломоносовского месторождений, кольцевые зоны Алешинского и Сорского месторождений [11]. Скарново-рудные зоны контролируются синвулканическими структурными элементами палеовулканических построек и представляют собой области повышенной проницаемости, по которым поступали различные гидротермальные растворы, вызывая метасоматоз горных пород и образование магнетитовых руд и попутных полезных ископаемых.

Замещаемые горные породы по особенностям состава и свойств разделяются на четыре главные группы: известняки и известковистые туффиты; ангидритовые и ангидритсодержащие обломочные породы; магматические породы среднего и основного состава и близкие к ним по составу вулканогенно-терригенные породы; вулканические породы кислого состава. Следует также упомянуть о редких зонах доломитизации в известняках, с которыми связаны проявления магнезиальноскарновых минеральных ассоциаций.

В известняках и известковистых туффитах развиваются гранатые, пироксен-гранатые и эпидот-гранатые скарны, пироксен-магнетитовые,

пироксен-гранат-магнетитовые, флогопит-магнетитовые, эпидот-актинолит-магнетитовые и кальцит-кварц-хлоритовые магнетитовые руды. Кроме того, известняки подвергаются перекристаллизации (мраморизации) с развитием вкрапленности граната, пироксена или актинолита. В метасоматитах по карбонатным породам обычно присутствует кальцит как остаточный минерал. В минеральных ассоциациях часто наблюдается пирит, реже пирротин, марказит и другие сульфиды.

По ангидритовым породам образуются гранатовые скарны [1] и пироксен-магнетитовые руды. Если в ангидритсодержащих породах существовали кремнистые прослойки или обломки вулканических пород, то возникают магнетит-кварц-ангидритовые и ангидрит-магнетит-ортоклазовые метасоматиты и руды. В минеральных ассоциациях постоянно присутствует ангидрит (или гипс) как остаточный минерал. Ангидритовые породы преобразуются также в ангидритовые мраморы с примесью граната.

Исключительно разнообразны метасоматиты в магматических и вулкано-генно-тёрригенных породах среднего и основного состава. К наиболее распространенным метасоматитам относятся пироксен-альбитовые, гранат-альбитовые, пироксен-ортоклазовые, пироксен-скаполитовые, эпидот-пренит-пироксен-альбитовые, эпидот-актинолит-альбитовые, хлорит-кальцит-альбитовые, кальцит-хлорит-серицитовые и др., а также пироксен-магнетит-альбитовые, пироксен-магнетит-скаполитовые, эпидот-актинолит-магнетит-альбитовые и кальцит-хлорит-кварц-магнетитовые руды. В метасоматитах остаточный минерал — альбит, реже ортоклаз. В составе метасоматитов всегда можно выделить ведущий глиноземистый минерал — альбит, ортоклаз, скаполит, эпидот, серицит или пренит, а также магнезиальный минерал — пироксен, актинолит или хлорит. Часто присутствуют пирит, сфен, иногда цеолиты, флогопит и пр.

В кислых вулканических породах, представленных гранит-порфирами, кварцевыми порфирами и их туфами, распространены кварц-пироксен-ортоклазовые, кварц-магнетит-ортоклазовые, пироксен-магнетит-скаполитовые и пироксен-магнетит-альбитовые метасоматиты и руды. Кроме того, в кислых вулканиках проявлено кислотное выщелачивание с образованием алунитовых, ангидрит-кварцевых, ангидрит-алунит-кварцевых, ангидрит-ортоклаз-кварцевых и ангидрит-диккит-кварцевых метасоматитов. Из редких типов метасоматитов нужно упомянуть сульфидно-анкеритовые, серпентин-кальцитовые, тальк-тремолит-серпентинитовые и шпинель-флогопит-пироксеновые. Кроме метасоматитов, в контактах некоторых интрузивных тел и в зонах сильного прогрета вмещающих пород высокотемпературными растворами встречаются роговики пироксен-плагиоклазового, биотит-гиперстен-плагиоклазового, биотит-пироксен-магнетит-плагиоклазового и роговообманково-плагиоклазового состава.

Закономерности пространственного размещения метасоматитов проявляются в зональности различных порядков. Зональность первого порядка обнаружена при сопоставлении типов метасоматитов в различных ярусах палеовулканических аппаратов. В нижнем ярусе преобладают гранатовые и пироксен-гранатовые скарны, гранат-магнетитовые, пироксен-гранат-магнетитовые и кальцит-пирит-актинолит-магнетитовые руды, образованные преимущественно по известнякам. Менее распространены пироксен-альбитовые и пироксен-скаполитовые метасоматиты по алюмосиликатным первичным породам. Для среднего яруса более всего характерны пироксен-альбитовые, эпидот-пренит-пироксен-альбитовые и эпидот-актинолит-альбитовые метасоматиты, пироксен-магнетит-альбитовые, пироксен-магнетитовые, эпидот-актинолит-магнетитовые и эпидот-актинолит-магнетит-альбитовые руды. Изредка встречаются пироксен-гранатовые, пироксен-

Средний минеральный состав магнетитовых руд (в %) по ярусам палеовулканических аппаратов (среднее по 12 месторождениям)

| Минерал    | Ярус    |         |        |
|------------|---------|---------|--------|
|            | верхний | средний | нижний |
| Скаполит   | 15,2    | 4,7     | 0,3    |
| Альбит     | 11,7    | 5,2     | 0,5    |
| Ортоклаз   | 5,2     | 0,1     | 0,1    |
| Анкерит    | 1,0     | 0,4     | —      |
| Ангидрит   | 1,3     | 0,2     | —      |
| Гипс       | 0,2     | 0,1     | —      |
| Цеолит     | 3,0     | 0,6     | —      |
| Апатит     | 1,0     | 0,4     | 0,1    |
| Сфен       | 0,2     | 0,1     | —      |
| Гематит    | 0,8     | 0,6     | —      |
| Пирит      | 1,8     | 4,3     | 2,8    |
| Эпидот     | 0,3     | 3,4     | 1,0    |
| Актинолит  | 0,6     | 5,3     | 2,0    |
| Флогопит   | 0,8     | 1,5     | —      |
| Кварц      | 1,3     | 2,2     | 0,6    |
| Хлорит     | 3,4     | 4,9     | 3,7    |
| Кальцит    | 1,6     | 6,7     | 4,1    |
| Пренит     | 0,3     | 1,3     | 0,5    |
| Магнетит   | 40,9    | 42,0    | 50,8   |
| Пирротин   | —       | 0,3     | 2,3    |
| Марказит   | 0,1     | 0,4     | 0,9    |
| Пироксен   | 8,6     | 10,7    | 20,2   |
| Гранат     | 0,3     | 3,9     | 8,5    |
| Дашкесанит | —       | —       | 0,9    |
| Мусковит   | —       | 0,2     | 0,5    |
| Прочие     | 0,4     | 0,5     | 0,2    |
| Всего      | 100     | 100     | 100    |

скаполитовые, кальцит-хлорит-альбитовые и кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты. В верхнем ярусе главное значение приобретают пироксен-магнетит-скаполитовые руды и метасоматиты. Широко распространены апоскаполитовые метасоматиты: пироксен-альбитовые, пироксен-альбит-цеолитовые, пироксен-ортоклазовые и кальцит-хлорит-альбитовые, а также пироксен-магнетитовые и кальцит-кварц-хлорит-магнетитовые руды. Известны и гранатовые скарны, но они редки.

Минералы магнетитовых руд важнейших скарново-магнетитовых месторождений распределены по ярусам различно (см. таблицу).

В верхнем ярусе сосредоточены скаполит, альбит, ортоклаз, цеолиты (в основном шамазит), ангидрит, гипс, анкерит, апатит, гематит и сфен. Их количество растет от нижнего яруса к верхнему. В среднем ярусе наиболее благоприятные условия существуют для образования водных силикатов — эпидота, актинолита, флогопита, хлорита и пренита, хотя они не всегда являются главными минералами. К этому же ярусу приурочены максимальные концентрации пирита, кварца и кальцита. В нижнем ярусе сосредоточены пироксен, гранат, пирротин, марказит, дашкесанит и мусковит. От верхнего яруса к нижнему растет количество главного минерала руд — магнетита, т.е. руды становятся более богатыми.

Выявленные закономерности изменения минерального состава руд частично обусловлены изменением среды минералообразования. В нижнем ярусе оруденению подвергается преимущественно известняки, а в верхнем — вулканогенные породы.

Основными причинами изменения минерального состава руд являются уменьшение давления и температуры и повышение окислительного потенциала по мере движения растворов от нижнего яруса к верхнему. Известно, что в вулканических областях по мере повышения давления и обусловленного им возрастания фугитивности  $\text{CO}_2$  наблюдается закономерная смена метаморфических фаций: цеолитовая → пренит-пумпеллиитовая → эпидот-актинолитовая [4, 7, 10]. При дальнейшем повышении температуры и давления актинолит сменяется пироксеном, а эпидот — гранатом. Именно этими причинами можно объяснить приуроченность цеолитов к верхнему, пренита и эпидота — к среднему, а пироксена и граната — к нижнему ярусам. О повышении окислительного потенциала свидетельствуют возрастание роли гематита в верхнем ярусе и изменение формы нахождения серы. В нижнем ярусе распространены пирротин и развивающийся по нему марказит, в среднем преобладает пирит, а в верхнем на первое место выходят ангидрит с гипсом. Смена пирротина пиритом и сульфидов сульфатами свидетельствует о повышении потенциала кислорода [2] и степени окисления серы.

Зональность второго порядка связана с увеличением роли водносиликатных минералов по сравнению с безводными по мере удаления от магматических тел или от областей прогрева горных пород. Например, на Сарбайском месторождении по направлению с востока на запад расположены следующие объекты: интрузивный массив диоритов, подрудная толща вулканитов, Восточная рудная залежь с апофизами диоритов, Западная рудная залежь, надвинутая на Восточную [6, 15], надрудная толща вулканитов. По направлению с востока на запад по мере удаления от интрузивного массива наблюдаются следующие метаморфические зоны: 1) флогопит-гиперстен-плагиоклазовые роговики по подрудным вулканитам; 2) пироксен-магнетитовые руды Восточной рудной залежи и окружающие ее пироксен-альбитовые метасоматиты по вулканитам надрудной и подрудной толщ; 3) эпидот-актинолит-магнетитовые руды Западной рудной залежи и окружающие ее эпидот-актинолит-альбитовые метасоматиты; 4) пропилитизированные вулканиты надрудной толщи, в которых различаются эпидот-актинолитовая и эпидот-хлоритовая зоны.

Зональность третьего порядка наблюдается на контактах интрузивных или других алюмосиликатных пород с известняками и весьма разнообразна. В нижнем ярусе она наиболее простая. На контактах интрузивных пород и известняков наблюдаются зоны: неизменный диорит—скарнированный (пироксеном, редко гранатом) диорит—гранатовый или пироксен-гранатовый экзоскарн—пироксен-гранат-магнетитовая руда—актинолит-магнетитовая руда—мраморизованный известняк. Иногда отдельные зоны выпадают.

Вверх мощность метасоматических зон возрастает, их строение усложняется, появляется наложение поздних зон на ранее образованные. Например, на Ломоносовском месторождении зональность, возникшая на границе карбонатной и вулканогенной толщ (рис. 1), представлена такой последовательностью зон: 1) мраморизованный известняк с редкой вкрапленностью пироксена или граната; 2) пирит-хлорит-пироксен-гранат-магнетитовая руда, заместившая известняки и известковистые туффиты; 3) гранатовый и пироксен-гранатовый скарны, образованные по известнякам и слоистым туффитам, возможно, известковистым; 4) скарнированный туффит, в

| Первичные породы                                                                  | Средняя мощность, м | Минералы метасоматитов, объемн. % |         |             |         |         | Парагенезисы минералов                                           |                                                                       |
|-----------------------------------------------------------------------------------|---------------------|-----------------------------------|---------|-------------|---------|---------|------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|
|                                                                                   |                     | 0                                 | 20      | 40          | 60      | 80      |                                                                  | 100                                                                   |
|  | 109                 | Г                                 | П П     | Э           | А А А   | Пр      | С С                                                              | Пренит-эпидот-пироксен-альбит<br>Пироксен-скаполит                    |
|                                                                                   |                     | Г                                 | П П П П | Э           | А А А А | Пр      | С С С                                                            |                                                                       |
|                                                                                   |                     | Г                                 | П П П П | Э           | А А А А | Пр      | С С С                                                            |                                                                       |
|  | 133                 | Г Г                               | П П П   | Э Э         | А А А   | Пр      | С С                                                              | Пренит-пироксен-эпидот-альбит-гранат<br>Пренит-альбит-эпидот-пироксен |
|                                                                                   |                     | Г Г Г                             | П П П П | Э Э         | А А А   | Пр      | С С                                                              |                                                                       |
|  | 92                  | Г Г Г Г Г Г Г Г                   |         | П П П П Э   | А А     | Х       | ■ ■                                                              | Пироксен-гранат<br>Кальцит-гранат<br>Эпидот-альбит-гранат             |
|                                                                                   |                     | Г Г Г Г Г Г Г Г                   |         | П П П П Э   | А А     | Х       | ■ ■                                                              |                                                                       |
|  | 30                  | ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■                   |         | Г П П П П Э | Х       | ■ ■ ■ ■ | Пирит-хлорит-магнетит-пироксен<br>Пирит-пироксен-гранат-магнетит |                                                                       |
|                                                                                   |                     | ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■                   |         | Г П П П П Э | Х       | ■ ■ ■ ■ |                                                                  |                                                                       |
|  | 42                  | Мраморизованный известняк         |         |             |         |         |                                                                  |                                                                       |













 1
  2
  3
  4
  5
  6
  7
  8
  9
  10
  11
  12

Рис. 1. Схема метасоматической зональности Ломоносовского месторождения

1 — андезито-базальтовые порфириды; 2 — слоистые туфиты; 3 — известняки; 4 — магнетит; 5 — гранат; 6 — пироксен; 7 — эпидот; 8 — альбит; 9 — пренит; 10 — скаполит; 11 — хлорит; 12 — пирит

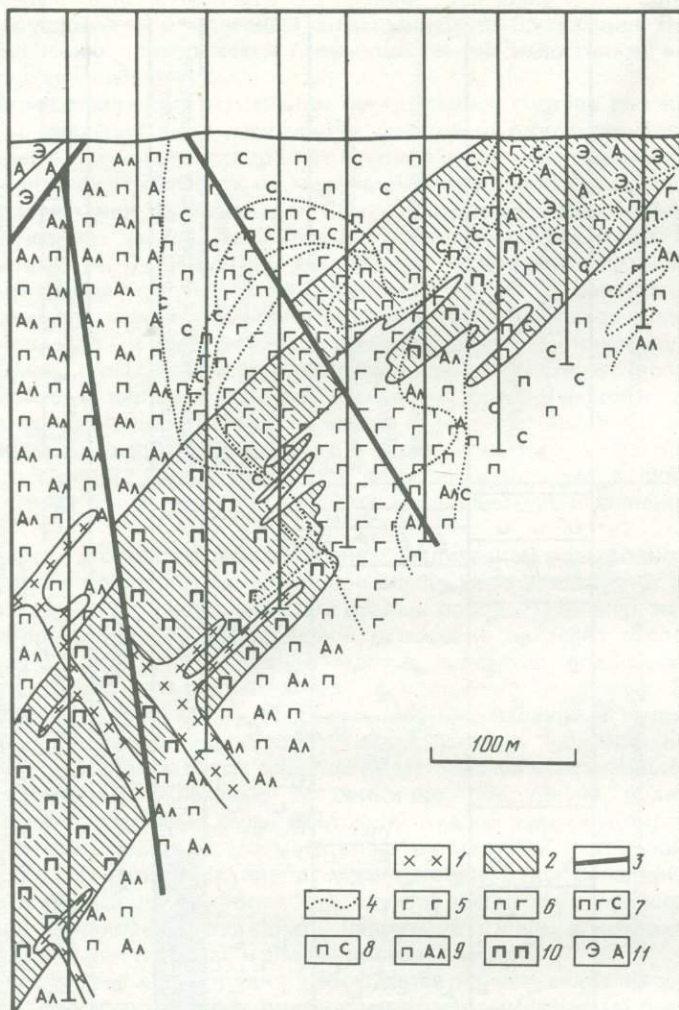


Рис. 2. Фрагмент метасоматической зональности в Восточном блоке Сарбайского месторождения

1 — диорит; 2 — магнетитовая руда; 3 — разрывные нарушения; 4 — границы метасоматических зон; 5 — гранатовый скарн; 6—11 — метасоматические зоны: 6 — пироксен-гранатовая, 7 — пироксен-гранат-скаполитовая, 8 — пироксен-скаполитовая, 9 — пироксен-альбитовая, 10 — пироксен-магнетитовая, 11 — эпидот-актинолитовая

котором развиты пренит, альбит, эпидот и пироксен, иногда с гранатом, а также спорадическая пироксен-скаполитовая минерализация; 5) скарнированный порфирит с развитием пренит-эпидот-пироксен-альбитовой минеральной ассоциации.

Магнетитовая руда занимает определенное место в метасоматической зональности.

На одном из участков Сарбайского месторождения привлекает внимание сложное взаимное расположение метасоматических зон (рис. 2). Рудная



Рис. 3. Схема метасоматической зональности Северного участка Качарского месторождения  
 1 — вулканические брекчии полиморфных андезитовых порфиритов; 2 — красноцветные песчаники; 3 — известняки; 4 — мелкоблочечные вулканические туфы андезитовых порфиритов; 5-18 — минералы метасоматитов: 5 — магнетит, 6 — гранат, 7 — пироксен, 8 — хлорит, 9 — скаполит, 10 — альбит, 11 — ортоклаз, 12 — цеолиты, 13 — кальцит, 14 — ангидрит, 15 — пирит, 16 — апатит, 17 — кварц, 18 — пренит

залежь пластообразной формы заместила пачку известняков, а под- и над-рудные породы представлены вулканическими туфами и туффитами, скарнированными пироксеном. Выделяется тело гранатовых скарнов, секущее вмещающие породы и окаймленные зонами пироксен-гранатовых, пироксен-скаполит-гранатовых и пироксен-скаполитовых метасоматитов. Последняя зона "языками" уходит вверх и по восстановлению толщ горных пород. В пироксен-скаполит-гранатовой зоне наблюдается развитие граната по скаполиту, т.е. тыловая гранатовая зона наступала на внешнюю пироксен-скаполитовую зону. За пределами рассмотренных зон развиты пироксен-магнетитовые руды и скарнированные вулканисты, в которых развита ассоциация пироксена с альбитом. В гранатовой зоне магнетит сечет и цементирует зерна граната, поэтому можно предполагать, что рудная залежь возникла после гранатового тела. Это подтверждается и систематическими наблюдениями взаимоотношений прожилковой минерализации [17]. Однако гранатовые скарны — малоблагоприятная среда для магнетитового оруденения, поэтому рудные залежи в гранатовой зоне имеют небольшую мощность.

На примере Ломоносовского и Сарбайского месторождений видны сложность строения метасоматических зон третьего порядка и наложение одних зон на другие.

В верхнем ярусе палеовулканических аппаратов на Качарском месторождении практически во всей толще горных пород развита пироксен-магнетит-скаполитовая минеральная ассоциация. На месте пачек известняков возникли богатые пироксен-магнетитовые руды, а на месте вулканических туфов и песчаников — бедные пироксен-магнетит-скаполитовые руды и метасоматиты (рис. 3). Висячем боку месторождения развита маломощная пироксен-альбитовая зона, а в лежащем боку среди известняков и известковистых алевролитов наблюдается спорадическая вкрапленность пироксена и граната, иногда отмечаются линзы гранатовых скарнов. Скаполит при дальнейших гидротермальных процессах замещается альбитом, ортоклазом или шамазитом, а пироксен — хлоритом, в результате чего возникает группа апоскаполитовых метасоматитов, которые закономерно размещены в пироксен-магнетит-скаполитовой зоне, часто уничтожая ее [14]. Конечным продуктом замещения являются кальцит-хлорит-альбитовые метасоматиты с переменным количеством магнетита.

Таким образом, в скарново-рудных зонах существует метасоматическая зональность нескольких порядков. Магнетитовые руды занимают определенное положение в метасоматических зонах, закономерно меняя свой состав с глубиной, что играет большую роль при прогнозировании.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляшов Н.М., Плехова К.Р.* Влияние осадочных ангидритов на метасоматические процессы при образовании Качарского магнетитового месторождения. — Геология руд. месторождений, 1963, № 2, с. 38—49.
2. *Бетехтин А.Г.* О парагенетических ассоциациях рудных минералов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 237—275.
3. *Гальперов Г.В., Перцов А.В., Брусничкина Н.А.* Аэрометоды геологического изучения районов двухъярусного строения (на примере Тургайского прогиба). Л.: Недра, 1979. 111 с.
4. *Гуревич Л.П.* Условия образования минеральных парагенезисов цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 5—22.
5. *Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С.* Геолого-петрологические особенности железозносных вулcano-плутонических ассоциаций. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. 71 с.

6. *Иванов Н.В., Веселов Е.В., Изютко В.М., Поротов Г.С.* Морфология рудной залежи Сарбайского месторождения. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 11, с. 71—76.
7. *Коржинский Д.С.* Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. — Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19, с. 5—11.
8. *Масуренков Ю.П.* Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
9. *Масуренков Ю.П.* Система вулкан—очаг—структура. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 4, с. 34—39.
10. *Плюснина Л.П., Иванов И.П.* Р—Т границы и флюидный режим пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма по экспериментальным данным. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 36—48.
11. *Поротов Г.С.* Связь магнетитового оруденения с магматизмом в Тургайском прогибе. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1977, вып. 2, с. 9—24.
12. *Поротов Г.С.* Магнетитовое оруденение и магматизм на примере Тургайского прогиба. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 12, с. 67—73.
13. *Поротов Г.С., Веселов Е.В.* О генезисе кислых пород Качарского магнетитового месторождения. — Геология и геофизика, 1972, № 3, с. 123—127.
14. *Поротов Г.С., Логинова Т.И.* Метасоматиты магнетитовых месторождений скаполитового подтипа в Тургайском прогибе. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1978, вып. 2, с. 37—41.
15. *Руденко Н.И., Великоборец Т.А., Шаманина Н.Л.* Опыт структурной реставрации первичных размеров рудной залежи Сарбайского месторождения. — В кн.: Теоретические основы разведки. Л.: ЛГИ, 1973, с. 53—61.
16. Соколовское магнетитовое месторождение/Н.И. Руденко, А.И. Москаленко, Т.Е. Баяндаров и др. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 247 с.
17. *Шаманина Н.Л., Великоборец Т.А., Руденко Н.И.* Состав и возрастные соотношения жильных образований Сарбайского месторождения. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, вып. 1, с. 62—76.

УДК 522.323.6:553.31 (571.53)

*А.А. Амиржанов, А.Е. Воронцов*

## О ПРИРОДЕ "АВТОРЕАКЦИОННЫХ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ" В ТРУБЧАТЫХ СТРУКТУРАХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Диатремы юга Сибирской платформы относятся к вулканогенным структурам и обнаруживают большое сходство по внутреннему строению и геологической позиции с кимберлитовыми трубками [10, 11, 15, 17]. Нередко в них формируются крупные железорудные месторождения так называемого ангаро-илимского типа. Длительная история изучения и опыт эксплуатации этих месторождений позволили выявить главные структурные условия локализации, многостадийность магнетитообразования и целый ряд особенностей их вещественного состава. Все исследователи единодушно отмечают необычность, уникальность таких месторождений [1, 2, 11, 12, 14, 15], и к настоящему времени высказаны самые различные, нередко взаимоисключающие гипотезы их происхождения. Наиболее широко распространено представление об их скарновой природе. Вместе с тем, учитывая специфические условия формирования пироксен-гранатовых пород в диатремах, многие исследователи отмечали, что такие породы не являются обычными скарнами. В.А. Жариковым [5] это положение отражено в самом названии — "автореакционные известковые скарны". Необычность условий образования пироксен-гранатовых пород заключается в их распространении на значительную глубину независимо от состава окружающих диатремы пород. Отсутствует также характерный признак классического скарнообразования — приуроченность скарнов к зоне высоко-

котемпературного ореола на контакте алюмосиликатных изверженных и карбонатных пород. Исходным субстратом, по которому образуются пироксен-гранатовые метасоматиты, принято считать трапповые, туфогенные и осадочные породы. Впервые попытка выяснить условия и механизм формирования пироксен-гранатовых пород была осуществлена В.А. Жариковым [6], который считает, что они образуются без реакционного взаимодействия с известняками в результате кальциевого метасоматоза ультраосновных, щелочно-ультраосновных и основных пород и в этом плане не могут быть признаны типичными скарновыми образованиями. Таким образом, необходимо констатировать, что по большинству признаков, кроме сходства минерального состава, пироксен-гранатовые метасоматиты не могут быть отнесены к формации скарнов. Термин "автореакционные известковые скарны" не раскрывает существа происхождения таких пород, но дает возможность включать их в формацию скарнов. Представляется, что главной причиной сложившейся ситуации является слабая изученность пироксен-гранатовых пород. В.А. Жариков [6] справедливо отмечает, что автореакционные скарны изучены пока недостаточно и приводимые соображения носят предварительный характер.

Необходимо обратить внимание на следующее обстоятельство. Пироксен-гранатовая ассоциация широко развита в региональном и термальном метаморфизме, метасоматозе в связи с ультраосновными, щелочно-ультраосновными породами, т.е. при процессах, существенно отличных от скарнообразования. Термин "автореакционные скарны" использовался для пироксеновых, меланит-пироксеновых, мелилит-монтichelлитовых, гидромелилитовых и кальцит-диопсидовых пород Маймеча-Котуйской провинции [18]. Впоследствии Л.С. Егоровым [4] было убедительно показано, что гипотеза автореакционных скарнов применительно к метасоматитам Гулинского месторождения фактически несостоятельна. Пироксен-гранатовая ассоциация развивается также в кимберлитовых диатремах [16].

В настоящее время в литературе практически отсутствуют данные по валовому химическому составу пироксен-гранатовых пород из рассматриваемых месторождений; нет ни одной попытки изучить химизм процесса их образования (этот процесс находит отражение в зонально-построенных обломках); детально исследован лишь состав гранатов поздних образований — из прожилков, друз, мономинеральных скоплений [2].

В месторождениях ангаро-илимского типа широко распространены своеобразные по взаимоотношениям с различными по составу базитами и пироксен-гранатовыми породами оливиновые и монтichelлитовые породы, названные "автореакционными магниезильными скарнами" [2]. Однако дальнейшее их изучение показало, что в действительности они представлены двумя различными типами образований: 1) "цементирующими" оливинсодержащими или существенно оливиновыми породами; 2) более поздними контактово-реакционными породами, содержащими в качестве типоморфного минерала монтichelлит.

Настоящая работа посвящена выяснению происхождения оливинсодержащих пород. Они включают пикроильменит, близкий пикроильмениту из кимберлитов [3], обнаруживают большое сходство по изотопному составу углерода, кислорода и стронция с кимберлитами и карбонатитами из различных регионов мира [13].

Оливинсодержащие породы светло-, темно-зеленого, иногда почти черного цвета, обычно массивные, плотные, в редких случаях полосчатые. Они наблюдаются в основном на глубоких горизонтах разведываемых диатрем и имеют протяженность в первые сотни метров; нередко они слагают жилоподобные тела. Полосчатые разновидности обнаружены на Капаевском



*Рис. 1.* Характер взаимоотношения полосчатого обломка с оливинсодержащей породой (темное). В последней наблюдается прожилок, выполненный шестоватым клинопироксеном, кальцитом, гипсом, пиритом. Обр. 10150, увел. 1,5.

месторождении, где на глубине 900 м вскрыто пластообразное тело полностью серпентинизированных пород (серпентинитов) мощностью около 40 м. Полосчатость обусловлена чередованием светло-зеленых линзо- и шлировидных обособлений серпופита и темно-зеленых полос, обогащенных псевдоморфозами серпентина и тонкой вкрапленностью магнетита.

Как правило, оливинсодержащие породы являются цементирующей основой брекчий, в которых количество, размер, форма и состав обломков могут быть самыми различными. Во всех случаях обломки имеют резкие, неровные контакты, часто с макро- и микрозаливами. В некоторых полосчатых обломках их приконтактовая зона характеризуется резким изменением направления полосчатости, более плотным сложением и темной окраской (рис. 1).

Состав оливинсодержащих пород из диатрем юга  
Сибирской платформы (в вес. %)

| Компонен-<br>ты                | Группа 1        |                  |                  |                 |                 | Группа 2       |               |
|--------------------------------|-----------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|----------------|---------------|
|                                | К266<br>(925) * | КП10150<br>(936) | КП10132<br>(945) | Т7540А<br>(415) | Т7540Б<br>(415) | К4695<br>(684) | К200<br>(764) |
| SiO <sub>2</sub>               | 36,95           | 37,34            | 39,68            | 39,92           | 41,20           | 25,74          | 27,41         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,04            | Не обн.          | 0,10             | 0,69            | 0,52            | 0,19           | 0,08          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,30            | 4,60             | 1,10             | 3,03            | 2,14            | 1,00           | 6,20          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,78            | 7,92             | 8,50             | 2,67            | 2,30            | 8,60           | 3,34          |
| FeO                            | 2,51            | 2,68             | 0,72             | 0,18            | 0,09            | 0,90           | 2,87          |
| MgO                            | 37,42           | 31,42            | 35,60            | 38,51           | 39,61           | 28,50          | 36,07         |
| CaO                            | 1,50            | 3,40             | 2,46             | 0,18            | 0,14            | 15,20          | 7,54          |
| MnO                            | 0,07            | 0,07             | 0,02             | 0,05            | 0,04            | 0,10           | 0,10          |
| K <sub>2</sub> O               | 0,03            | Не обн.          | 0,02             | 0,02            | 0,01            | 0,01           | 0,01          |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,10            | 0,14             | 0,11             | 0,12            | 0,11            | 0,21           | 0,14          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,24            | 1,05             | 0,94             | 0,03            | 0,05            | 0,17           | 0,02          |
| CO <sub>2</sub>                | 0,80            | 0,52             | 0,66             | 0,43            | 0,52            | 11,00          | 5,00          |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 12,04           | 10,20            | 9,32             | 13,19**         | 13,28**         | * 7,50         | 9,69          |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,75            | 1,00             | 0,64             | —               | —               | 0,80           | 1,27          |
| S <sub>общ</sub>               | —               | —                | —                | —               | —               | —              | —             |
| Сумма                          | 99,53           | 100,34           | 99,87            | 99,02           | 100,01          | 99,92          | 99,74         |
| SiO <sub>2</sub> /MgO          | 0,99            | 1,19             | 1,11             | 1,04            | 1,04            | 0,90           | 0,76          |
| Σ FeO                          | 5,96            | 9,82             | 8,38             | 2,59            | 2,16            | 8,65           | 5,88          |
| MgO/Σ FeO                      | 6,28            | 3,20             | 4,25             | 14,87           | 18,34           | 3,29           | 6,13          |

\* В скобках — глубина (в м).

\*\* П.п.п.

\*\*\* Суммарное содержание железа в пересчете на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Таблица 1 (продолжение)

| Компонен-<br>ты                | Группа 3        |                 |                 |                 |                 |                 |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
|                                | К8346<br>(1000) | К8340<br>(1002) | К8337<br>(1020) | К8327<br>(1033) | К8316<br>(1070) | К8312<br>(1088) |
| SiO <sub>2</sub>               | 29,41           | 25,68           | 13,63           | 14,24           | 15,98           | 17,24           |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,32            | 0,99            | 1,18            | 1,28            | 0,94            | 1,10            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,10            | 2,20            | 2,90            | 3,05            | 3,60            | 3,30            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,55           | 25,99           | 44,12           | 43,75           | 37,01           | 36,65           |
| FeO                            | 9,70            | 8,62            | 19,04           | 17,24           | 15,80           | 14,01           |
| MgO                            | 24,90           | 28,91           | 13,90           | 14,08           | 16,66           | 19,96           |
| CaO                            | 4,08            | 0,47            | 0,57            | 0,80            | 1,70            | 0,25            |
| MnO                            | 0,09            | 0,13            | 0,07            | 0,07            | 0,08            | 0,13            |
| K <sub>2</sub> O               | Сл.             | Сл.             | Не обн.         | Сл.             | Сл.             | Сл.             |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,06            | 0,05            | 0,08            | 0,11            | 0,29            | 0,11            |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | Не обн.         | Не обн.         | Не обн.         | Не обн.         | Не обн.         | Не обн.         |
| CO <sub>2</sub>                | 0,20            | 0,11            | 0,06            | 0,06            | 0,21            | 0,11            |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 6,68            | 6,37            | 3,95            | 4,23            | 4,62            | 6,15            |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,50            | 0,31            | 0,59            | 0,84            | 2,60            | 0,56            |
| S <sub>общ</sub>               | —               | —               | —               | —               | —               | —               |
| Сумма                          | 99,59           | 99,83           | 100,09          | 99,75           | 99,49           | 99,57           |
| SiO <sub>2</sub> /MgO          | 1,18            | 0,89            | 0,98            | 1,01            | 0,96            | 0,86            |
| Σ FeO                          | 27,31           | 32,03           | 58,79           | 56,65           | 49,14           | 47,03           |
| MgO/Σ FeO                      | 0,91            | 0,90            | 0,24            | 0,25            | 0,34            | 0,42            |

## Группа 2

| КП10135<br>(944) | КП10220<br>(958) | Т7541А<br>(417) | Т7541Б<br>(417) | Т74     | Т7545<br>(452) | Т4988<br>(442) | Т4975<br>(182) | Т4982<br>(360) |
|------------------|------------------|-----------------|-----------------|---------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 34,91            | 32,42            | 32,67           | 34,94           | 38,62   | 35,62          | 25,63          | 25,86          | 17,96          |
| 0,10             | 0,13             | 0,74            | 0,58            | 0,48    | 0,28           | 0,17           | 0,25           | 0,22           |
| 1,00             | 0,30             | 3,44            | 5,23            | 4,43    | 4,16           | 5,67           | 3,08           | 3,44           |
| 5,20             | 7,10             | 2,90            | 4,46            | 2,02    | 2,64           | 6,92           | 5,30           | 2,72           |
| 0,72             | He обн.          | 0,18            | 0,63            | 0,27    | 0,27           | 2,69           | 0,99           | 1 08           |
| 36,00            | 35,60            | 31,91           | 34,49           | 35,62   | 29,17          | 21,62          | 21,79          | 21,47          |
| 6,65             | 7,75             | 7,85            | 3,16            | 2,80    | 10,69          | 13,88          | 17,46          | 23,62          |
| 0,04             | 0,06             | 0,07            | 0,05            | 0,04    | 0,04           | 0,09           | 0,05           | 0,09           |
| 0,02             | 0,02             | 0,02            | 0,02            | 0,01    | 0,02           | 0,03           | 0,96*          | 0,02           |
| 0,08             | 0,07             | 0,15            | 0,15            | 0,12    | 0,12           | 0,40           | 0,04           | 0,01           |
| 1,03             | 0,92             | He обн.         | 0,09            | 0,19    | 0,07           | He обн.        | 0,05           | 0,10           |
| 3,19             | 4,07             | 6,59            | 2,92            | 2,06    | 6,26           | 10,50          | 13,90          | 18,00          |
| 10,01            | 10,20            | 12,48**         | 12,79**         | 12,68** | 9,89**         | 11,20**        | 9,88**         | 10,01**        |
| 0,72             | 0,68             | —               | —               | —       | —              | —              | —              | —              |
| —                | —                | 0,07            | 0,05            | 0,09    | 0,05           | 0,33           | 0,03           | 0,20           |
| 99,67            | 99,32            | 99,07           | 99,56           | 99,43   | 99,28          | 99,13          | 99,64          | 98,94          |
| 0,97             | 0,91             | 1,02            | 1,01            | 1,09    | 1,22           | 1,19           | 1,19           | 0,84           |
| 5,40             | 6,40             | 2,79            | 4,65            | 2,09    | 2,65           | 8,92           | 5,76           | 3,53           |
| 6,67             | 5,56             | 11,44           | 7,42            | 17,04   | 11,01          | 2,42           | 3,78           | 6,08           |

Примесание. Месторождения: К — Коршуновское, Т — Тагарское, П — Поливское, КП — Капаевское. Анализы выполнены В.И. Мордвиновой, Л.Н. Матвеевой, Н.М. Бехтеревой, О.И. Окружиной, Т.Н. Гуничевой.

## Группа 3

| К8309<br>(1098) | П9334    | КП10154<br>(931) | КП10153<br>(932) | КП10146<br>(939) | КП10142<br>(942) | КП10139<br>(943) |
|-----------------|----------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| 15,63           | 27,84    | 33,12            | 29,90            | 29,68            | 37,23            | 34,94            |
| 1,21            | 0,72     | He обн.          | 0,25             | He обн.          | 0,12             | He обн.          |
| 2,60            | 5,02     | 1,00             | 1,00             | 1,00             | 1,14             | 0,80             |
| 38,34           | 14,89*** | 14,53            | 18,32            | 19,64            | 13,07***         | 10,72            |
| 17,96           | —        | 5,56             | 3,59             | 7,18             | —                | 4,31             |
| 16,68           | 35,20    | 31,62            | 32,80            | 29,20            | 34,75            | 33,83            |
| 0,94            | 0,64     | 2,00             | 2,00             | 1,50             | 1,69             | 1,90             |
| 0,07            | 0,08     | 0,05             | 0,10             | 0,09             | 0,04             | 0,06             |
| Сл.             | 0,03     | He обн.          | 0,01             | He обн.          | 0,06             | He обн.          |
| 0,19            | 0,05     | 0,06             | 0,08             | 0,06             | 0,36             | 0,10             |
| He обн.         | 0,02     | 1,23             | 1,03             | 0,92             | 0,79             | 0,87             |
| 0,15            | —        | He обн.          | 0,11             | 0,64             | —                | 0,46             |
| 4,80            | 15,34**  | 9,80             | 9,34             | 9,21             | 11,02**          | 10,89            |
| 1,28            | —        | 0,55             | 0,84             | 0,80             | —                | 0,55             |
| —               | —        | —                | —                | —                | —                | —                |
| 99,85           | 99,83    | 99,52            | 99,37            | 99,92            | 100,27           | 99,43            |
| 0,94            | 0,79     | 1,05             | 0,91             | 1,02             | 1,07             | 1,03             |
| 52,50           | 13,41    | 18,65            | 20,09            | 24,88            | 11,77            | 13,97            |
| 0,32            | 2,62     | 1,70             | 1,63             | 1,17             | 2,95             | 2,42             |



Рис. 2. Сферолитовые и прожилковые обособления хлорита в оливинсодержащей породе. Обр. К8316, натур. вел.

На Поливском месторождении наблюдаются взаимоотношения оливинсодержащих пород с рудными жилами, указывающие на более позднее образование последних. Жилы срезают содержащиеся в породах обломки, а в их зальбандах развиваются характерные мономинеральные магнетитовые оторочки.

Минеральный состав оливинсодержащих пород следующий: оливин, клинопироксен (диопсид-геденбергит), амфибол, серпентин, хлорит, флогопит, тальк, брусит, магнетит, гематит, пикроильменит, шпинель, кальцит, сульфиды (халькопирит, пентландит, пирротин, пирит). Оливин представлен форстеритом с содержанием фаялитового компонента около 2%. Имеющиеся в литературе четыре анализа клинопироксенов противоречивы. Содержание глинозема в них изменяется в широких пределах, достигая 6,57%. По данным Г.С. Момджи и др. [12], в его составе содержится 1,44%  $H_2O^+$ , что, безусловно, указывает на присутствие в анализируемом материале минералов-примесей. Хлорит (клинохлор, пеннин) обладает доста-

точно стабильным химическим составом и относится к магнезиально-глиноземистому неокисленному типу. В отношении других минералов важно отметить, что содержание герцинита в шпинели равно 30%; иногда в магнетите отмечаются тончайшие микроскопические включения ильменита и шпинели, представляющие собой продукты распада твердого раствора [2]. В пикроильмените содержание  $MgO$  достигает 10,80%; краевые части минерала обладают повышенными концентрациями  $MnO$  (до 10,80%). Сульфиды содержат высокие концентрации никеля (до 0,29% в троилите) и кобальта (до 0,42% в моноклинном пирротине) [2].

В слабо измененных породах устанавливается несколько генераций форстерита. Крупные (до 3,0 мм) кристаллы частично захватывают более мелкие (0,1–0,5 мм). В зависимости от количества в породе магнетита наблюдаются либо участки с сидеронитовой структурой, либо участки, в которых вокруг кристаллов форстерита образуются "рубашки" магнетита. В породах широко развит клинопироксен в серпентиновых псевдоморфозах по оливину, которые нередко практически полностью замещены

Таблица 1 (окончание)

| Компоненты                     | Группа 4       |                |                |                 |                  |                |                |
|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|------------------|----------------|----------------|
|                                | K4691<br>(634) | K4693<br>(654) | K4694<br>(665) | K4695A<br>(683) | KП10222<br>(959) | T6520<br>(670) | T7116<br>(343) |
| SiO <sub>2</sub>               | 22,78          | 16,32          | 17,24          | 19,60           | 27,87            | 21,48          | 21,54          |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,25           | 0,44           | 0,44           | 0,51            | 0,13             | 0,26           | 0,40           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,40           | 2,70           | 2,80           | 2,72            | 0,80             | 3,10           | 2,66           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,63          | 27,99          | 32,35          | 23,51           | 19,17            | 25,75          | 22,85          |
| FeO                            | 4,03           | 8,26           | 13,65          | 10,06           | 4,37             | 9,25           | 5,57           |
| MgO                            | 27,75          | 20,39          | 21,01          | 23,12           | 25,70            | 23,03          | 24,44          |
| CaO                            | 14,40          | 8,54           | 2,43           | 7,01            | 8,10             | 1,99           | 5,20           |
| MnO                            | 0,08           | 0,12           | 0,14           | 0,11            | 0,08             | 0,27           | 0,23           |
| K <sub>2</sub> O               | 0,08           | He обн.        | Сл.            | 0,01            | 0,02             | 0,01           | 0,01           |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,31           | 0,09           | 0,07           | 0,06            | 0,08             | 0,02           | 0,04           |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | He обн.        | 0,02           | 0,04           | He обн.         | 1,37             | 0,39           | 0,03           |
| CO <sub>2</sub>                | 9,80           | 7,28           | 2,27           | 5,06            | 3,63             | 1,68           | 4,44           |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 4,79           | 6,70           | 6,72           | 8,74**          | 7,33             | 9,54           | 11,70**        |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,77           | 0,62           | 0,58           | —               | 0,83             | —              | —              |
| S <sub>общ</sub>               | —              | —              | —              | 0,03            | —                | 5,52           | 0,15           |
| Сумма                          | 100,07         | 99,47          | 99,74          | 100,54          | 99,48            | 102,29         | 99,26          |
| SiO <sub>2</sub> /MgO          | 0,82           | 0,80           | 0,82           | 0,85            | 1,08             | 0,93           | 0,88           |
| Σ FeO                          | 15,41          | 33,48          | 42,79          | 31,24           | 21,64            | 32,45          | 26,16          |
| MgO/Σ FeO                      | 1,80           | 0,61           | 0,49           | 0,74            | 1,19             | 0,71           | 0,93           |

агрегатом пироксена, часто с примесью хлорита. На присутствие оливина в таких случаях указывают лишь магнетитовые "рубашки". Пироксен образует также каймы, ореолы вокруг обломков и прожилки (см. рис. 1). Хлорит, как и пироксен, развивается по серпентину. По мере усиления степени метасоматической переработки оливинсодержащих пород он образует сферолитовые обособления или тонкие прожилки с вкрапленностью магнетита (рис. 2) вплоть до почти мономинеральных хлоритовых прожилков с унаследованием сферолитового строения. В последних, кроме тонкой вкрапленности магнетита, присутствуют несколько генераций шестоватого клинопироксена, отличающихся размерами, формой и окраской. Кальцит — один из поздних минералов — развивается в интерстициях серпентиновых псевдоморфоз или отлагается в центральных частях пироксеновых прожилков совместно с гидроокислами железа, серпентином, гипсом, целестином, пиритом и другими минералами.

В табл. 1 приведены химические составы оливинсодержащих пород из Коршуновского, Капаевского, Тагарского и Поливского месторождений. Породы по интенсивности серпентинизации, карбонатизации и магнетитизации могут быть разделены на четыре группы: 1 — серпентинизированные, 2 — серпентинизированные и карбонатизированные, 3 — серпентинизированные и магнетитизированные, 4 — серпентинизированные, карбонатизированные и магнетитизированные. Главными петрохимическими особенностями оливинсодержащих пород являются близкое к единице отношение SiO<sub>2</sub>/MgO (см. табл. 1) и преобладание окисного железа над закисными, обусловленное в основном наличием магнетита и гематита. В ряде случаев высокая железистость пород связана с большим содержанием сульфидов (обр. T6520). Повышенная концентрация кальция в оливинсодержащих породах определяется главным образом присутствием

Состав зональных обломков из оливинсодержащих пород  
диатрем юга Сибирской платформы (в вес.%)

| Компоненты                     | 10132          |         |         | K4695 |       |       |  |
|--------------------------------|----------------|---------|---------|-------|-------|-------|--|
|                                | зоны и подзоны |         |         |       |       |       |  |
|                                | 1              | 2       | 3       | 1     | 2/1   | 2/2   |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 45,50          | 39,70   | 38,73   | 41,72 | 40,20 | 39,37 |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,66           | 0,59    | 0,61    | 2,20  | 2,38  | 2,04  |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,90           | 10,60   | 12,20   | 6,20  | 8,20  | 10,80 |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,80           | 8,90    | 7,12    | 3,61  | 5,80  | 7,80  |  |
| FeO                            | 1,44           | He обн. | 2,51    | 1,61  | 0,90  | 1,26  |  |
| MgO                            | 16,90          | 7,00    | 13,60   | 16,90 | 12,90 | 7,30  |  |
| CaO                            | 19,60          | 30,35   | 19,20   | 22,80 | 25,00 | 28,80 |  |
| MnO                            | 0,02           | 0,06    | 0,06    | 0,10  | 0,15  | 0,16  |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,04           | 0,04    | 0,24    | 0,03  | 0,03  | 0,05  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,41           | 0,24    | 0,28    | 0,37  | 0,32  | 0,48  |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,23           | 0,16    | 0,16    | 0,29  | 0,27  | 0,24  |  |
| CO <sub>2</sub>                | He обн.        | 0,22    | He обн. | 0,99  | 1,10  | 0,55  |  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 1,73           | 1,11    | 4,08    | 2,20  | 2,25  | 0,48  |  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1,32           | 0,80    | 0,80    | 0,64  | 0,20  | 0,52  |  |
| Сумма                          | 99,55          | 99,77   | 99,59   | 99,66 | 99,70 | 99,85 |  |

Зоны: 1 — клинопироксеновая, 2 — гранатовая, 3 — центральные части обломков. В обр. K4695 гранатовая зона характеризуется чередованием полос, сложенных темными и светлыми гранатами.

Анализы выполнены В.И. Мордвиновой, Н.М. Бехтеревой и О.И. Округиной.

карбоната и пироксена, а глиноземистость — наличием хлорита, флогопита и шпинели.

Первая группа пород, в которой проявлена лишь серпентинизация, наиболее реально отражает первичный состав исходных пород. Они содержат не более 10% суммарного железа (в пересчете на закисное) и не более 1,0% CO<sub>2</sub>. Третья и четвертая группы пород, в которых суммарное содержание окисного и закисного железа достигает 63,16% (обр. K8337), являются вкрапленными или при наличии обломков брекчиевыми рудами.

Полученные данные указывают на бескальциевый, низкоглиноземистый первичный состав оливинсодержащих пород. Этот факт не позволяет предполагать, что формирование таких пород ("автореакционных магнезиальных скарнов") происходило вследствие повышения активности кальция в условиях основной среды.

Представляется, что судить об исходном составе оливинсодержащих пород без выяснения протекающих в них процессов, связанных с преобразованием находящегося в них обломочного материала, невозможно. С этой целью было проведено изучение зонально построенных обломков пироксенизированных и гранатизированных пород, которые позволяют выявить динамику изменения их химического состава.

Зонально построенные обломки пород, в том числе гранат-пироксеновые, находятся как в несерпентинизированных, так и в серпентинизированных, карбонатизированных и магнетитизированных разновидностях оливинсодержащих пород. Минералы в обломках, в основном пироксен и гранат, образуют простую по строению метасоматическую колонку, сложенную светло-серой, белесой клинопироксеновой (эндоконтактная часть облом-

| K4695          |         | K4695A |       | 10222   |         |         |
|----------------|---------|--------|-------|---------|---------|---------|
| зоны и подзоны |         |        |       |         |         |         |
| 2/3            | 2/4     | 1      | 2     | 1       | 2       | 3       |
| 41,72          | 40,45   | 40,15  | 37,78 | 52,42   | 42,48   | 50,01   |
| 2,10           | 2,04    | 0,40   | 0,43  | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| 11,60          | 12,70   | 3,80   | 7,40  | 1,80    | 3,50    | 4,70    |
| 6,41           | 4,62    | 2,00   | 8,50  | 2,89    | 14,82   | 2,03    |
| 1,61           | 2,15    | 1,17   | 0,72  | 0,11    | 3,23    | 6,10    |
| 6,60           | 6,80    | 16,58  | 9,61  | 17,80   | 8,40    | 23,70   |
| 28,20          | 29,30   | 25,60  | 29,00 | 22,30   | 25,07   | 5,30    |
| 0,24           | 0,26    | 0,07   | 0,10  | 0,03    | 0,05    | 0,08    |
| 0,03           | 0,04    | 0,16   | 0,01  | Не обн. | Не обн. | 0,02    |
| 0,43           | 0,47    | 1,19   | 2,24  | 0,12    | 0,17    | 0,45    |
| 0,19           | 0,21    | 0,27   | 0,05  | 0,22    | 0,06    | Не обн. |
| Не обн.        | Не обн. | 5,94   | 2,55  | 0,58    | 0,31    | 0,20    |
| 0,72           | 0,90    | 1,26   | 1,04  | 0,25    | 1,09    | 5,33    |
| 0,08           | 0,08    | 0,45   | 0,26  | 1,15    | 0,50    | 1,95    |
| 99,93          | 100,02  | 99,04  | 99,69 | 99,67   | 99,68   | 99,87   |

ков) и гранатовой (центральные части обломков) зонами. В ядрах обломков гранат и пироксен почти не образуются, однако иногда в них визуально выделяются различающиеся по окраске зоны. Зональность в обломках конформна поверхности контакта (рис. 3). Первая зона сложена тонкозернистым агрегатом несерпентинизированного, даже в случае нахождения обломков в серпентинитах, клинопироксена. Часто в экзоконтактах обломков развивается хлоритовая бахрома (рис. 4, а также см. рис. 22 в работе [2]).

Изучение химизма зональных пироксен-гранатовых пород (табл. 2) показало, что их образование сопровождается выносом кремния, алюминия, щелочей и в меньшей степени железа и привносом кальция и магния; количество титана не изменяется. Очевидно, именно вынос из обломков указанных элементов обуславливает образование в оливинсодержащих породах диопсида, амфибола, хлорита; на фоне этих процессов, вероятно, формируется шпинель.

Проведенное исследование показало, что первичным субстратом "авто-реакционных магнезиальных скарнов" были ультраосновные магматические породы с низкой кальциевостью и глиноземистостью. Их внедрение сопровождалось активным механическим воздействием на обломки. Находят удовлетворительное объяснение процессы преобразования как ультраосновных пород (хлоритизация, пироксенитизация и др.), так и содержащихся в них обломков. Преобразование обломков сопровождается их десиликацией, выносом алюминия, щелочей. Вынос этих элементов фиксируется в широко проявленных на месторождениях пироксенитизации ("пироксеновые скарны"), амфиболизации ("амфиболовые скарны") и хлоритизации (флогопитизации). Клинопироксен образует также эндо-

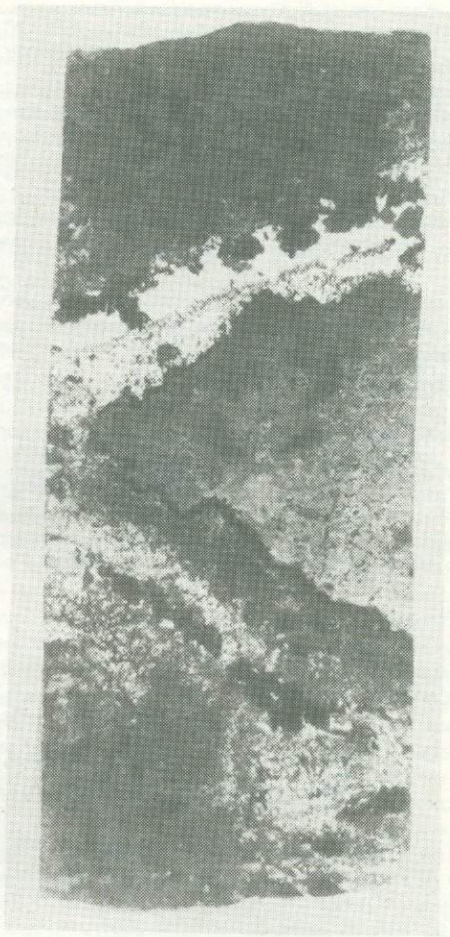


*Рис. 3.* Зонально построенные обломки в оливинсодержащей породе. В крупном обломке от контакта наблюдаются узкие зоны: клинопироксеновая (светлое), гранатовая (темная полоса). Обр. 10222, увел. 1,5

контактные зоны обломков, где выносимый кремнезем стабилизируется при встречной диффузии магния. Поэтому в дальнейшем необходимо выделять два типа метасоматической пироксенизации — в обломках и в субстрате оливинсодержащих пород.

Широкое развитие зональных обломков пироксен-гранатовых метасоматитов в оливинсодержащих породах, подверженных только серпентинизации, указывает на определяющую роль именно этого процесса в формировании пироксен-гранатовой ассоциации. Отсутствие каких-либо признаков замещения клинопироксена в эндоконтактных зонах обломков свидетельствует о том, что пироксен-гранатовые метасоматиты образуются синхронно с серпентинизацией оливинсодержащих пород при температуре менее  $500^{\circ}\text{C}$ .

*Рис. 4.* Оливинсодержащая порода с обломком, окаймленным хлоритовой бахромой, хлорит развивается также совместно с пиритом в серпифитовых (светлое) прожилковидных обособлениях. Обр. К8346, натур. вел.



Выявленные метасоматические процессы весьма близки к аналогичным процессам, формирующим метасоматиты в ультраосновных массивах, офиолитах, щелочно-ультраосновных комплексах и кимберлитах [8, 9, 16]. В связи с этим представляется, что введение в употребление таких понятий, как "автореакционные магниезальные скарны" и "автореакционные известковые скарны", должно быть признано совсем удачным. По механизму, условиям формирования, характеру зональности "автореакционные известковые скарны" практически полностью сопоставимы с родингитами. "Автораекционные магниезальные скарны" — оливинсодержащие породы — в своей основе являются первично-магматическими ультраосновными породами. Интенсивно проявленные метасоматические процессы, в том числе и сопряженные с преобразованием пород обломков, в значительной мере изменили их первичный состав.

Таким образом, по комплексу признаков оливинсодержащие породы ("автореакционные магниезальные скарны") успешно сопоставляются с семейством кимберлитовых пород, в частности с массивными базальтоидными кимберлитами [7]. Этому заключению не противоречат и структурно-геологические условия их нахождения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы/Г.И. Антипов, М.А. Иващенко, В.В. Корабельникова и др. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 374 с.
2. Вахрушев В.А., Воронцов А.Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 200 с.
3. Воронцов А.Е., Романенко И.М., Лалидес И.Л. О пикроильмените из Коршунского железорудного месторождения. — Докл. АН СССР, 1977, 232, № 4, с. 902—904.
4. Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л.: НИИГА, 1969. 248 с. (Тр.; Т. 159).
5. Жариков В.А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадии при формировании скарновых месторождений. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 507—522.

6. *Жариков В.А.* Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—302.
7. *Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В.* Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.
8. *Колесник Ю.Н.* Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1976. 239 с. (Тр.; Вып. 261).
9. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
10. *Оффман П.Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 4, с. 5—344.
11. *Павлов Н.В.* Магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 224 с.
12. Платформенная магномангнетитовая формация/Г.С. Момджи, А.Я. Архипенкова, В.Ф. Козлов, В.А. Павлов. М.: Недра, 1976. 204 с.
13. *Плюснин Г.С., Воронцов А.Е., Голышев С.И.* и др. Изотопы углерода, кислорода и стронция в магнезиально-известковых метасоматитах Коршунского железорудного месторождения (Сибирская платформа). — Геохимия, 1981, № 6, с. 863—872.
14. *Смирнов С.С.* К минералогии Средне-Сибирской платформы. — Проблемы сов. геологии, 1933, № 10, с. 97—121.
15. *Страхов Л.Г.* Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 118 с.
16. *Томановская Ю.И.* О процессах скарнирования кимберлитовых пород Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1981, № 9, с. 50—56.
17. *Фон-дер-Флаас Г.С.* Особенности формирования некковых структур и магнетитового оруденения на месторождениях ангаро-илимского типа. — В кн.: Эндогенные рудообразующие процессы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 101—114.
18. *Эпштейн Е.М., Аникеева Л.И., Михайлова А.Ф.* Метасоматические породы и флюопитонность Гулинской интрузии. — Тр. НИИГА, 1961, 122, с. 116—272.

УДК 553.22

*Е.Н. Граменицкий, Н.Г. Зиновьева*

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ФОРМАЦИИ КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Оруденение многих месторождений Средней Азии, Кавказа, Забайкалья и других районов сопровождается особым типом метасоматических изменений, объединяемых в формацию кварц-полевошпатовых метасоматитов [4, 14]. К ним относятся шеелитовые (Яхтон, Ингичке, Карбатюбе), шелит-молибденитовые (Тырныауз, Чорух-Дайрон, Лянгар), шеелит-сульфидные с касситеритом (Майхура), пирит-магнетит-молибденитовые (Южный Янгикан, Каратас) месторождения в известковых скарнах, а также молибденитовые (Жерикен), халькопирит-молибденитовые (Каджаран) и галенит-сфалерит-молибденитовые (Шахтама) — среди интрузивных пород. Метасоматические изменения имеют явно выраженную кислотную направленность, они приводят к выносу оснований и окварцеванию пород. Кварц-полевошпатовый метасоматоз является наиболее высокотемпературным из процессов кислотного выщелачивания. В основной среде скарнов оруденение синхронно с околорудным метасоматозом. Рудные минералы, подобно породообразующим, занимают определенное место в метасоматической зональности и закономерно меняют свой состав по колонке [8]. В алюмосиликатных породах рудные минералы этой генерации тоже отлагаются, но образуют редкую вкрапленность, а большей частью формируют несколько более поздние жилы и прожилки.

Образцы метасоматически-измененных пород из месторождений разных районов и различного возраста удивительно сходны. Характерный запоминающийся облик оруденелых скарнов и других пород обусловлен интен-

сивным метасоматическим преобразованием. Понимается, сходство месторождений не исчерпывается внешними особенностями пород. Главное, что для рассматриваемых месторождений характерны общие закономерности развития всего гидротермального цикла с вполне определенным местом в нем кварц-полевошпатового метасоматоза и рудоотложения. Скарны месторождений обладают одинаковыми особенностями минерального состава, их относят к фации повышенной кислотности. Иначе говоря, процессы образования руд и сопровождающих их кварц-полевошпатовых метасоматитов различных месторождений являются результатом одного петрогенетического процесса, что и определяет выделение самостоятельной метасоматической формации [4].

Помимо кварца и полевых шпатов, в состав различных пород формации входят биотиты, амфиболы, хлориты, гроссуляр-андрадитовые гранаты, везувиан, клинопироксен (обычно геденберит), кальцит, мусковит турмалин, волластонит. В этом перечне есть минералы, не встречающиеся в одном парагенезисе, т.е. принадлежащие к разным минеральным фациям.

Разнообразие минерального состава определяется прежде всего различиями соотношений инертных компонентов, унаследованными от замещаемых пород. Метасоматиты существенно кварц-полевошпатового состава, давшие название формации, развиваются по гранитоидам. В небольшом количестве в них образуются биотит, хлорит, турмалин или мусковит. В более основных алюмосиликатных породах — диоритах, габброидах, амфиболитах, некоторых ультраосновных — развиты также участки осветления (замещение кварцем и полевыми шпатами) с одновременной амфиболитизацией или биотитизацией. В ультраосновных породах иногда отмечается также оталькование. Для скарнов и околоскарновых пород характерны перекристаллизация (обычно с увеличением железистости) пироксена, граната и новообразование эпидота, везувиана, амфибола, плагиоклаза, кварца и других минералов. Различие минерального состава метасоматитов, развивающихся с замещением контрастных исходных пород, принято обозначать как литологическую фаціальность. Синхронность образования столь несхожих пород и связь с воздействием одного и того же раствора непосредственно доказываются геологическими соотношениями — развитием вдоль одной и той же трещины, пересекающей границу различных по составу пород [3].

На одних месторождениях по алюмосиликатным породам развит парагенезис кварц + калиевый полевой шпат (микроклин или ортоклаз), на других — кварц + альбит (или олигоклаз, или андезин). Очевидно, это связано с режимом вполне подвижных калия и натрия, что позволяет выделить соответствующие фации. Интересно, что в апоскарновых метасоматитах отмечается исключительно плагиоклаз, даже в тех случаях, когда по гранитоидам и околоскарновым породам развивается кварц-калишпатовый метасоматит (месторождение Яхтон). Режим щелочей играет большую роль в соотношении кварц-полевошпатовых метасоматитов и грейзенов. Когда эти две формации пространственно совмещены, грейзены всегда оказываются более поздними [4] и, следовательно, более низкотемпературными. Однако типичные грейзены в гранитоидах при переходе в скарны дают характерные парагенезисы кварц-полевошпатовых метасоматитов, что свидетельствует о возрастании активности щелочей в основных средах. Особенно близки к рассматриваемым метасоматитам "темные грейзены" — цвиттеры, однако их образование связано с более высокой активностью фтора. Об этом можно судить по равновесиям кальцит = флюорит; магнетит + шеллит = ферберит + флюорит и некоторым другим [16 и др.]. Для более детального рассмотрения режима фтора перспективно использование слабо изученных парагенезисов метасоматитов по магнизиальным (с мине-

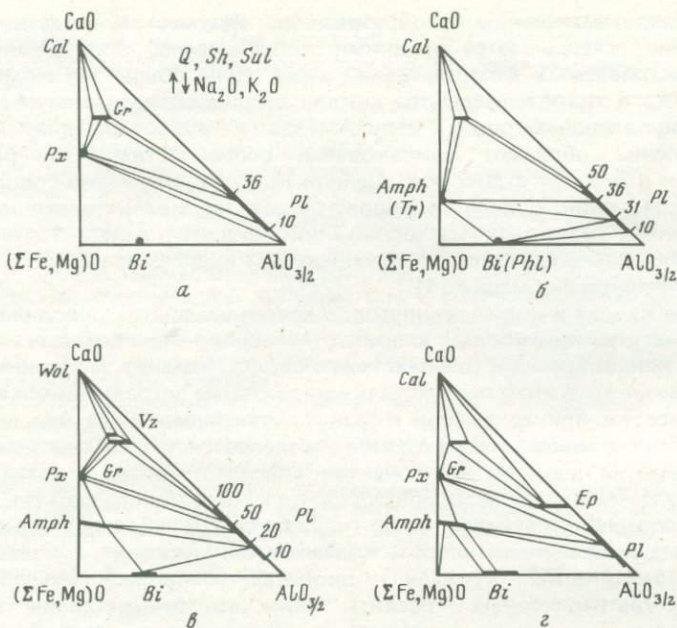


Рис. 1. Диаграммы состав—парагенезис послескарновых продуктивных метасоматитов месторождений Яхтон (а — пироксеновая фашия, б — амфиболовая фашия) и Тырнауз (в — парагенезисы Центрального участка, г — Северного участка)

ралами группы гумита) и известковым (с минералами группы куспидина) скарнам, а также изоморфизма в слюдах, амфиболах, апатите.

Температуры образования кварц-полевошпатовых метасоматитов лежат в широком интервале 250–550°С, причем это объясняется не только неравнозначностью различных используемых методов. Многие различия парагенезисов месторождений, а иногда и в пределах одного месторождения могут быть объяснены только неодинаковыми температурами образования, т.е. существованием ряда температурных фаций метасоматитов. Рассмотрим конкретные примеры (рис.1)<sup>1</sup>. На месторождении Яхтон развиты два типа колоннок метасоматитов. Их парагенезисы можно обозначить как пироксеновую и амфиболовую фации (см. рис. 1, соответственно диаграммы а и б). Переход между ними схематически описывается реакциями пироксен + плагиоклаз = амфибол + гранат и пироксен = амфибол + кальцит. Если первая реакция зависит, кроме температуры, от щелочности ( $\mu_{Na}$ ) воздействующего раствора, то вторая — практически только от температуры. При реальной мольной доле углекислоты во флюиде 0,05–0,1 [12] эта реакция очень мало зависит от химического потенциала  $CO_2$  [20].

Несколько температурных фаций кварц-полевошпатовых метасоматитов выделено на месторождении Чорух-Дайрон [2]. Они формируются последовательно как ряд стадий. Так же как на Яхтоне, здесь процесс идет с понижением температуры.

<sup>1</sup> В статье приняты следующие условные сокращения минералов на рисунках: Amph — амфибол; Bi — биотит; Cal — кальцит; Ep — эпидот; Hed — геденбергит; Gr — гранат; Andr — андрадит; Phl — флогопит; Pl — плагиоклаз; Px — пироксен; Q — кварц; Sh — шеелит; Sul — сульфиды железа; Tr — тремолит; Vz — везувиан; Wol — волластонит.

Две температурные фации метасоматитов установлены также на Тырныаузском месторождении. Различия их парагенезисов наглядно видны из диаграмм (см. рис. 1, в, г). В отличие от предыдущих примеров эти фации пространственно разобщены и формируют своеобразную зональность месторождения: высокотемпературную — на Центральном, низкотемпературную — на Северном участках. Установленные нами смещения состава плагиоклаза в вертикальном разрезе Главного рудного тела не могут быть объяснены как температурная зональность. Во-первых, составы плагиоклазов дают экстремумы на средних горизонтах. Во-вторых, изменения составов одинаковы для всех парагенезисов, но не во всех из них смещение состава плагиоклаза определяется химическим потенциалом воды.

Рассмотрим парагенезисы ряда наиболее известных месторождений, используя качественную диаграмму в координатах  $\text{Na}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$  (рис. 2). Здесь применен обычный прием замены температурной оси осью химического потенциала воды. Рассматриваются только кварцсодержащие парагенезисы. При построении диаграммы использовали формулы минералов постоянного, наиболее часто встречающегося состава: амфибол тремолит-актинолитового ряда, плагиоклаз № 40, эпидот с железистостью 30%, гранат с 40% гроссуляровой и 60% андрадитовой составляющих, остальные минералы — теоретического состава. Магний и железо объединены в один компонент, что, конечно, является упрощением, так как железо входит в минералы в различной валентности. Допустимость такого объединения показана анализом парагенезисов метасоматитов Тырныауза и Яхтона. Однако условность приема ясно видна из анализа ряда подвижности на месторождениях Майхура [6] и Чорух-Дайрон [2], где железо и магний выступают как самостоятельные инертные компоненты. Не рассмотрены парагенезисы везувиана, биотита и хлорита. Таким образом, диаграмма предельно упрощена и схематизирована, что, с нашей точки зрения, является ее достоинством при использовании для классификационных целей.

С повышением температуры (понижением  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ) среднетемпературные водосодержащие минералы и парагенезисы амфибола с эпидотом, амфибола с кальцитом, эпидота, амфибола с гранатом последовательно сменяются высокотемпературными — гранатом, гранатом с плагиоклазом, пироксеном, пироксеном с плагиоклазом. Увеличение химического потенциала натрия приводит к тому, что парагенезисы с плагиоклазом занимают все более широкий интервал составов. Очевидно, что в этом направлении увеличивается содержание альбитовой составляющей в плагиоклазе.

Нетрудно видеть, что рассмотренные высокотемпературные фации Тырныауза и Яхтона относятся к полю 7 диаграммы (см. рис. 2). На Тырныаузском месторождении в метасоматитах устойчив волластонит, в то время как на Яхтоне — кальцит с кварцем, т.е. более низкотемпературная ассоциация. Разделяющее их равновесие не может быть изображено на диаграмме с выбранными координатами. Метасоматиты Яхтона формировались в условиях не только меньшей температуры, но и более высокой активности натрия, о чем можно судить по составу плагиоклаза в одинаковых парагенезисах. Низкотемпературные фации Яхтона относятся к полю 9 или 10, а Северного участка Тырныауза — к полю 6. Температура образования руд и околорудных метасоматитов Тырныауза определенная разными методами [9], лежит в интервале 450–550°С. Температура формирования метасоматитов Яхтона оценивается нами в 400–510°С. Верхний предел установлен по реакции разложения волластонита на кварц и кальцит, поскольку волластонит в парагенезисах метасоматитов Яхтона отсутствует. Нижняя температурная граница определена по устойчивости ферробустамита, который развивается с замещением кварца метасоматитов [8].

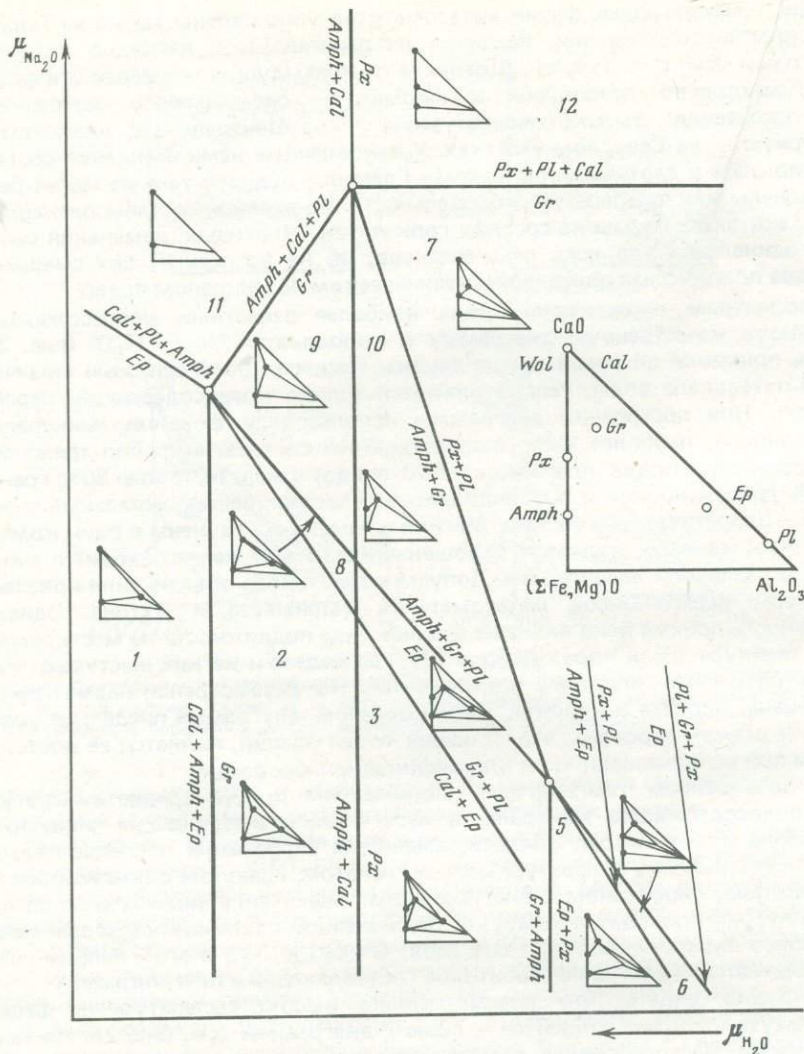


Рис. 2. Условия образования кварц-полевошпатовых метасоматитов различных месторождений в зависимости от химических потенциалов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{H}_2\text{O}$

Были использованы данные по природным парагенезисам и результаты экспериментов, изложенные в работе [19].

На основании обстоятельного описания и анализа парагенезисов минералов, приведенных в работах [2,5], кварц-полевошпатовые метасоматиты месторождений Майхура и Чорух-Дайрон следует отнести соответственно к полям 8 и 11 диаграммы (см. рис. 2). Отнесение метасоматитов Чорух-Дайрона к фации повышенной щелочности соответствует развитию во всех их парагенезисах только чистого альбита. На первый взгляд, отнесение метасоматитов Чорух-Дайрона к полю 11 противоречит развитию в них эпидота. Однако все описанные парагенезисы эпидота бескварцевые, а



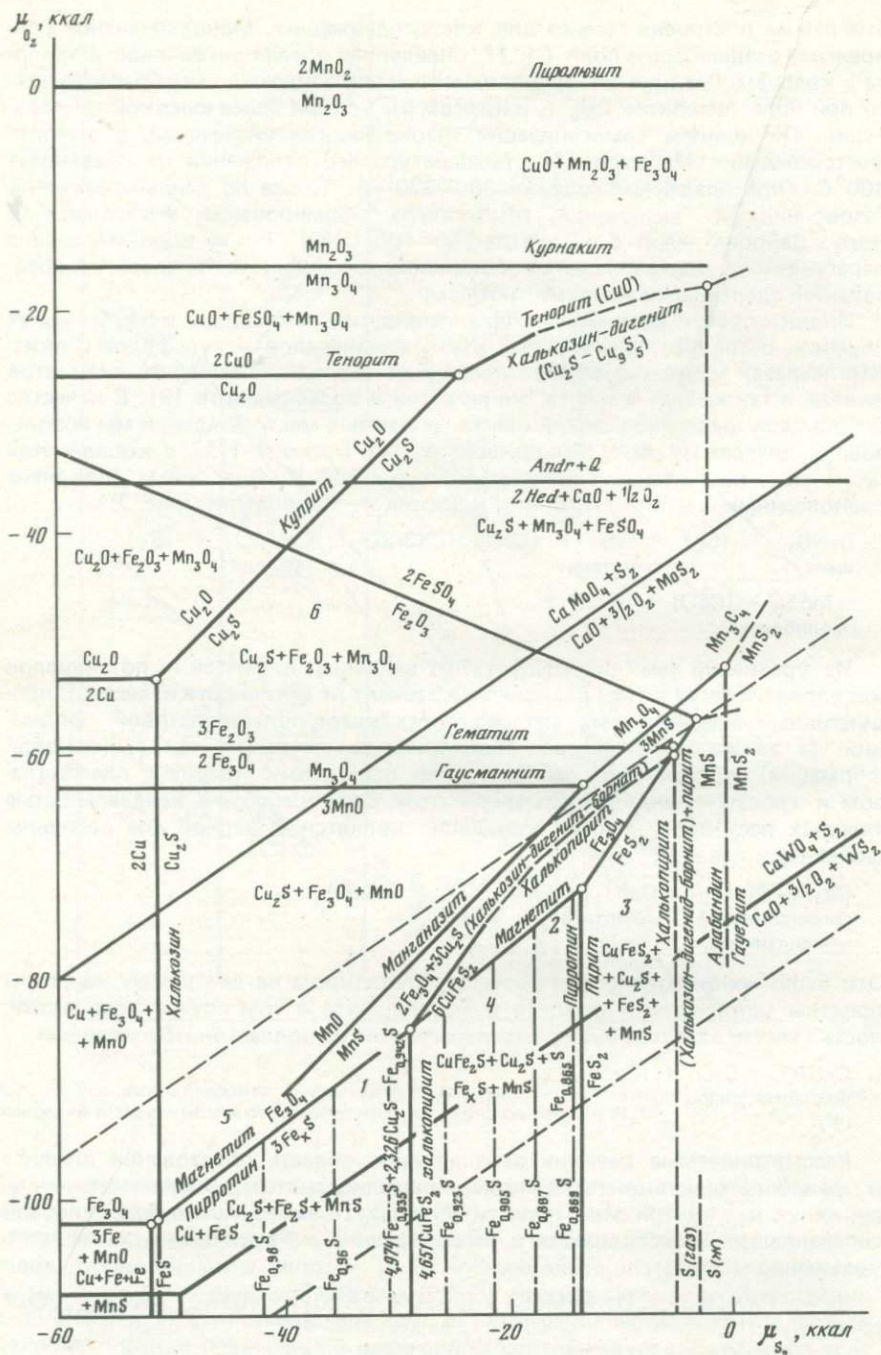


Рис. 3. Условия образования рудных минералов кварц-полевовшпатовых метасоматитов в зависимости от химических потенциалов кислорода и серы,  $T = 800 \text{ K}$ . Месторождения: 1 — Майхура, 2 — Чорух-Дайрон, 3 — Туимское, 4 — Ингичке и Восток-II, 5 — Тырнауз, 6 — Кумбель

также линия, отвечающая равновесию геденбергита с андрадитом. Она определяет верхний предел (по  $\mu_{O_2}$ ) устойчивости геденбергита — одного из характерных минералов апоскарновых метасоматитов.

Рассмотрим реальные парагенезисы рудных минералов в кварц-полевошпатовых метасоматитах различных месторождений. На месторождении Майхура шеелит ассоциирует с пирротинном, содержащим 47,3—47,7 ат.-% Fe, халькопиритом и редко магнетитом [5]. На месторождении Чорух-Дайрон описаны [2] четыре парагенезиса рудных минералов: шеелит + халькопирит + магнетит + сфалерит; шеелит + халькопирит + пирротин + сфалерит + молибденит; шеелит + халькопирит + пирит + сфалерит + молибденит; шеелит + пирит + галенит + молебденит + блеклые руды. На месторождениях Ингичке и Восток-II развит парагенезис шеелит + халькопирит + пирротин [5, 15]. На Туимском месторождении шеелит ассоциирует с пирритом, молибденитом и халькопиритом [10], в то время как другие месторождения этого района (Дарьинское и Глафириновское) содержат магнетит и, следовательно, характеризуются более окислительными условиями [13]. Приведенных данных достаточно, чтобы довольно точно оценить соотношения химических потенциалов кислорода и серы при рудоотложении на большинстве из перечисленных месторождений и найти каждому месту на диаграмме (см. рис. 3, 1—4). Условия образования руд, синхронных с кварц-полевошпатовыми метасоматитами месторождения Тырнауэз, оценены по составу молибдосеелита в парагенезисе с молибденитом, а также по составу граната в парагенезисе с пироксеном и плагиоклазом [9]. Таким образом, намечается ряд месторождений Тырнауэз—Майхура—Ингичке и Восток-II—Чорух-Дайрон—Туимское, в котором каждое следующее характеризуется более высоким потенциалом как кислорода, так и серы. В наиболее окислительных условиях образуется парагенезис шеелита с гематитом, который установлен на месторождении Кумбель в Средней Азии (устное сообщение Л.М. Крикуновой). Поскольку парагенезис гематита с молибденитом никогда не встречается [18], то место этого месторождения на диаграмме обозначено приблизительно (см. рис. 3, 6).

В настоящее время петрологические исследования невыполнимы без применения экспериментальных данных. В отношении метасоматических процессов наметились два направления: изучение реакций при вполне подвижном поведении ряда компонентов, определяющих границы метасоматических фаций или происходящих на границах зон метасоматической колонки: прямое моделирование образования метасоматической зональности. Кварц-полевошпатовый метасоматизм экспериментально изучен пока очень мало.

На основе экспериментального изучения минеральных равновесий системы  $KCl-HCl-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  область устойчивости парагенезисов кварц-калишпатовых метасоматитов определена в очень широком температурном интервале. По сравнению с парагенезисами грейзенов и кварц-серицитовых метасоматитов они образуются при более высокой активности калия или меньшей кислотности воздействующего раствора: при  $555^\circ C$  от значения  $\lg ([KCl]/[HCl]) = 1,3$  и выше, а при  $130^\circ C$  — от 4,8 и выше [6]. По данным экспериментов, моделирующих метасоматическую зональность при воздействии кислотного раствора на горные породы, относительное положение этих полей подтверждено, однако установлено еще большее расширение поля, где образуются колонки кварц-полевошпатовых метасоматитов, с возрастанием температуры. Ниже  $350^\circ C$  их образование ограничено появлением парагенезисов с анкеритом, типичных для гумбеитов [7].

Равновесия, определяющие пределы устойчивости парагенезиса шеелит + молибденит в зависимости от фугитивности серы и кислорода, экспери-

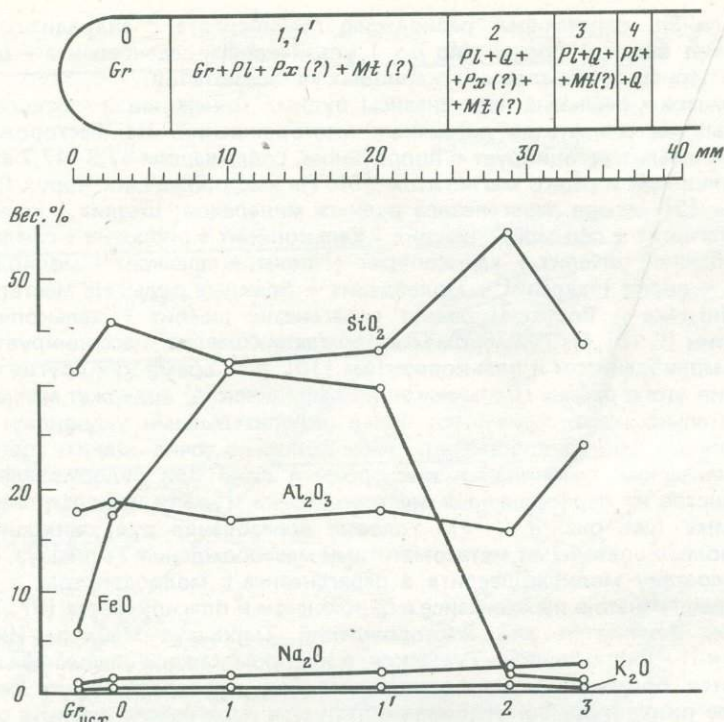


Рис. 4. Строение колонки кислотного выщелачивания, полученной экспериментально по гранатовому скарну при температуре 550° С и давлении 1 кбар

ментально изучены в работе [17]. Эти данные хорошо согласуются с проведенными нами ранее термодинамическими расчетами [9].

Высокотемпературный апоскарновый кислотный метасоматоз до сих пор не моделировался. Результаты некоторых экспериментов приводятся ниже. Все опыты проводили в автоклавах при 550° С и давлении 1 кбар. В качестве исходного использовали гроссуляровый гранат с Вилнюя, растертый до размера менее 0,1 мм. Порошок граната в количестве 1,9 г набивали в золотые (при работе с железистыми растворами) или платиновые пробирки, открытые с одного конца, до высоты 35 мм. Пробирку, воздействующий раствор и аморфный кремнезем (0,2 г) помещали в плавающий титановый вкладыш объемом 53 мл. Автоклавы ставили в вертикальную цилиндрическую печь. Две обмотки нагревателя регулировали одним прибором ВРТ-3 через автотрансформатор, положением движков которого подбирали отношение напряжений на обмотках, обеспечивающее отсутствие градиента ( $\pm 3^\circ$ ) по высоте автоклава. Контроль температуры в верхней и нижней частях автоклава осуществляли двумя термодарами ХА, сигнал которых фиксировался многооточечным потенциометром ЭПП-09 1/10. Продолжительность опытов 330 ч. Продукты опытов исследовали в шлифах, иммерсионных препаратах, рентгеновским и химическим методами.

В одном из опытов концентрация воздействующего раствора была 0,5 М NaCl, 0,5 М HCl, 0,45 М FeCl<sub>2</sub>. В продуктах опыта даже макроскопически отчетливо выделяются пять зон (рис. 4). Передовая по отношению к воздействию раствору (0) зона (мощность 7 мм) сложена гроссуля-

Результаты анализа на главные компоненты (в вес. %) экспериментально полученной колонки (см. рис. 4) и исходного гроссуляра (аналитик Е.В. Гладкова, МГУ)

| Зона колонки       | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Na <sub>2</sub> O | Fe как FeO | CaO     |
|--------------------|------------------|--------------------------------|-------------------|------------|---------|
| Исходный гроссуляр | 40,7             | 17,6                           | 0,2               | 4,6        | 35,0    |
| 0                  | 46,0             | 17,9                           | 1,0               | 17,5       | He опр. |
| 1'                 | 40,7             | 17,0                           | 1,3               | 32,0       | "       |
| 1''                | 43,1             | 17,7                           | 1,5               | 29,6       | "       |
| 2                  | 54,4             | 15,8                           | 2,2               | 2,1        | "       |
| 3                  | 44,2             | 24,2                           | 2,5               | 1,6        | "       |

ром с единичными зернами плагиоклаза. Граница со следующей зоной (1) не очень четкая, что связано с постепенным уменьшением количества граната. Зона 1 (мощность 18 мм) сложена гранатом, плагиоклазом, кварцем, магнетитом и пироксеном. Первые три минерала диагностируются точно по дифрактограммам и показателям преломления, относительно последних двух имеется ряд сомнений. Границы между всеми остальными зонами резкие. Следующая (2) зона (мощность 7 мм) сложена в основном плагиоклазом и кварцем и подчиненными магнетитом и пироксеном. Две тыловые зоны (3 и 4, мощность соответственно 4 и 2 мм) существенно кварц-плагиоклазового состава. Резкая граница между ними связана с исчезновением магнетита в зоне 4. Результаты химического анализа исходного граната и образовавшихся зон приведены в таблице и нанесены на рис. 4.

Гранат, судя по рентгенограммам, не отличается от исходного. Плагиоклаз во всех зонах по показателям преломления № 65, по дифрактограмме — тоже ближе всего к лабрадору. Поскольку по колонке везде идет привнос натрия, по-видимому, к тыловым частям он становится несколько кислее. Кварц уверенно диагностируется по показателям преломления и главным пикам на дифрактограммах. В зонах 1 и 2 присутствуют удлиненные зерна с высоким двупреломлением, косым угасанием (30° с осью *N**g*). В зоне 1 показатели преломления:  $n_g = 1,685$ ,  $n_p = 1,660$ , в зоне 2 — более высокие. На дифрактограмме проявлены все главные пики жадеита. Судя по всему, это омфацитовый пироксен, увеличивающий железистость к тыловой части колонки. В зонах 1—3 (максимум в зоне 2) образовались игольчатые кристаллики непрозрачного минерала, образующие звездчатые сростки. Наиболее вероятно, что это магнетит, так как все главные его пики есть на дифрактограммах, хотя и перекрываются с пиками других минералов. После опыта колонка была светлой, но в течение 2—3 суток побурела вследствие высыхания и окисления порового раствора. В шлифе и иммерсионных препаратах появились агрегаты гидроокислов железа и гематита. Перед химическим анализом пороковый раствор тщательно отмывали.

Аналогичный опыт был проведен без введения железа в действующий раствор. Образовалась колонка из четырех зон с очень резкими границами, хорошо видными в шлифах. 0. Гранат с единичными зернами плагиоклаза. 1. Плагиоклаз + кварц + пироксен + гранат. 2. Плагиоклаз + кварц + пироксен. 3. Плагиоклаз + кварц. Гранат в зонах 0 и 1 более гроссуляровый (по дифрактограммам), чем исходный. Плагиоклаз в зоне 0 — лабрадор (около № 60), в остальных зонах — андезин. Показатели его преломления близки к кварцу, но зерна отличаются по наличию спайности. Пироксеноподобная фаза в зонах 1 и 2 такая же, как в зоне 1 предыдущей колонки.

Экспериментально полученные колонки во многом похожи на природные, наблюдаемые на месторождениях Тырныауз и Яхтон [3, 8], хотя имеются и некоторые отличия. Резкие фронты замещения свидетельствуют о близости процесса к модели мозаичного равновесия, а признаки перемешивания состава минералов характерны для диффузионной метасоматической зональности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Баратов О.Р.* Петрология скарновых образований Майхуры (Центральный Таджикистан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1978. 19 с.
2. *Власова Д.К.* Петрология скарнов околорудных метасоматитов Чорух-Дайрона: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1976. 21 с.
3. *Граменицкий Е.Н., Зиновьева Н.Г., Кононов О.В., Нестеров И.В.* Основные черты минералогии и зональности послескарновых продуктивных метасоматитов Тырныауза. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978, вып. 7, с. 13—27.
4. *Жариков В.А.* Кварц-полевошпатовые метасоматиты в скарновых месторождениях. — Докл. АН СССР, 1961, 138, № 3, с. 671—673.
5. *Жариков В.А., Власова Д.К.* Околорудные изменения в скарново-шеелитовых месторождениях Средней Азии. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 337—347.
6. *Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И.* Минеральные равновесия в системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . М.: Наука, 1972. 160 с.
7. *Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Беляевская О.Н.* Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 218 с.
8. *Зиновьева Н.Г.* Рудоносные кварц-полевошпатовые метасоматиты скарново-шеелитовых месторождений: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1982. 19 с.
9. *Кононов О.В., Граменицкий Е.Н.* Зональность молибден-вольфрамового оруднения Тырныауза (Северный Кавказ). — Геология руд. месторождений, 1972, № 1, с. 6—18.
10. *Кузьмин А.М.* К генезису Туимского вольфрамового месторождения. — Тр. Зап.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 24—31.
11. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 229 с.
12. *Перцев Н.Н.* Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 255 с.
13. *Раффиенко Н.И., Демидова Л.С.* Метасоматическая зональность реакционно-контактных зон восточного склона Кузнецкого Алатау. — Геология руд. месторождений, 1966, № 1, с. 14—22.
14. *Рехарский В.И.* Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М.: Наука, 1973. 268 с.
15. *Степанов Г.Н.* Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 177 с.
16. *Burt D.M.* The influence of fluorine on the facies of Ca-F-Si skarns. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1972, 71, p. 443—457.
17. *Hsu L.C.* Effects of oxygen and sulfur fugacities on the scheelite-tungstenite and powellite-molybdenite stability relations. — Econ. Geol., 1973, 68, p. 681—696.
18. *Hsu L.C., Galli P.E.* Origin of the scheelite-powellite series of minerals. — Econ. Geol., 1977, 72, p. 664—670.
19. *Mathueda H.* Immiscibility gap in the system  $CaSiO_3-CaFeSi_2O_6$  at low temperatures. — Miner. J., 1974, 7, N 4, p. 327—343.
20. *Metz P.* Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieseligen dolomitischen Sedimenten. — Contribs Miner. and Petrol., 1970, B-28, p. 221—250.

## ПРОБЛЕМА ВОССТАНОВИТЕЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА

В современной петрологии существуют две альтернативные тенденции: признание основных флюидных компонентов магматизма и метаморфизма — воды и углекислоты — либо как компонентов первичных, выделяющихся из мантии в готовом виде, либо как вторичных, возникающих при окислении ювенильных водорода, углеводородов, окиси углерода [4, 6, 7, 9]. Эти две тенденции проявляются в существенно разных подходах при решении вопросов магмообразования, метаморфизма и метасоматоза, а также форм переноса и причин отложения металлов при формировании эндогенных месторождений.

Проблема метасоматоза успешно разрабатывалась для условий и процессов, когда вода и углекислота ведут себя как вполне подвижные и постоянно присутствующие в системе компоненты. Процессы петрогенезиса с водно-углекислой специализацией флюидов в целом хорошо изучены [6]. Однако опыт работы авторов приводит их к убеждению, что в земной коре весьма широко распространены метасоматические процессы, протекающие в условиях преобладания восстановленных компонентов флюида и резкого дефицита таких окисленных его компонентов, как вода и углекислота. Эти процессы метасоматоза с водород-углеводородной специализацией флюида предлагается выделять в особый тип восстановительного метасоматоза. Соответственно могут быть выделены фации и формации магматических и метаморфических пород с водород-углеводородной и водно-углекислой специализацией флюида [4].

Наиболее простым и удобным при петрографических и минералогических исследованиях методом разделения этих процессов может служить изучение поведения углерода в петро- и рудогенезисе. В породах и рудах он распространен в трех главных формах: окисленной карбонатной, самородной восстановленной (графит, антроксолит, шунгит, керит, алмаз и др.) и в виде карбидов металлов (муассонит, когенит). Кристаллизация свободного углерода (и карбидов) характеризует условия минералообразования, противоположные тем, при которых флюид имеет водно-углекислую специализацию. Известно также, что спутниками графита и карбидов в породах и рудах нередко являются халько- и сидерофильные самородные элементы и интерметаллиды, которые также должны рассматриваться в качестве индикаторов восстановительного метасоматоза.

Геологические наблюдения показывают, что графит образуется в широком диапазоне температур и давлений: на заключительных этапах кристаллизации магматических расплавов разного состава и глубины залегания, в пегматитах, скарнах и гидротермалитах, а также в зонах метаморфизма пород гранулитовой, амфиболитовой, зеленосланцевой и аспидно-филлитовой фаций метаморфизма. Графит часто встречается в продуктах мантийного магматизма, особенно в области древних щитов и устойчивых областей. В перидотитах, щелочных и нефелиновых сиенитах, ингилитах и кимберлитах тонкорассеянный графит и смолы неорганического происхождения кристаллизуются из расплава и его газовых производных. Нередок графит в мраморах, частично или полностью ассимилированных магмой. Известны крупные скарново-графитовые месторождения, на которых графит кристаллизуется на контакте мраморов, габбро-диоритов и габбро-перидотитов.

В Батогольских скарново-графитовых залежах спутниками графита являются эгирин-авгит, микроклин, авгит, сфен, а в Тасказганских — микроклин, апатит, волластонит, флюорит, сульфиды. В пегматитовых месторождениях с графитом тесно ассоциируют титаномагнетит, биотит, кварц, апатит, ортит. Углеродистые двуслюдяные сланцы Кольского полуострова, инъецированные габброидами, обогащены ильменитом, ниобием, танталом, а углеродистые гранат-ставролит-эпидотовые кварциты — цирконием и редкими землями. Сульфиды, а также сидерофильные металлы типичны для углеродистых пород более низких ступеней метаморфизма. Кварц-гранат-серицитовые сланцы разного возраста обычно содержат прожилковый кварц, железо-магнезиальные карбонаты, обильную вкрапленность халькопирита, пирротина, мышьяковистого пирита, арсенопирита и др. [4, 8]. Тонкокристаллический графит распространен в рудовмещающих породах и рудах серноколчеданных месторождений, например Карелии и Финляндии, а также во многих стратиформных свинцово-цинковых месторождениях, залегающих в терригенно-карбонатных толщах разного возраста. Более низкотемпературные его модификации, а также битумы и нефтеподобные вещества нередки в урановых месторождениях [12], в горном хрустале и пьезокварце [10], флюоритах [13], в околорудных метасоматитах и рудах ртутных месторождений [15].

Широкоизвестные карельские шунгиты представляют собой тончайшую смесь углеродистого вещества с дисульфидами железа, кварцем, серцитом, альбитом; для них характерны повышенные содержания многих тяжелых металлов, а местами и локальные скопления самородной меди.

Наконец, весьма устойчивой надо считать связь многих золоторудных месторождений и рудопроявлений с углеродистыми метаморфическими филлитовидными породами, зонами интенсивно графитизированных тектонитов в терригенных комплексах протерозоя, палеозоя и мезозоя. Вкрапленно-прожилковая минерализация таких месторождений характеризуется тонким дисперсным золотом в углеродистых карбонатизированных и сульфидизированных метасоматитах, в которых графитовое вещество, дисперсный пирротин, пирит, железо-магнезиальные карбонаты, кварц, карбиды образуют характерные парагенетические ассоциации [5]. Углеродистое вещество в таких метасоматических породах и рудах представлено обычно несколькими разновидностями, нередко сосуществующими в пределах одного шлифа или штуфа. Они различаются по формам выделения, степени упорядоченности структуры, отражательной способности, термографическим характеристикам, укладываясь в ряд керит—оксикерит—антракосолит—шунгит—графит [3, 8, 14 и др.]. Микроструктуры и формы выделения этих веществ напоминают экспериментально полученные при конверсии горючих газов поликристаллические сплошные массы графита, рыхлые сажи, ксерогелевые сферолиты, угольные пленки и дендриты [11].

Здесь следует особо подчеркнуть, что среди геологов широко распространено представление о заведомо биогенном осадочном происхождении рассеянного углеродистого вещества в породах. Широко бытует также представление о некоем его перераспределении в процессах метаморфизма и гидротермального рудообразования, хотя никто не исследовал и не описал это априорно допускаемое перераспределение. Возможность эндогенного отложения углерода восстановленными флюидами в процессе метасоматоза пород обычно не рассматривается. Это в значительной мере обусловлено тем, что даже в полях развития амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма углеродистые метасоматиты имеют облик внешне маловыразительных, плотных, мелкозернистых, черных пород,

не содержащих знакомых и привычных признаков метасоматоза и водно-углекислого гидролиза пород. Такие необычные черные метасоматиты возникают в обстановке высокой химической активности "сухих" восстановленных флюидов, когда жидкостные водно-углекислые растворы в системе еще не могли проявляться. Основная же причина недостаточного внимания к углеродистым эндогенным образованиям, мы полагаем, состоит в том, что вся фундаментальная проблема "сухого" пневматолита и углеродистого метасоматоза в литературе до последних лет не была поставлена и научно остается пока совершенно неразработанной. Поэтому даже такие бесспорные и массовые геологические факты эндогенного образования графита, какие мы имеем на собственно графитовых месторождениях пегматитовых, скарновых и других формаций, остаются не увязанными с петрографо-минералогическими данными по углероду на золоторудных, редкометалльных, колчеданных, свинцово-цинковых и других месторождениях и сопровождающих их метасоматических образованиях.

Для суждения о физико-химических условиях эндогенного отложения графита в горных породах и рудах могут быть использованы расчетные графики соотношений величин фугитивности газов, равновесных с графитом при разных давлениях и температурах [9], экспериментальные химико-каталитические данные [11], результаты термодинамических исследований технологических процессов восстановления металлов при переработке руд титана, хрома, железа и др. [1], а также данные заводской практики получения графита из газовых смесей, как природных, так и металлургических [2]. Реальные газовые смеси, из которых при определенных условиях кристаллизуются различные модификации графита, имеют следующие составы:  $\text{CO}-\text{CO}_2-\text{H}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$ ;  $\text{CO}-\text{CO}_2-\text{H}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2$ ;  $\text{CO}-\text{CO}_2-\text{H}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2-\text{CH}_4$ ;  $\text{CO}-\text{CO}_2-\text{H}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{C}_{\text{ТВ}}$ ;  $\text{CO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4-\text{C}_{\text{ТВ}}$  и др.

При температуре  $600^\circ\text{C}$  и ниже равновесные содержания (в %) газов варьируют в пределах:  $\text{CH}_4-16-36$ ;  $\text{H}_2-25-50$ ;  $\text{CO}-9-33$ ;  $\text{CO}_2-6-16$ ;  $\text{H}_2\text{O}-5-22$ . При температуре  $1000^\circ\text{C}$  в равновесной смеси возрастает количество водорода (до 40–74%) и CO (до 21–40%) и резко уменьшается содержание окисленных газов, т.е. воды и углекислоты [1].

Графит может образоваться из газовых смесей в широком диапазоне температур и многими путями: при поликонденсации (уплотнении) углеводородных газов на катализаторах, взаимодействии метана с углекислотой или окиси углерода с водородом, при окислении угарного газа до двуокиси углерода и т.п.:  $\text{CH}_4 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_4 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_2 \rightarrow \text{C}$ ;  $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 = 2\text{C}_{\text{ТВ}} + \text{H}_2\text{O}$ ;  $2\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{C}_{\text{ТВ}}$ ;  $\text{CO} + \text{H}_2 \rightarrow \text{C}_{\text{ТВ}} + \text{H}_2\text{O}$ .

Все реакции получения графита из газов всегда ведут к возрастанию степени окисленности газовых смесей, которая определяется через отношение количества кислорода в реальных газах к его максимально возможному содержанию в смеси при окислении всех газов до  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . Поэтому побочными продуктами графитообразования являются вода и углекислота. Если газы окисляются быстро, полностью превращаясь в водно-углекислый флюид, графит не выпадает. Он выпадает из газовых смесей при условии не слишком быстрого окисления, когда наряду с образующейся водой и углекислотой в системе еще присутствует некоторое количество неокисленных  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2$ . Например, состав газовой смеси, равновесной с  $\text{C}_{\text{ТВ}}$ , при различных температурах выражается в следующем парциальном давлении (в атм) отдельных ее компонентов, по [11]:

| $T, ^\circ\text{C}$ | CO   | $\text{CO}_2$ | $\text{H}_2$ | $\text{H}_2\text{O}$ | $\text{CH}_4$ |
|---------------------|------|---------------|--------------|----------------------|---------------|
| 427                 | 0,01 | 0,8           | 0,03         | 0,2                  | 0,0           |
| 927                 | 0,78 | 0,01          | 0,19         | 0,0                  | 0,0           |

Экспериментально хорошо изучены процессы отложения поликристаллического графита из углеводородных газов на катализаторах из силикагеля. Кристаллизация графита начинается при 200–250°С и может продолжаться вплоть до 1000°С [11]. В заводской практике графитообразование идет более интенсивно в смеси углеводородных газов с углекислотой при температурах ниже 500°С [2].

Таким образом, в природных условиях графит может отлагаться в алюмосиликатных горных породах с подходящими каталитическими свойствами при просачивании через них восстановленных углеродистых газов уже при температуре 200–250°С. Наши петрографические исследования показали, что массовая эндогенная графитизация пород — явление совершенно типичное как для низко-, так и для среднетемпературных фаций метаморфизма метapelитов в ряде изучавшихся регионов. Процесс может протекать и на уровне амфиболитовой фации и даже глубже, если будет необходимый подток восстановленных флюидов с необходимым соотношением газовых компонентов.

Наблюдаемая в рудных районах избирательная приуроченность обильного отложения графита к различным тектонитам — динамометаморфическим сланцам, катаклазитам и милонитам, возникающим за счет алевропелитов, может указывать, с одной стороны, на высокую проницаемость зон тектонитов, локализирующих потоки восстановленных газов, а с другой — на благоприятную каталитическую среду тектонитов алюмосиликатного состава для природной конверсии углеводородных газов.

Весьма важную роль, вероятно, играет изменение механо-химических свойств алюмосиликатной среды при милонитизации и бластезе [7]. Петрографические исследования показывают, что при катаклазировании и особенно при тонкой милонитизации песчано-алевропелитовых пород в швах глубинных разломов резко повышается количество кристаллизующегося графита, причем при каждом акте повторных тектонических подвижек кристаллизуются новые его генерации. Можно полагать, что при милонитизации алевропелитов резко меняются механо-химические свойства среды за счет разрушения кристаллических решеток кварца и алюмосиликатов, что приводит к повышению потенциала кислорода в системе и возрастанию каталитической емкости среды при окислении углеводородов и отложении графита.

Проиллюстрируем некоторые особенности восстановительного метасоматоза на примерах образования месторождений золото-кварцевой углеродистой формации. Обычно такие месторождения расположены среди весьма мощных терригенных флишоидных комплексов, локализуясь в специфических зонах разломов, которые в разных регионах геологи называют "минерализованными зонами смятия", "зонами сульфидизации в углисто-терригенных породах", "рудноносными черносланцевыми зонами", "зонами рудоносных углеродистых катаклазитов и милонитов" и др.

В складчатых породах за пределами таких зон содержание свободного углерода невелико — обычно менее 0,3%. Углеродистое вещество равномерно рассеяно в алевропелитах и песчаниках и, как правило, считается первично-осадочным. Надежных данных для подтверждения или опровержения такого предположения ни петрографические, ни минералогические, ни изотопические исследования пока не дают. В тектонических зонах, обычно резко несогласно и вертикально пересекающих складчатые тонкослоистые комплексы, количество графита резко возрастает и часто составляет 2–3 вес.% и более. В таких обильноуглеродистых зонах

**Баланс (в вес.%) компонентов (привнос "+", вынос "-")  
при карбонатно-сульфидно-углеродистом метасоматозе  
алевропелитов пород рудного поля**

| Компоненты                     | Слабоуглеродистые слоистые алевропелиты (среднее по 4 пробам) | Среднеуглеродистые алевропелиты | Обильноуглеродистые плотные милониты* | Обильноуглеродистые сажистые милониты** |
|--------------------------------|---------------------------------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------------|
| C <sub>орг</sub>               | 0,31                                                          | +1,89                           | +5,18                                 | +8,77                                   |
| SiO <sub>2</sub>               | 58,6                                                          | -1,6                            | -11,2                                 | +2,13                                   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,97                                                          | -0,15                           | -0,23                                 | -0,32                                   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,9                                                          | -0,9                            | -4,1                                  | -6,0                                    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,1                                                           | +1,29                           | +2,25                                 | +2,75                                   |
| FeO                            | 6,1                                                           | -1,687                          | -4,09                                 | -5,82                                   |
| MnO                            | 0,07                                                          | +0,02                           | +0,15                                 | -0,04                                   |
| MgO                            | 3,01                                                          | +0,24                           | +2,06                                 | -1,72                                   |
| CaO                            | 0,09                                                          | +0,83                           | +3,98                                 | +0,74                                   |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,11                                                          | -0,15                           | +0,02                                 | -0,48                                   |
| K <sub>2</sub> O               | 3,54                                                          | -0,24                           | -0,61                                 | -0,75                                   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,44                                                          | +1,05                           | +5,93                                 | +0,61                                   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,13                                                          | +0,01                           | +0,04                                 | +0,06                                   |
| S <sub>сульф</sub>             | —                                                             | +0,83                           | +2,07                                 | +2,79                                   |

\*Породы без кварцевых прожилков.

\*\*Породы с кварцевыми "метаморфогенными" микропрожилками.

петрографо-минералогические исследования брекчий, катаклазитов и милонитов позволяют проследить все последовательные стадии эндогенного отложения углерода и сопутствующих минералов. На начальных стадиях замещения четко видна приуроченность кристаллизации графита к микродислокациям на стыках и внутри зерен кварца и полевых шпатов. В зонах скольжения с микрогранобластической перекристаллизацией породы графит отлагается одновременно с кварцем, альбитом, серицитом, железо-магнезиальным карбонатом и сульфидами. Повсеместно наблюдается тонкое взаимопрорастание серицита и графита, образующих листовато-волокнистые агрегаты. Ориентировка этих агрегатов подчинена направлению ламинарного течения пород при рассланцевании и милонитизации, а также желобкам и бороздкам скольжения при повторных подвижках. При отложении в тектонитах по алевропелитам 1–1,5% графита, 0,5–1% сопутствующих пылевидных сульфидов и железо-магнезиальных карбонатов никаких признаков гидролиза пород не наблюдается. Поэтому можно полагать, что образующиеся одновременно с графитом вода и уголекислота на этой начальной стадии метасоматоза были химически равновесны с C<sub>ТВ</sub> и полностью расходовались на строительство молекул серицита и железо-магнезиальных карбонатов. При более интенсивной графитизации таких пород (> 1,5–2% C<sub>ТВ</sub>) в системе происходит существенная дифференциация породообразующих компонентов.

Изучение баланса веществ показало следующее (см. таблицу). При образовании главной массы обильноуглеродистых метасоматитов, представляющих собой рудоконтролирующие зоны, происходил привнос и отложение до 8,77% C<sub>ТВ</sub>, окислов железа, магния, сульфидной серы. Кремнекислота, глинозем, в значительной мере щелочи и другие ком-

поненты выносились из зон метасоматоза и отлагались в соседних блоках, приводя к возникновению мелких кварцевых прожилков и рассеянных гидрослюдяных минералов. В таких метасоматитах широко распространены медистые и никелистые пириты (бравойиты), пирротин, скуттерудит, виоларит, карбиды железа, марказит, молибденит. Зерна всех этих минералов очень мелкие до пылевидных (менее 0,005 мм), нередко сфероидальной и каплевидной форм. Имеются данные, в частности для золота, о существовании металлоорганических соединений. Так, механический фракционный анализ протолочек из углеродистых катаклазитов показал, что тончайшая углеродистая "муть", не содержащая видимого под микроскопом золота, по данным пробирного анализа, содержит его до 2 г/т.

На этой инверсионной стадии карбонатно-сульфидно-углеродистого метасоматоза качественно изменяется состав флюида с постепенным его превращением в водно-углекислые щелочьсодержащие растворы. Именно с этой восстановительно-окислительной инверсией флюида связано начало образования тонких ветвящихся кварцевых прожилков, их штокерков и различных по форме зон прожилкования. Такое прожилкование — явление, типичное для обильноуглеродистых метасоматических пород в зонах филлитовидных и аспидных сланцев, черных катаклазитов и милонитов. Традиционно этот кварц геологи называют "метаморфогенным", хотя по генезису он является продуктом метасоматического, как бы побочным результатом интенсивного углеродистого метасоматоза. Второй характерный процесс на послеинверсионной стадии метасоматоза — массовое окисление углерода, осветление и гидролиз черных пород с превращением их в тонкочешуйчатые кварц-серицит-гидрослюдистые агрегаты, насыщенные рассеянными сульфидами поздних генераций.

Процесс инверсии флюида и переотложение кремнекислоты и других компонентов обычно сопровождаются неоднократными сменами то окислительных, то восстановительных условий при общей тенденции окисления флюида. С этим связано возникновение в рудоносных обильноуглеродистых катаклазитах поразительных текстур и микроструктур, отражающих неоднократную смену кристаллизации жильного кварца отложением графита и наоборот. При этом возникают кокардовые и ксерогелевые микроструктуры с радиально-кольцевым расположением слоев и дендритов кварца и графита, реже встречаются серицит-, пирит- и карбонат-графитовые сростки и агрегаты.

В заключение укажем, что на доинверсионной стадии образования метасоматитов водород-углеродородными флюидами привносятся многие мантийные металлы. Они отлагаются в рассеянной форме при окислении флюида. В исследованных случаях [5] кларки металлов в обильноуглеродистых метасоматитах по сравнению с вмещающими породами возрастают: для кобальта, никеля, вольфрама, меди, свинца, цинка — в 2–5 раз; для молибдена, мышьяка, сурьмы — в 15–20 раз.

Поведение всех металлов резко меняется при восстановительно-окислительной инверсии флюида. Из зон гидролиза углеродистых метасоматитов и интенсивного прожилкообразования выносятся никель, кобальт, висмут и, возможно, молибден. Концентрация всех других металлов в послеинверсионных метасоматитах, образованных водно-углекислыми растворами, возрастает: меди, цинка, свинца — 5–10 раз; вольфрама, сурьмы, мышьяка, серебра и золота — в 10 раз и более.

Выводимая нами проблема крайне сложна и многопланова. Авторам представляется необходимым вести ее разработку как для разных

условий петрогенезиса и метаморфизма пород, начиная от глубинной гранулитовой и кончая фациями аспидных сланцев, так и для разных формаций эндогенных рудных месторождений. Цель нашего сообщения — привлечь внимание исследователей к этой новой и весьма актуальной проблеме.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Бондаренко Б.И.* Восстановление окислов металлов в сложных газовых системах. Киев: Наук. думка, 1980. 386 с.
2. *Волконский А.В., Цеевич А.А.* Паровая и пароуглекислая конверсия нефтяных газов. — В кн.: Научные основы каталитической конверсии углеводородов. Киев: Наук. думка, 1977, с. 250—260.
3. *Годлевский М.Н., Фирсова С.О., Заскинд Е.С., Иванова О.А.* Некоторые методические вопросы изучения рассеянного углеродистого вещества (на примере продуктивной толщи печенгской серии). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1981, вып. 1, с. 48—58.
4. *Иванкин П.Ф., Иншин П.В.* О взаимосвязи углерода и воды в петрогенезисе. — Сов. геология, 1977, № 1, с. 35—46.
5. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Геолого-геохимические закономерности формирования рудного поля золото-углеродистой формации и поисковые критерии. — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ИМГРЭ, 1982, с. 56—59.
6. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.
7. *Летников Ф.А., Шкондрой Б.О.* Флюидный режим метаморфизма. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 79—86.
8. *Ли Л.В., Даценко В.И., Бовин Ю.П., Лопатин А.П.* Углеродистое вещество и золото в черных сланцах золотого-углеродистого кража. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 7, кн. 2, с. 214—221.
9. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: Тр. I Международного геохимического конгресса. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1972, т. 1, кн. 1, с. 3—14.
10. *Мельников Г.Л.* Включения нефти и битумов в горном хрустале Алдана. — В кн.: Проблемы рудообразования. Варна: Изд-во Болг. акад. наук, 1974, т. 2, с. 29—43.
11. *Руденко А.П., Кулакова И.И., Курганова С.Л.* Механизм полимолекулярной дегидрогенизации и углеобразования при превращениях метана и его гомологов на гетерогенных катализаторах. — В кн.: Научные основы каталитической конверсии углеводородов. Киев: Наук. думка, 1977, с. 164—178.
12. *Соколова Н.Т., Моторина З.М., Успенский В.А.* и др. Преобразование рассеянного органического вещества под воздействием процессов контактового метаморфизма и ураноносных гидротермальных растворов. — Геохимия, 1972, № 1, с. 110—123.
13. *Файзиев А.Р., Коплус А.В., Дзайнуков А.Б., Искандаров Ф.Ш.* Битумы во флюорите из эндогенных месторождений СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 5, с. 92—97.
14. *Чеботарев Г.М., Василевский Б.Б., Чеботарева Г.П.* и др. К минералогии углевода золоторудных месторождений Западного Узбекистана (графиты и антракосолиты). — Узб. геол. журн., 1979, № 3, с. 33—52.
15. *Шибо З.В., Алексеева Н.И., Манчур Г.П., Манжар Н.И.* Органические соединения Славянского рудопроявления и их связь с эндогенным минералообразованием. — Геология руд. месторождений, 1982, № 5, с. 63—73.

## НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ПРИЛАДОЖЬЯ

К низкотемпературным метасоматитам относится химически проработанная песчано-глинистая кора выветривания, обнаруженная в северо-восточном Приладожье [4]. Она приурочена к нарушенной тектоникой скарново-грейзеновой залежи с оловянно-редкометалльно-флюоритовым оруденением.

Рассматриваемые метасоматиты, вскрытые скважинами в низовье р. Ууксунъеки, у пос. Юля-Ууксу, залегают на небольшой площади в углублении кристаллического фундамента под толщей четвертичных отложений мощностью свыше 20 м. Это сравнительно узкое понижение дочетвертичной поверхности близко совпадает с простираемием скарнов нижнего горизонта питкьярантской свиты протерозоя на западном крыле Ууксинской антиклинальной структуры [3]. Оно отражено и в современном рельефе в виде ложины субмеридионального простираемия. Сохранившиеся остатки былой, более широко распространенной коры выветривания, скорее всего, локализируются здесь на месте пересечения этой полупогребенной депрессии с зоной разрывных нарушений иного направления.

Вскрытая мощность метасоматитов составляет около 30 м. Представлены они преимущественно слабо сцементированными песчано-глинистыми образованиями или пластичными глинами, включающими более крупные обломки сильно измененных первичных пород. Цвет этих существенно глинистых отложений в основном буровато-коричневый, часто с фиолетовым или красноватым оттенком. Встречаются также белые или светло-серые, со слабым зеленоватым оттенком глины. Степень выветривания пород заметно убывает по разрезу сверху вниз. Однако четкую зональность установить трудно.

Состав обломков первичных пород определялся с помощью изучения под бинокулярном образцов коры выветривания. Они представлены в основном сильно серпентизированными и грейзенизированными пироксеновыми скарнами и апоскарновыми грейзенами. Аналогичный вывод можно сделать при сопоставлении условий залегания низкотемпературных метасоматитов и разрезов первичных пород, не подвергшихся выветриванию. Они вскрыты смежными скважинами и занимают одинаковую геологическую позицию на западном крыле Ууксинского купола. Формирование этих пород вызвано изменениями более ранних скарнов метасоматическими процессами, связанными с интрузией гранитов рапакиви третьей фазы [3]. Интересна присущая этим породам рудная минерализация. В частности, в апоскарновых грейзенах встречаются касситерит и шеелит в ассоциации с редкометалльной минерализацией.

Начальный состав пород в продуктах выветривания наиболее легко определяются в относительно более крупных обломках нацело измененного пироксенового скарна, заместившегося серпентином, по некоторым присутствующим первичным минералам — кварцу, халцедону, флюориту, касситериту и др. Так, в обломке серпентинита (обр. С-300-А/3, скв. 300-А, гл. 32,3 м) установлена густая вкрапленность касситерита.

Гранулометрический анализ образцов из низкотемпературных метасоматитов свидетельствует о непостоянстве размерности содержащихся в них частиц (табл. 1). На основании этих анализов выделяются гли-

Таблица 1

Гранулометрический состав (в вес.%) метасоматитов по апоскарновым  
грейzenам и грейзенизированным скарнам

| Фракция, мм | Обр. С-300-А/2,<br>гл. 29,25 м | Обр. С-300-А/4,<br>гл. 38,70 м | Обр. С-300-А/5,<br>гл. 44,85 м |
|-------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| 10,5        | —                              | 2,56                           | —                              |
| 10,0—5,0    | —                              | 3,19                           | —                              |
| 5,0—2,0     | —                              | 4,80                           | —                              |
| 2,0—1,0     | 0,4                            | 3,00                           | —                              |
| 1,0—0,5     | 0,8                            | 1,75                           | —                              |
| 0,5—0,25    | 29,3                           | 7,38                           | 19,7                           |
| 0,25—0,10   | 19,0                           | 8,0                            | 10,2                           |
| 0,10—0,01   | 13,1                           | 46,53                          | 5,5                            |
| 0,01—0,001  | 10,0                           | 15,42                          | 43,2                           |
| < 0,001     | 27,5                           | 4,55                           | 21,4                           |
| Сумма       | 100,1                          | 97,18                          | 100,0                          |

Таблица 2

Минеральный состав (в вес.%) метасоматитов по разрезу скв. 300-А

| Состав минералов             | 0,1—0,05 мм |      |      |      | 0,25—0,1 мм |
|------------------------------|-------------|------|------|------|-------------|
|                              | 1           | 2    | 3    | 4    | 5           |
| Легкие минералы              |             |      |      |      |             |
| Кварц                        | 7,8         | 8,0  | 7,8  | 29,3 | 24,0        |
| Халцедон                     | 92,2        | 4,0  | 9,8  | 68,8 | 73,3        |
| Полевые шпаты                | —           | —    | —    | 1,3  | 2,0         |
| Гидробиотит                  | —           | 80,3 | 81,4 | 0,3  | —           |
| Мусковит                     | —           | 7,7  | 0,5  | 0,3  | 0,7         |
| Тяжелые минералы             |             |      |      |      |             |
| Гематит и лимонит            | 3,0         | 24,5 | 44,8 | 51,0 | 42,8        |
| Пирит                        | 31,0        | —    | —    | —    | —           |
| Магнетит и ильменит          | 2,1         | 2,5  | 1,6  | 14,3 | 13,8        |
| Гранат                       | 0,6         | —    | 1,6  | —    | 0,2         |
| Амфиболы                     | 9,8         | 3,5  | 10,8 | 0,9  | 0,8         |
| Пироксены                    | 1,9         | 1,5  | 1,6  | —    | —           |
| Эпидот                       | 7,2         | 0,7  | 28   | —    | —           |
| Апатит                       | 3,0         | —    | 11,6 | 7,3  | 5,2         |
| Флюорит                      | 29,7        | 61,5 | 20,4 | 26,5 | 37,2        |
| Прочие минералы              | 11,8        | 5,8  | 4,8  | —    | —           |
| Содержание тяжелых минералов | 0,25        | 7,67 | 4,3  | 14,9 | 14,0        |

1 — обр. С-300-А/2, гл. 29,25 м; 2 — обр. С-300-А/3, гл. 32, 33 м; 3 — обр. С-300-А/6, гл. 48,15 м; 4, 5 — обр. С-300-А/5, гл. 44,85 м. Аналитик М.Я. Вейдинг.

нисто-песчаные (обр. С-300-А/2), преимущественно алевритовые (обр. С-300-А/4) и глинистые (обр. С-300-А/5) разновидности метасоматитов со значительным количеством частиц других размеров.

Количественные соотношения минералов в классах 0,1—0,05 и 0,25—0,1 мм выветрелых образований приведены в табл. 2. Характерно господство легких минералов — халцедона и гидробиотита; в значительном количестве присутствует кварц. Тяжелые минералы (удельный

Таблица 3

Химический состав (в вес.%) гранулометрических фракций метасоматитов

| Компоненты                     | Фракция < 1 мм |       |       | Фракция < 0,001 мм |        |
|--------------------------------|----------------|-------|-------|--------------------|--------|
|                                | 1              | 2     | 3     | 4                  | 5      |
| SiO <sub>2</sub>               | 51,38          | 39,74 | 37,05 | 51,99              | 42,65  |
| TiO <sub>2</sub>               | Сл.            | 0,30  | 0,06  | Сл.                | 0,09   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 26,36          | 22,32 | 26,48 | 28,04              | 30,21  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,82           | 10,33 | 7,24  | 1,77               | 5,37   |
| FeO                            | 0,14           | 0,22  | 0,29  | 0,36               | 0,36   |
| MnO                            | 0,04           | 0,15  | 0,25  | 0,04               | 0,10   |
| MgO                            | 3,26           | 3,32  | 6,61  | 3,40               | 8,06   |
| CaO                            | 0,74           | 7,73  | 8,07  | 0,12               | 0,12   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,14           | 0,29  | 0,17  | 0,10               | 0,10   |
| K <sub>2</sub> O               | 6,02           | 6,76  | 2,18  | 6,38               | 2,32   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,43           | 1,22  | 2,67  | 4,18               | 3,22   |
| П.п.п.                         | 10,06          | 8,58  | 11,39 | 7,99               | 10,74  |
| Сумма                          | 100,39         | 99,73 | 99,78 | 100,19             | 100,12 |

1,4 — обр. С-300-А/2 (1 — гл. 29,25 м; 4 — гл. 29,28 м); 2 — обр. С-300-А/4, гл. 38,7 м; 3,5 — обр. С-300-А/5, гл. 44,85 м. Аналитики: 1—3 — Т.М. Брагина, 4, 5 — В.А. Кукина.

вес  $> 2,89 \text{ г/см}^3$ ) представлены преимущественно флюоритом, гематитом и лимонитом. Интересно преобладание среди прочих тяжелых минералов биотита (1,2—5,1%) и мусковита (2,3—2,8%), что, на наш взгляд, можно объяснить присутствием в них микровключений магнетита, гематита и др., в том числе, возможно, касситерита. Не исключено также и замещение в кристаллической решетке биотита двухвалентного железа оловом. Эти представления частично подтверждаются результатами спектрального анализа образцов метасоматитов и отдельных их гранулометрических классов. Так, для продуктов выветривания по разрезу скв. 300-А среднее содержание олова по шести пробам составляет 0,03% (пределы колебаний 0,001—0,1%). Во фракциях 0,1—0,5 и 0,25—0,1 мм (см. табл. 2, обр. С-300-А/5) содержание олова соответственно 0,068 и 0,22%. В отдельных пробах из верхней части вскрытого разреза метасоматитов, по данным спектрального анализа, установлено повышенное содержание вольфрама (0,32—0,68%).

В отдельных гранулометрических фракциях низкотемпературных метасоматитов довольно высоко содержание глинозема (табл. 3). Высокое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, по-видимому, частично объясняется накоплением гидрослюд в тонкоалевритовой и пелитовой (менее 0,01 мм) фракциях. Это в определенной степени подтверждается повышенным количеством K<sub>2</sub>O, а калий входит в кристаллическую решетку гидрослюд. Значительное содержание MgO объясняется, очевидно, присутствием в рассматриваемых образованиях магниевой слюды — биотита, который в процессе выветривания в значительной степени перешел в гидробиотит (см. табл. 2), и гидрохлорита.

Рентгенографические и термические исследования<sup>1</sup> фракции < 0,001 мм из низкотемпературных метасоматитов дали следующие результаты.

<sup>1</sup> Дифрактограммы и термограммы, приведенные на рис. 1—2, выполнены в Лаборатории рентгеноструктурного анализа Геологического института Кольского филиала АН СССР под руководством А.П. Афанасьева и в Лаборатории шунгитов Института геологии Карельского филиала АН СССР И.Е. Щипцовой.

На дифрактограмме воздушно-сухого препарата из темно-коричневой глины (обр. С-300-А/5, скв. 300-А, гл. 44,85 м) отмечается серия характерных для хлорита базальных отражений (рис. 1): (001) 14,1; (002) 7,14; (003) 4,74; (004) 3,51; (005) 2,01 Å. Насыщение образца глицерином вызывает появление слабого рефлекса с межплоскостным расстоянием, равным 19,1 Å, свидетельствующего о присутствии в препарате разбухающего глинистого минерала. При прокаливании образца при 400°С возникает отражение 14,4 Å.

Изменение межплоскостного расстояния под воздействием глицерина от 14,1 до 19,1 Å и его сохранение после термообработки (14,4 Å) свидетельствуют о том, что этот глинистый минерал представлен, скорее всего, разбухающим хлоритом (гидрохлоритом), а не монтмориллонитом. Согласно данным А.П. Никитиной и др. [1], гидрохлорит представляет собой смешанно-слоистый минерал типа хлорит-вермикулита либо разбухающего хлорита или хлорит-монтмориллонита, а также их слоистые тонкодисперсные смеси, трудно поддающиеся диагностике. В качестве примеси среди глинистых минералов присутствуют также гидрослюды.

На термограмме фракции < 0,001 мм выделяются близкие для гидрохлоритов эндотермические эффекты при 570, 640 и 875°С (см. рис. 1). Присутствует смещенный до 950°С экзoeffект, свойственный разбухающему хлориту (гидрохлориту). Наличием последних вызвано и появление низкотемпературных эндoeffектов при 135 и 220°С. Таким образом, результаты термических анализов в целом подтверждают данные рентгенографических исследований: буровато-коричневые глины, залегающие преимущественно в нижних и средних частях разреза низкотемпературных метасоматитов, представлены в основном разбухающими хлоритами (гидрохлоритами).

На дифрактограмме ориентированного воздушно-сухого препарата из обр. С-300-А/2 (скв. 300-А, гл. 29,25 м), представленного светло-серой глиной с зеленоватым оттенком, имеются два сильных пика с межплоскостными расстояниями 11,4 и 3,34 Å (рис. 2). Обработка образца глицерином приводит к расщеплению рефлекса 11,4 Å на две линии с межплоскостными расстояниями 17,8 и 10,5 Å, что указывает на присутствие в продуктах выветривания смешанно-слоистого глинистого минерала. Отражение 17,8 Å свидетельствует о присутствии монтмориллонитового компонента, а 10,5 Å — гидрослюдистого. На дифрактограмме прокаленного до 400°С препарата появляется довольно резкий пик с межплоскостным расстоянием 10,7 Å. Этот рефлекс дополнительно подтверждает присутствие в исходном образце монтмориллонита.

Рентгенографические исследования свидетельствуют о том, что глинистая составляющая верхних частей разреза метасоматитов состоит в основном из смешанно-слоистого гидрослюдисто-монтмориллонитового минерала. На термограмме этой глины (см. рис. 2) выявлены принадлежащие, видимо, монтмориллониту эндотермические эффекты при 135, 230, 690°С и экзoeffект при 990°С. Эндoeffекты при 570 и 950°С связаны, возможно, с присутствием гидрослюды. Следует заметить, что экзoeffект при 950°С характерен и для гидробиотита.

Таким образом, верхние части глинистых низкотемпературных метасоматитов представлены в существенной степени сложным гидрослюдисто-монтмориллонитовым образованием.

В свете приведенных данных можно утверждать, что в локальной депрессии поверхности кристаллического фундамента сохранилась от денудации зона гидратации и начального гидролиза по всей массе породы

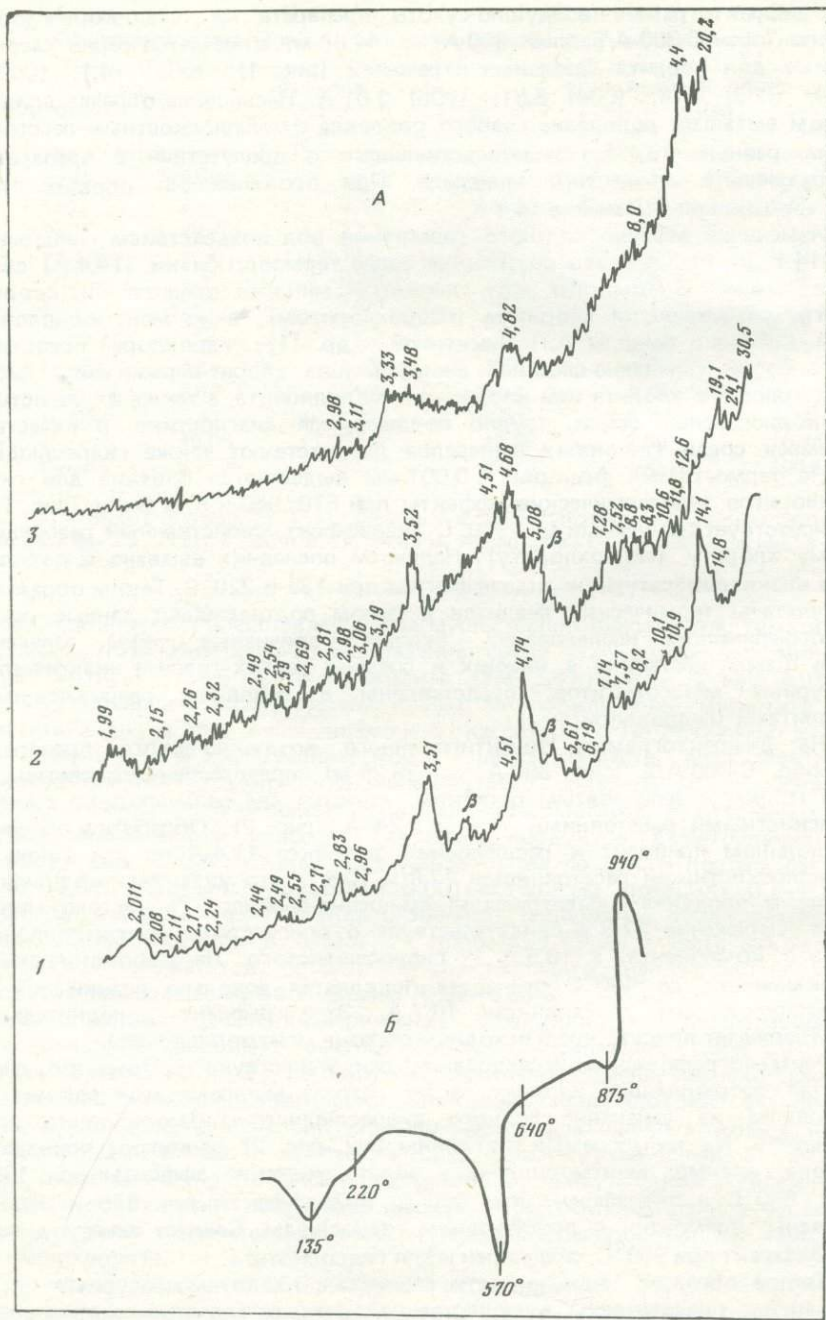


Рис. 1. Дифрактограмма (А) и термограмма (Б) фракции < 0,001 мм буровато-коричневой глины из района низовья р. Укунсуньки (скв. 300-А, обр. С-300-А/5, гл. 44,85 м)

1 — воздушно-сухой образец; 2 — насыщенный глицерином; 3 — прокаленный при 400° С в течение 1 ч

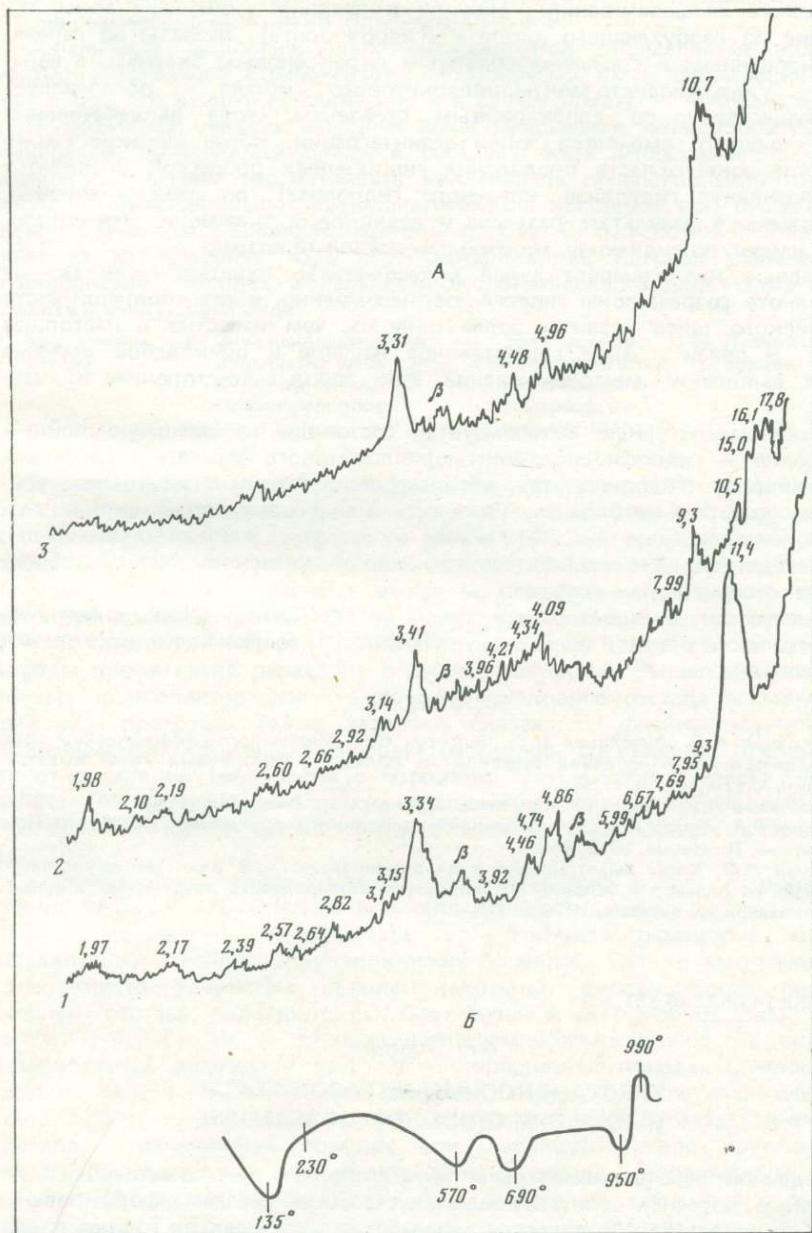


Рис. 2. Дифрактограмма (А) и термограмма (Б) фракции < 0,001 мм светло-серой глины с зеленоватым оттенком из района низовья р. Ууксуньеки (скв. 300-А, обр. С-300-А/2, гл. 29,25 м)

1 — воздушно-сухой образец; 2 — насыщенный глицерином; 3 — прокаленный при 400° С в течение 1 ч

(глубокого выщелачивания). Нижняя и средняя части этой зоны, состоящие из разбухающего хлорита (гидрохлорита), развиты по серпентинизированным и грейзенизированным пироксеновым скарнам, а верхняя — гидрослюдисто-монтмориллонитового состава — образовалась преимущественно по апоскарновым грейзенам. Зона выщелачивания книзу, видимо, сменяется зоной дезинтеграции. Более высокие геохимические зоны области проявления гипергенных процессов (конечного выщелачивания, гидролиза, конечного гидролиза), по нашему мнению, уничтожены в результате размыва и ледниковой эскарзации. Эти образования имеют, по-видимому, мезозой-палеогеновый возраст [4].

Сходные низкотемпературные метасоматиты, охватывающие разные по полноте разреза зоны гипергенеза, несомненно, в юго-восточной части Балтийского щита развиты более широко, чем известно в настоящее время. В связи с этим существенное научное и прикладное значение имеют выявление местонахождений этих пород и всестороннее их изучение.

Низкотемпературные метасоматиты, состоящие из смешанно-слоистых минералов — гидрослюдисто-монтмориллонитового агрегата и разбухающего хлорита (гидрохлорита), обладают некоторыми интересными свойствами, которые необходимо учитывать при решении практических геологопоисковых задач [2]. Слагающие их сложные глинистые минералы, обладающие большой емкостью поглощения катионов, могут сорбировать некоторые редкие элементы.

Присутствие в низкотемпературных метасоматитах Приладожья первичного касситерита и шеелита указывает на возможность нахождения их россыпей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.* Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971. 88 с.
2. *Перельман А.И.* Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 287 с.
3. *Хазов Р.А.* Геохимические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. 85 с.
4. *Экман И.М.* Коры выветривания и их локализация. — В кн.: Ладожское озеро (развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины). Петрозаводск: Карелия, 1978, с. 118—158.

УДК 553.24:553.576:551.263

*В.Ю. Эшкин*

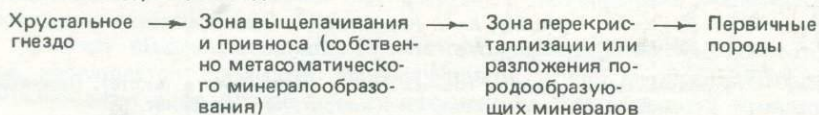
### ХРУСТАЛЕНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ И ИХ ФОРМАЦИОННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

В данной работе рассмотрены хрусталеносные метасоматиты, т.е. измененные породы, сопутствующие хрустальным гнездам, формирование которых происходит в процессе переработки окружающих горных пород. Образование хрусталеносных месторождений начинается с появления мономинеральных кварцевых жил, вмещающие породы около которых не несут сколько-нибудь заметных изменений, если в жилах отсутствуют гнезда с кристаллами кварца.

Полости хрустальных гнезд лишь в отдельных случаях возникают только за счет приоткрывания трещин. Их размеры в этом случае невелики. Значительно чаще полость гнезда формируется за счет интенсивного раст-

ворения окружающих пород; при этом образуются неправильные по форме гнезда размером в несколько кубических метров.

Зональность околосредовых метасоматитов определяется подвижностью химических компонентов, способностью их к фильтрации как при процессах выщелачивания, так и в случае привноса. В.А. Смирновой [15] подмечено наличие внешней зоны разложения породообразующих минералов, переходящей ближе к гнезду в зону выщелачивания. Зону разложения можно рассматривать как область приспособления горных пород к изменившимся термодинамическим условиям при существующем химическом равновесии раствор—порода. С этих позиций зона разложения тождественна зоне перекристаллизации, впервые выявленной в карбонатных породах. Зональность околосредовых пород можно представить в следующем виде:



Таким образом, околосредовые изменения пород происходят в большинстве случаев за счет разложения неустойчивых при процессах хрусталеобразования минералов и выноса химических компонентов из пород внутрь полости или вообще за пределы области минералообразования. Как показывают расчеты, вынос компонентов из кварцитов и гранитоидов достигает более 25% их массы, а в кристаллических сланцах — 15%. В некоторых случаях этот вынос возрастает до такой степени, что породы около гнезд переходят в рыхлое состояние. Выщелачивание различных компонентов даже из пород одинакового состава варьирует в широких пределах. Такие различия связаны с физико-химическими особенностями хрусталеобразующих растворов, со степенью отклонения их от состояния равновесия с породами. Это, в свою очередь, зависит от состава нижележащих пород, просачиваясь через которые растворы обогащаются компонентами, имеющимися в этих породах в избытке [13, 19].

Хрусталеносные месторождения по содержанию в них кремнезема, глинозема и окислов магния и железа делятся на пять групп [19]: I — кремнистые породы (кварциты); II — глинисто-кремнистые породы (гранитоиды, гнейсы, кристаллические сланцы); III — магнезиально-глиноземисто-кремнистые породы (диориты, вулканогенные породы среднего состава, порфириитоиды, биотитовые и роговообманковые гнейсы и сланцы); IV — глиноземисто-кремнисто-магнезиальные породы (амфиболиты, диабазы и др.); V — карбонатные породы. Сочетание в разрезе хрусталеносного месторождения пород этих петрохимических групп определяет состав минеральных парагенезисов в гнездах и околосредовых измененных породах (см. таблицу). Около хрустальных гнезд наблюдаются как метасоматические колонки с постепенным изменением содержания породообразующих минералов, так и четко зональные, характеризующиеся резкой сменой минеральных парагенезисов на границе зон. Такие зоны наблюдались в известняках и в амфиболитах. В первом случае внутренняя зона мусковитизации сменялась зоной доломитизации с четкой границей между ними. В данном примере подвижность калия и глинозема заметно уступала подвижности магния. По этой же причине зона альбитизации в амфиболитах развивается непосредственно около гнезд и с резкой границей переходит в зону хлоритизации [17].

**Парагенезисы главных породообразующих минералов  
хрусталеносных метасоматитов**

| Источник компонентов       | Боковые породы |                    |                   |                       |                    |                        |
|----------------------------|----------------|--------------------|-------------------|-----------------------|--------------------|------------------------|
|                            | I              | II                 | III               | IV                    | V                  |                        |
| Боковые породы             | <i>Кв</i>      | <i>Кв, Му</i>      | <i>Кв, Му, Хл</i> | <i>Хл (Кв)</i>        | <i>Кв</i>          |                        |
| Подстилающие горные породы | I              | <i>Кв</i>          | <i>Кв, Му</i>     | <i>Кв, Му, Хл</i>     | <i>Хл, Кв</i>      | <i>Кв, Кв</i>          |
|                            | II             | <i>Кв, Му</i>      | <i>Кв, Му</i>     | <i>Кв, Му, Хл</i>     | <i>Хл, Кв, Му</i>  | <i>Кв, Кв, Му</i>      |
|                            | III            | <i>Кв, Хл (Му)</i> | <i>Кв, Му, Хл</i> | <i>Кв, Му, Хл</i>     | <i>Хл, Кв (Му)</i> | <i>Кв, Кв, Хл (Му)</i> |
|                            | IV             | <i>Кв, Хл</i>      | <i>Кв, Му, Хл</i> | <i>Кв, Хл, Му</i>     | <i>Хл (Кв)</i>     | <i>Кв, Хл</i>          |
|                            | V              | <i>Кв, Ка</i>      | <i>Кв, Му, Ка</i> | <i>Кв, Му, Хл, Ка</i> | <i>Хл, Ка (Кв)</i> | <i>Ка</i>              |

I—V — петрохимические группы горных пород (пояснения в тексте). Принятые сокращения: *Кв* — кварц, *Му* — мусковит, *Хл* — хлорит, *Ка* — карбонат.

Изменение активности щелочей и воды также может явиться причиной образования метасоматической зональности. Среди биотит-полевошпат-кварцевых кристаллических сланцев наблюдается развитие мусковита во внутренней зоне и альбитизации (до 90% альбита) — во внешней. При этом магний в процессе преобразования пород полностью выносился. В других случаях в аналогичных породах отложения хлорита встречались вместе с мусковитом либо хлорит скапливался внутри хрусталеносной полости или в центральной части зоны изменений.

Возникновение кристаллов кварца за счет кремнезема боковых пород свидетельствует о том, что породы, бедные этим компонентом, неблагоприятны для хрусталеобразования. В то же время промышленные хрустальные гнезда среди карбонатных и основных пород образовались за счет привноса необходимых веществ из подстилающих пород [16, 19]. В этом случае при околонедровых изменениях в амфиболитах вынос достигает 40%, а привнос — 20%; в известняках вынос возрастает до 90%, а привнос — до 85% массы первичной горной породы. Таким образом, можно заключить, что при формировании хрустального гнезда и окружающего его ореола измененных пород происходит выщелачивание из боковых пород тех компонентов, содержание которых более высокое по сравнению с нижележащими породами, и, наоборот, привносятся компоненты, имеющиеся в подстилающих породах в избытке по сравнению с боковыми. Интенсивность привноса—выноса компонентов, как и хрусталеобразования, определяется контрастностью состава перемежающихся пород в разрезе конкретного месторождения. В толщах, однородных по составу пород, встречаются небольшие (до нескольких метров по простиранию) обособленные трещины, выполненные минералами, компоненты которых извлечены только из боковых пород. Подобные образования под названием "жилы альпийского типа" рассматривались как результат регионального метаморфизма горных пород. Работами А.Е. Карякина [11], его учеников и последователей было установлено, что такие минерализованные трещины встречаются только на площадях проявления гидротермальных процессов, контролируются тектоническими трещинами постметаморфического периода и часто сопутствуют хрусталеносным объектам иных типов — в первую очередь кварцевым

жилам с наложенными хрустальными гнездами. Появление таких минерализованных трещин следует связывать с нарушением равновесия раствор—породы только за счет перепада давлений в трещине и в породе при химическом равновесии с породами просачивающихся по порам растворов. Последние могут отличаться от окружающей среды несколько повышенными температурами, при этом образуются минералы (эпидот, сфен, актинолит и др.), не типичные для хрустальных гнезд. Помимо температуры, формирование этих минералов зависит от состава пород и растворов. Так, сфен встречается среди пород с повышенным содержанием кальция, а при высоком потенциале железа в растворе вместо рутила развивается ильменит, что наблюдается в зоне околоснездовых альбититов среди амфиболитов. Это хорошо согласуется с повышенной железистостью хлорита в гнездах.

Особое внимание привлекают некоторые трещины, около которых не наблюдается процессов выщелачивания, а все минералообразующие компоненты либо привнесены растворами из подстилающих пород, либо имеют еще более глубокий источник [16]. В целом этап хрусталеобразования характеризуется постепенным сокращением количества независимых компонентов и понижением активности растворов. Так, среди известняков в ранний период околоснездовая метасоматическая зональность представлена по мере удаления от жилы мусковитизированными, затем доломитизированными породами, которые сменяются зоной перекристаллизованных известняков [16]. Около более поздних трещин развита доломитизация пород, а наиболее поздние трещины сопровождаются лишь перекристаллизацией при ограниченном содержании кварца как в измененных породах, так и в самой трещине. Одновременно постепенно сокращаются размеры метасоматических зон, что связано с общей эволюцией процесса хрусталеобразования.

Исследования последних лет показали, что процесс хрусталеобразования подразделяется на три стадии, с которыми связана кристаллизация соответственно дымчатого кварца, цитрина и аметиста. Смена разновидностей кварца указывает на общую тенденцию повышения кислотности растворов [2], так как каждая разновидность отличается содержанием примесей, входящих в структуру кварца в зависимости от состава и кислотности—щелочности раствора. В течение каждой стадии наблюдается обратная тенденция: к концу каждой стадии относительно повышается щелочность растворов. Поэтому в дымчатом кварце I сокращается число Al—H центров, отражающееся на кривых индуцированной термолуминесценции (ИТЛ) в исчезновении низкотемпературного максимума (до 200°С) свечения. В цитрине к концу второй стадии хрусталеобразования появляются зоны роста, сложенные дымчатым кварцем. Аналогичные зоны наблюдаются в аметисте и аметистовидном кварце к концу третьей стадии, тяготея к реберным и вершинным формам роста. Растворы первой стадии часто обладают таким уровнем щелочности, что весь образующийся кварц представлен дымчатой разновидностью даже без сколько-нибудь существенной примеси цитриновых центров. Однако эти растворы могут обладать и повышенной кислотностью, в результате чего в кварце I повышается количество цитриново-дымчатого (оливкового) или чисто цитринового кварца. В зависимости от кислотности—щелочности растворов изменяется минеральный состав околоснездовых метасоматитов, причем он зависит от основной стадии минералообразования, проявившейся на конкретном месторождении. Обычно наиболее интенсивные изменения связаны с первой стадией, наименее проявлены

изменения третьей стадии, играющей подчиненную роль на месторождениях горного хрусталя.

Указанные выше парагенезисы минералов связаны с воздействием на породы щелочных растворов, рН которых, по данным изучения газовой-жидких включений, не превышает 8–9 [11, 15]. Изменение минерального состава пород сопровождается преобразованиями и отдельных индивидов минералов: по мере приближения к хрустальному гнезду повышается степень их идиоморфизма, развиваются сложные двойниковые сростания [18]. Особенно показательно поведение рутила, образующегося за счет высвобождения двуокиси титана при изменении темноцветных минералов и ильменита. По мере приближения к гнезду размеры и удлиненность (001:100) кристаллов возрастают с 2–3 до 10–20 и более. Это имеет место при повышенной активности в растворах фтора и хлора, в противном же случае рутил остается на месте первичных минералов в виде мелких (до 0,2 мм) зерен с удлиненностью 1–3.

Повышенная кислотность растворов первой стадии приводит к образованию в окологнездовых метасоматитах минералов глин, представленных диккитом или каолинитом совершенной структуры, которые в периферической части зоны изменений сменяются гидрослюдой. Это связано с повышением щелочности метасоматизирующих растворов по мере их просачивания в стороны от гнезда. В газовой-жидких включениях рН растворов не ниже 6, что характеризует скорее заключительное состояние минералообразующих растворов, так как формирование диккита указывает на возможность значительно более низких значений рН (до 3 и менее). Окологнездовые аргиллизиты впервые были описаны на Алдане [3], затем отмечались на Урале [7] и на Памире.

Повышенная кислотность растворов первой стадии хрусталеобразования обусловлена, по крайней мере в некоторых случаях, локальным экранированием восходящих растворов, приводящим к накоплению под экранами кислотных компонентов (в частности, углекислоты).

Иная природа кислотности растворов третьей стадии, она обусловлена эволюцией источника минералообразующих растворов или изменением его положения в разрезе земной коры [12]. Как указывалось, со второй стадией связано формирование цитрина, а в зоне метасоматических изменений появляется галлуазит, развивающийся не только по полевым шпатам и мусковиту, но и по ранее образовавшемуся диккиту. Галлуазит слагает до 50% объема тонкодисперсной массы аргиллизитов, а в альбит-мусковит-кварцевых метасоматитах может нацело представлять глинистую фракцию. Зона развития галлуазита не выходит за пределы ранее сформировавшейся зоны изменений. В парагенезисе с галлуазитом встречаются доломит, кальцит, пирит, брукит, анатаз и ряд других акцессорных минералов.

Скелетные формы нарастания аметиста в виде реберных и вершинных форм роста [9] ранее образовавшихся кристаллов указывают на ограниченность проявления третьей стадии хрусталеобразования. Иногда кварц III слагает зоны регенерации сколов кристаллов дымчатого кварца или цитрина, что свидетельствует о тектонических подвижках, предшествующих этой стадии минералообразования. Ореолы изменений даже около промышленных аметистовых гнезд не превышают нескольких сантиметров и сложены гидрослюдой с примесью акцессорных минералов — гематита, гетита, пирита, циркона и некоторых других. Гематит и гетит встречаются в виде включений в кристаллах аметиста. На месторождениях горного хрусталя, где содержание аметиста не превышает десятых долей процента от общего содержания кварца, изменений пород, сопутствующих

щих этой разновидности кварца, выявить практически невозможно. В какой-то мере с ней можно связывать появление в гнездовых массах гематита и игольчатых кристаллов гетита.

Рассматривая процессы минералообразования в зонах окологнездовых изменений, можно заметить однотипность замещения первичных породообразующих минералов [18]. Кварц выщелачивается, а отдельные зерна в результате регенерации приобретают нормальные кристаллографические очертания. Микроклин замещается мусковитом, а при воздействии кислых растворов — минералами каолиновой группы. В некоторых случаях наблюдается альбитизация калиевого полевого шпата. Плагноклазы изменяются аналогично микроклин, но при повышенном содержании кальция (основные плагноклазы) образуются кальцит, эпидот, иногда кальций входит в состав апатита, сфена. Биотит и роговая обманка замещаются хлоритом, в кислой среде — монтмориллонитом. При этом образуется рутил, а железо в некоторых случаях входит в состав самостоятельных фаз — ильменита, пирита, гетита и других минералов. При повышенных давлениях и температурах образуются эпидот и актинолит, встречающиеся в виде тонкоигольчатых и волокнистых масс в кристаллах кварца. Наблюдается замещение темноцветных минералов доломитом.

Акцессорные минералы (циркон, сфен, рутил и др.) в зависимости от физико-химических особенностей растворов либо остаются неизменными по форме, размеру и количеству, либо подвергаются перекристаллизации и перемещаются в сторону гнезда, где встречаются обогащенные акцессориями участки метасоматитов. Одновременно с этим их количество может возрастать за счет компонентов (особенно двуокиси титана), высвобождающихся при изменении породообразующих минералов. Карбонаты обычно выщелачиваются, и на их месте отлагаются силикаты хрусталеносных парагенезисов. В случае привноса магния из подстилающих пород наблюдается замещение кальцита доломитом.

При описании окологнездовых метасоматитов большинство исследователей [4–6, 11, 17, 19] лишь в отдельных случаях отмечают их принадлежность к формациям аргиллизитов [8, 14], пропилитов, кварц-серпичитовых метасоматитов. В целом же формационная позиция окологнездовых метасоматитов, учитывающая генетическую природу хрусталеобразования, остается неясной. Более того, происхождение хрустальных гнезд трактуется с разных генетических позиций: одни исследователи связывают хрусталеобразование с постагматическими гидротермальными процессами [11], другие — с явлениями регионального метаморфизма [1]. Все это вызывает определенные затруднения при формационном анализе метасоматитов, который в свете современных требований должен учитывать как структурно-вещественные особенности пород, так и специфику их образования.

Физико-химические параметры хрусталеобразования даже на основании косвенных определений отличаются широкой изменчивостью. Изучение газовой-жидких включений, анализ минерального состава гнезд и окружающих измененных пород показывает колебания важнейшего показателя — рН растворов — в пределах от 3 и менее до 8–9 и более. При этом в разных случаях гнезда образуются либо под влиянием кислых растворов, кислотность которых уменьшается до нейтрального состояния, либо при воздействии щелочных растворов, рН которых может в благоприятных условиях (осаждение щелочей и выделение кремниевых кислот) понижаться, приближаясь также к нейтральному состоянию. Различия кислотности—щелочности растворов, характерные для первой стадии

хрусталеобразования (основной для многих месторождений), определяют два направления в развитии парагенезисов минералов гнезд. Вторая и третья стадии хрусталеобразования характеризуются устойчивой тенденцией к повышению кислотности растворов, хотя, как указывалось, и здесь прослеживается повышение щелочности к концу стадии.

Температуры образования хрустальных гнезд, по многочисленным исследованиям газово-жидких включений в кристаллах кварца, изменяются от 100 до 350—400°С, на основании чего хрусталеобразование должно быть отнесено к низко-среднетемпературным процессам.

Один из наиболее сложных вопросов — глубина формирования хрустальных гнезд, с которой тесно связано определение давления при минералообразовании в гнездах и окружающих их породах. С одной стороны, наличие хрусталеносной полости и высокой пористости метасоматически-измененных пород свидетельствует о малых глубинах и низких давлениях. С другой стороны, породы, вмещающие гнездо, могут испытывать и значительно более высокое давление, за счет перепада которого в гнезда выносятся компоненты вмещающих пород. В определенной мере этот процесс может отождествляться с перекристаллизацией по принципу Рикке [9]. Образующаяся путем приоткрывания трещин и растворения вмещающих пород полость обычно имеет овальную форму, предохраняющую внутреннее пространство гнезда от влияния внешнего давления, которое может возрастать до уровня, соответствующего умеренным (средним) глубинам минералообразования.

Таким образом, учитывая минеральный состав, физико-химические и термодинамические параметры хрустальных гнезд, сопутствующие им метасоматические породы в соответствии с классификацией В.А. Жарикова и Б.И. Омеляненко [10] можно отнести к формациям пропицитов, кварц-серицитовых метасоматитов и аргиллизитов, развивающихся на малых и умеренных глубинах при низко-среднетемпературных гидротермальных процессах, связанных с гранитоидным магматизмом. Однако все метасоматические породы, сопутствующие гнездам с кристаллами кварца, можно объединить в формацию "хрусталеносных метасоматитов", единство которой подчеркивается общими особенностями процесса хрусталеобразования, не зависящими от конкретных форм его проявления. К общим признакам хрусталеобразования можно отнести широко проявленные при развитии метасоматических пород процессы выщелачивания, синхронность и взаимосвязь образования хрустального гнезда и окружающих метасоматитов. Из этого следует зависимость минерального состава гнезд от состава вмещающих пород, которая усложняется привнесением компонентов из подстилающих пород восходящим потоком растворов. К этим признакам следует добавить повышение степени идиоморфизма минеральных индивидов, устойчивых при хрусталеобразовании. Особенно это характерно для кварца, неправильные зерна которого путем регенерации приобретают правильную огранку и двуконечную форму не только внутри гнезда, но и среди измененных пород.

Главные различия метасоматитов определяются кислотностью—щелочностью растворов и составом вмещающих горных пород. По этой причине предлагается формацию хрусталеносных метасоматитов подразделять на две субформации, которые соответствуют двум видам растворов, образующих гнезда, — кислым и щелочным. Каждая субформация объединяет фации метасоматитов, отличающиеся по минеральному составу в связи с развитием по породам различных петрохимических

групп при меняющихся составе подстилающих пород и уровне привноса из них компонентов в область хрусталеобразования. При выделении субформаций кислотного и щелочного метасоматоза не учитывается природа появления соответственно кислых и щелочных растворов, которые могут иметь глубинное происхождение, связанное с геохимической эволюцией их источника, или обусловлены накоплением кислотных (в первую очередь углекислоты) компонентов или щелочей под экранами в зонах формирования гнезд.

Выделение формации хрусталеносных метасоматитов с подразделением ее на субформации и фации позволяет связать ее с формацией гидротермально-метаморфических хрустальных гнезд, к которой относятся основные промышленные хрусталеносные месторождения. Выявление особенностей хрусталеносных метасоматитов позволяет использовать их в качестве поисковых признаков месторождений горного хрусталя, а установление общих закономерностей их развития помогает предсказывать возможный минеральный состав хрусталеносных метасоматитов в конкретной геологической обстановке.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ануфриев Ю.Н.* Особенности происхождения метаморфогенных хрусталеносных гнезд на Урале. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1969, с. 158—159.
2. *Балицкий В.С.* Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. М.: Недра, 1978. 144 с.
3. *Бергер В.И.* Гидротермальные изменения вмещающих пород на месторождениях горного хрусталя юга Алданского щита. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, 57, с. 95—110.
4. *Бочкарев А.И.* О влиянии вмещающих пород на формирование гидротермально-метаморфических месторождений горного хрусталя. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, ч. 97, вып. 6, с. 748—751.
5. *Буканова В.А., Буканов В.В.* Два типа околоснездовых метасоматитовых хрусталеносных жил Приполярного Урала. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л.: ВСЕГЕИ, 1969, с. 18—21.
6. *Буканова В.А., Кораго А.А.* Околоснездовые изменения в метагаббро на одном из хрусталеносных месторождений. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар: Геол. ин-т Коми фил. АН СССР, 1973, с. 121—124.
7. *Буканова В.А., Хлыбов В.В.* Пример эндогенной аргиллизации гранитов около хрусталеносных гнезд. — Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1968, вып. 9, с. 35—48.
8. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 250 с.
9. *Григорьев Д.П., Жабин А.Г.* Онтогенез минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.
10. *Жариков В.А., Омеляненко Б.И.* Классификация метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 9—28.
11. *Карякин А.Е., Смирнова В.А.* Структуры хрусталеносных полей. М.: Недра, 1967. 190 с.
12. *Коржинский Д.С.* Кислотно-основное взаимодействие флюидов с породами и магмой. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 5—9.
13. *Никитин В.Д.* К дискуссии о влиянии вмещающих горных пород на тип минерализации эндогенных месторождений. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1969, ч. 88, вып. 5, с. 604—609.
14. *Омеляненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.
15. *Смирнова В.А.* Об ореолах выщелачивания вокруг хрустальных гнезд Приполярного Урала. — Тр. ВНИИП, 1958, 2, вып. 1, с. 81—88.
16. *Эшкин В.Ю.* Об источниках минералообразующих компонентов на примере одного из хрусталеносных месторождений Приполярного Урала. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 6, с. 672—681.
17. *Эшкин В.Ю.* Парагенезисы минералов метасоматитов около кварцевых жил и хрустальных гнезд в амфиболитах (Южный Урал). — В кн.: Минералы и параге-

незисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975, с. 34—44.

18. Эшкин В.Ю. Типоморфизм минералов хрустальных гнезд и околоснездовых измененных пород. — Тр. Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР, 1975, вып. 27, с. 107—118.
19. Эшкин В.Ю. Влияние вмещающих и подстилающих горных пород на формирование типоморфных парагенезисов минералов гидротермальных месторождений. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979, с. 60—69.

УДК 553.242.9

*Б.В. Петров, Н.М. Шемякина*

## О ФОРМАЦИОННОЙ САМОСТОЯТЕЛЬНОСТИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ БАЗИФИКАТНОГО РЯДА

В настоящее время формации фемического профиля выделяются только среди высоко- и среднетемпературных метасоматитов (магнезиальные скарны, магнезиально-железистые, амфибол-хлоритовые, флогопитовые метасоматиты и т.д.). В ряду низкотемпературных метасоматитов самостоятельная формация фемического профиля до сих пор не выделялась. Можно ожидать, что породы такой формации будут сложены различными минералами кальция, магния, железа — карбонатами, хлоритами, сульфидами, гематитом, тальком. Все эти минералы встречаются и в других формациях — гумбеитах, березитах, альбититах. Принципиальное отличие химического состава низкотемпературных базификатов от метасоматитов щелочной или кислотной стадий должно заключаться в увеличении содержания слабых оснований в центральных зонах метасоматической колонки. Предыдущими исследователями описывались продукты магнезиального и карбонатного метасоматоза [3, 8, 12], хотя четкие признаки их формационной принадлежности не обосновывались. Наш опыт изучения метасоматитов и обработка литературных данных показали необходимость выделения собственной метасоматической формации базификатного ряда. По составу конечных продуктов эта формация может быть разделена на две субформации — хлоритовых и карбонатных метасоматитов.

**Хлоритовые метасоматиты.** Главным признаком выделения субформации хлоритовых метасоматитов является образование в центральных зонах метасоматической колонки пород существенно хлоритового состава. Ни в одной другой формации подобного явления не отмечается. Хлоритовые метасоматиты известны в складчатых областях, срединных массивах, на древних щитах, в зонах тектоно-магматической активизации от раннего протерозоя до кайнозоя включительно. В СССР они установлены на Алтае, в Западной Сибири, Забайкалье, Средней Азии, на Урале, Кавказе, Алданском и Балтийском щитах.

Развитие метасоматитов всегда контролируется тектоническими зонами, поэтому чаще всего они имеют линзообразную форму с мощностью от 1—2 до 30—35 м при протяженности до первых сот метров. Связь с какими-либо магматическими комплексами не установлена.

Хлоритовые метасоматиты образуются по алюмосиликатным породам различного генезиса и состава — от кислых до основных, но совершенно не характерны для кварцитов и чистых карбонатных пород, лишенных алюминия. Таким образом, для базификатных низкотемпературных метасоматитов устанавливается крайне низкая подвижность алюминия.

Метасоматическая колонка по гранитоидам выглядит следующим образом: 0 — микроклин, олигоклаз, кварц, биотит; 1 — микроклин, альбит, серицит, кальцит, кварц, хлорит; 2 — серицит, кварц, хлорит; 3 — кварц, хлорит.

Своеобразный случай хлоритового метасоматоза изучен нами в зоне тектоно-магматической активизации Балтийского щита. Здесь вдоль разломов в зонах трещиноватости и дробления по биотитовым, глиноземистым, амфибол-биотитовым гнейсам, амфиболитам и особенно по плагиомикроклиновым и плагиоклазовым гранитоидам формируются хлоритовые метасоматиты. Чаще всего они имеют линзообразную, а в узлах пересечения разломов — штокверковую или неправильную форму. Мощность тел метасоматитов колеблется от десятков сантиметров до 50—100 м при протяженности до нескольких сот метров.

Метасоматическая колонка по биотитовому граниту и плагиограниту имеет вид: 0 — биотит, олигоклаз, кварц (микроклин, мусковит)<sup>1</sup>; 1 — хлорит, олигоклаз, кварц (мироклин, мусковит); 2 — хлорит, олигоклаз, карбонат, гематит (микролин, мусковит); 3 — хлорит, альбит, гематит, карбонат (микроклин, мусковит); 4 — хлорит (микроклин, мусковит).

Во внешней зоне колонки происходит псевдоморфное замещение биотита хлоритом с выпадением сагенита. На следующей стадии начинается выщелачивание кварца, сначала частичное, а потом полное, сопровождающееся гематитизацией. Пустоты на месте кварца заполняются пелитоморфным бледно-зеленым хлоритом, карбонатом, гематитом, альбитом в различных соотношениях. Часть пор, особенно на флангах зоны, остается незаполненной. Характер выполнения пор определяется прежде всего составом исходных пород. Третья зона характеризуется замещением крупных зерен олигоклаза гематит-альбитовым агрегатом. Высвобождающийся кальций или отлагается в виде карбоната здесь же, или выносится во внешние части колонки. Микроклин и мусковит альбитизацией никогда не затрагиваются. Альбит приобретает красную или сургучную окраску за счет пилевидного гематита, а в микроклине гематит отлагается по трещинкам спайности.

Во внутренней зоне метасоматоза происходит замещение альбита хлоритом сначала по трещинкам, а затем по всему объему вплоть до образования полных псевдоморфоз. Все другие минералы (кроме микроклина и мусковита) также замещаются хлоритом. Красная окраска метасоматитов промежуточных зон сменяется зеленой.

В процессе метасоматоза установлены две прожилковые стадии. Первая проявилась в конце формирования третьей зоны и представлена карбонат-гематит-альбитовыми прожилками, а последняя идет после четвертой стадии. Здесь формируются кварц-пирит-флюорит-кальцитовые жилки.

Отмечается резкое сокращение объемов метасоматитов от первой к четвертой зоне. Однако рудный компонент отлагается в четвертую стадию именно во фланговых частях общего ореола метасоматоза. Тип проявления процесса в гнейсах и амфиболитах в целом идентичен таковому в гранитоидах. Хлоритизация основных и средних эффузивов отмечается на многих месторождениях. Для диабазов типична следующая метасоматическая колонка: 0 — лабрадор, пироксен; 1 — актинолит, эпидот, альбит, хлорит, карбонат; 2 — актинолит, хлорит, кварц или эпидот; 3 — хлорит, кварц.

Процессы базификационного метасоматоза свойственны многим полиметаллическим и золото-полиметаллическим месторождениям Алтая и детально изучены В.Б. Чеквадзе [7] на Корбалихинском месторождении.

<sup>1</sup> В скобках указаны устойчивые первичные минералы.

Здесь хлоритсодержащие метасоматиты практически повсеместно сопровождаются полиметаллическими рудами.

Изучение хлоритовых метасоматитов на полиметаллических, медно-колчеданных, свинцово-цинковых, железорудных месторождениях проведено И.Н.Широких [10]. Им рассмотрено строение метасоматических колоннок по магматическим породам кислого и среднего состава, а также по песчаникам и алевролитам. Исходный состав пород не оказывает существенного влияния на состав внутренней зоны метасоматической колонки. Главными ее минералами являются хлорит (60–65%) и кварц (20–30%). Из рудных минералов для полиметаллических и колчеданных месторождений характерны сульфиды, и для железорудных — магнетит и гематит, причем иногда в таких количествах, что сами хлоритолиты являются рудой.

Главный минерал хлоритовых метасоматитов — хлорит. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о значительных отличиях химического состава этого минерала в метасоматитах месторождений разного типа, но об устойчивости его химизма внутри одной генетической группы хлоритолитов. Состав хлоритов не зависит также от типа замещающих пород. Эти факты показывают, что составы хлоритов определяются прежде всего физико-химическими особенностями метасоматоза — составом растворов и соотношением во флюиде летучих компонентов, таких как углекислота, сера, кислород. Хлориты сульфидно-касситеритовых и оловянно-полиметаллических месторождений всегда имеют повышенную железистость [9, 11]. Иной химический состав имеют хлориты полиметаллических месторождений. Магнезиальные хлориты характерны для многих железорудных и хромитовых месторождений [9]. Для этих типов хлоритов отмечается пониженная глиноземистость, обусловленная специфическим составом исходных пород. Хлориты медноколчеданных и золоторудных месторождений по железистости занимают промежуточное положение. В ассоциации с хлоритами отмечаются пирротин, халькопирит, марматит, реже галенит, сфалерит, пирит. Кроме активности магния и железа в растворах, сильное влияние на состав хлоритов оказывает режим серы и кислорода. Кристаллизация железистых сульфидов или окислов железа одновременно с хлоритом приводит к обеднению раствора железом и образованию более магнезиального хлорита. При этом состав остаточного раствора будет зависеть от количества возникающих железистых сульфидов или окислов, которое определяется наличием серы и кислорода, а также от содержания железа и магния в исходном растворе. Кристаллизация окислов и сульфидов железа после образования хлорита не влияет на его состав.

**Химизм процесса хлоритизации.** Образование хлоритовых метасоматитов связано с привносом вещества. Во всех случаях наблюдается увеличение объемного веса пород. По данным И.Н.Широких [11], приведенным на рис. 1, вынос кремнекислоты обычно незначителен, но при полном развитии процесса и образовании почти мономинеральных хлоритолитов весьма существен. Поскольку колебание содержания глинозема обусловлено степенью привноса—выноса других элементов, он является инертным компонентом. Хлоритизация в оловяно-рудных месторождениях ведет к значительному привносу двухвалентного железа, марганца, воды и интенсивному выносу щелочей и кальция (рис. 1). Содержание магния меняется слабо, железо отличается очень низкой степенью окисленности. Для золоторудных и медно-пирротиновых месторождений наряду с привносом двухвалентного железа и марганца наблюдается одновременный привнос магния. Значительно интенсивнее выносятся кремнезем, увеличивается степень окисленности железа. В хлоритолитах полиметаллических месторождений привнос магния заметно сильнее, чем железа.

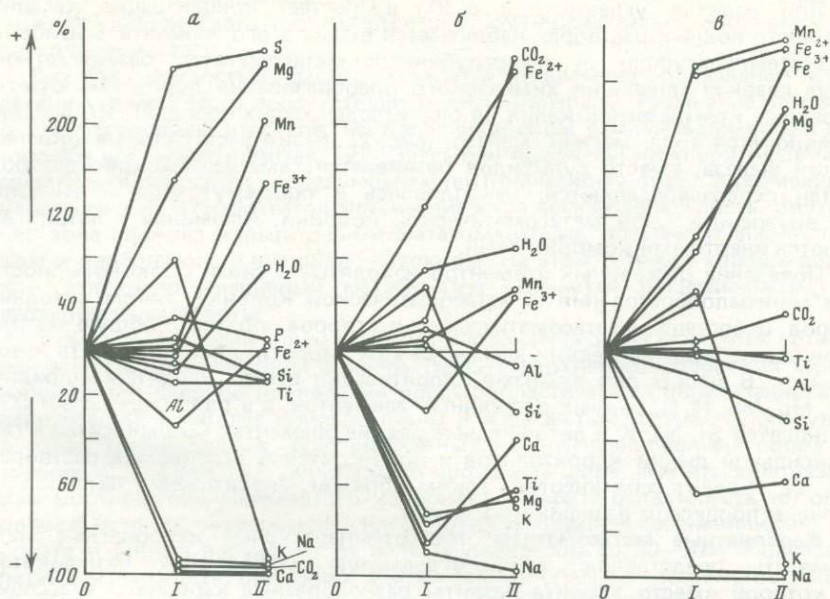


Рис. 1. Поведение петрогенных элементов в процессе железо-магнезиального метасоматоза

*а* — в известковых алевролитах; *б* — в спсартитах; *в* — в песчаниках; 0 — неизменные породы; I — промежуточная зона; II — хлоритолиты

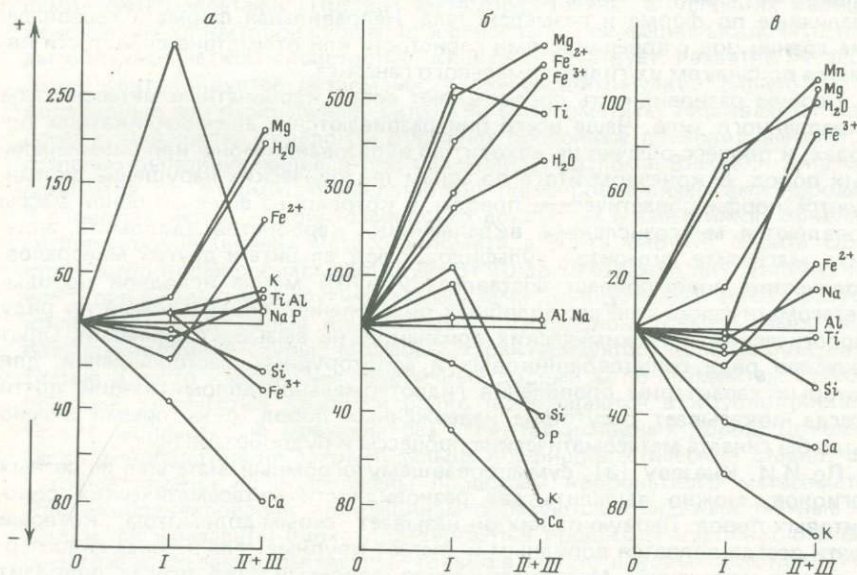


Рис. 2. Поведение элементов в процессе железо-магнезиального метасоматоза

*а* — в биотитовых плагиогнейсах; *б* — в порфиробластических гранитах; *в* — в плагиогранитах; 0 — неизменные породы; I — стадия хлоритизации биотита; II — стадия выщелачивания кварца; III — стадия хлоритизации плагиоклаза

При наличии углекислоты слабо возрастает концентрация кальция, а в чисто водных растворах наблюдается вынос этого элемента. В наиболее низкотемпературных и малоглубинных метасоматитах базификатного ряда главная тенденция химического преобразования пород заключается в выносе кремнезема и калия (в биотитсодержащих породах). Интенсивно привносятся вода, магний, железо (рис. 2). Резко растет степень окисленности железа, вместо сульфидов развивается гематит. Кальций, фосфор, титан перераспределяются, накапливаясь в промежуточной и выносятся из внутренней части метасоматической колонки. Алюминий и натрий являются инертными компонентами.

Поведение рассеянных элементов находятся в связи с закономерностями минералообразования в метасоматической колонке, типом исходных пород и составом метасоматических растворов, поэтому общую направленность поведения редких элементов при хлоритизации установить невозможно. В целом для химизма хлоритизации всегда характерен привнос Fe, Mg, Mn, H<sub>2</sub>O, рудных рассеянных элементов, а в ряде случаев S и CO<sub>2</sub>. Выносятся Si, Na, K и литофильные редкие элементы. Си выносятся в гидроксильной фации хлоритолитов и привносится в углекислых растворах. Al, Ti, P ведут себя инертно. Таким образом, хлоритизация является типичным процессом базификатного ряда.

**Карбонатные метасоматиты.** Низкотемпературные карбонатные метасоматиты представляют собой углекислую субформацию базификатов, в которой вместо хлорита развиты разнообразные карбонаты в ассоциации с силикатами, сульфидами, баритом, флюоритом. Эти метасоматиты приурочены к складчатым областям, срединным массивам, древним щитам, областям тектоно-магматической активизации различного возраста. В большинстве районов устанавливается отчетливая связь карбонатных метасоматитов с разрывными нарушениями. Метасоматиты образуют весьма различные по форме и размерам тела. Неправильная форма и несовпадение границ зон с поверхностями слоистости или отсутствием слоистости является признаком их гидротермального генезиса.

Особую разновидность представляют собой карбонатные метасоматиты вкрапленного типа. Чаще всего они развиваются в алюмосиликатных породах, и процесс обычно не доходит до образования моно- или биминеральных пород. В конечном итоге по зонам тектонических нарушений формируются порфиробластические породы, в которых на фоне основной массы появляются многочисленные вкрапленники карбонатов (доломита, анкерита, магнезита, сидерита), сульфидов, слюд, альбита и других минералов. Количество порфиробласт составляет 20–70% массы исходной породы. Метасоматический генезис подобных образований, определяемый по ряду геологических и геохимических признаков, не вызывает сомнений. Опыт изучения ряда свинцово-цинковых и золоторудных месторождений, для которых характерны проявления гидротермальной доломитизации, почти всегда показывает отсутствие изверженных пород, с которыми можно было бы связать метасоматические процессы и рудообразование.

По И.И. Князеву [3], суммировавшему огромный материал из разных регионов, можно выделить две разновидности метасоматических доломитовых пород. Первую из них он называет "серым доломитом", который почти всегда является дорудным и слагает крупные тела в зонах гидротермальных изменений. Метасоматическая доломитизация всегда приводит к осветлению пород и к появлению пятнистой, неравномерной окраски. Вторая разновидность метасоматических пород — "белый доломит". Он распространен значительно меньше, чем "серый доломит", слагает небольшие штоки, гнезда, жилообразные тела вдоль разломов. Это обычно круп-

нозернистая, мрамороподобная порода, очень неравномернозернистая, нередко брекчиевидная, отличается высокой пористостью, обилием крупных пустот и каверн.

В связи с близостью "белого доломита" по времени образования к образованию в нем часто присутствуют рудные минералы. Различные карбонатные метасоматиты известны на Карбалихинском полиметаллическом месторождении Рудного Алтая [2]. Здесь они наложены на хлоритовые метасоматиты и относятся к следующему тектоническому этапу. В размещении карбонатных метасоматитов устанавливается четкая зональность. Внутренняя зона сложена кальцитовыми метасоматитами, промежуточная — тальком и карбонатом, а внешняя — тальком. На этом примере хорошо видно, как углекисло-кальциевый метасоматоз сменяется магниезальным при дефиците углекислоты.

Весьма интересный случай железо-карбонатного метасоматоза установлен в Байкальской горной области. Здесь в верхнепротерозойских толщах наблюдается мощное проявление порфиробластической пиритизации и сидеритизации. Наиболее обильно пирит и железистый карбонат образуются в зонах трещиноватых, брекчированных или рассланцованных пород. По мнению С.Д. Шера [8], пиритизация проявлена шире, чем карбонатизация. Взаимоотношения железистого карбоната и пирита свидетельствуют об их одновременном образовании. Насыщенность пород вкрапленниками карбоната и пирита варьируют от первых процентов до 30–50%. Количество пирита и сидерита примерно одинаково. В среднем количество пирита снижается в ряду углистые филлиты — углистые песчаники — светлые песчаники и алевролиты.

Зональность карбонатных метасоматитов изучена нами на Заонежском полуострове Карелии. Вмещающие породы представлены алевролитами, песчаниками, осадочными доломитами, метапелитами, шунгитовыми сланцами, metabазальтами. Породы метаморфизованы в условиях серицит-, реже биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Осадочные породы обладают четкой слоистостью, кливаж отсутствует. Развитие метасоматитов контролируется разломами, осложняющимися узкие, сильно сжатые, килевидные антиклинальные складки. Метасоматиты развиваются вдоль осевых плоскостей складок и образуют послойные линзовидные тела, постепенно выклинивающиеся при удалении от разлома. Внешняя зона метасоматитов по доломитам представлена порфиробластическими породами. В слоистых мелко- и крипозернистых доломитах и известняках появляются порфиробласты железистого доломита, альбита, биотита, пирита. Общее количество порфиробласт варьирует от 10 до 70%. Среди них доломит чаще всего преобладает над другими минералами. Во внутренней зоне образуется крупнозернистый белый или розовый кварц-доломитовый мрамор, часто брекчиевидной текстуры. Мраморы характеризуются повышенной пористостью и часто кавернозны. Вторичные доломиты по псаммитам содержат большое количество кварца и редко превращаются в крупнокристаллические доломитовые мраморы без реликтов исходных пород. Доломитизация метапелитов не заходит дальше порфиробластической стадии. Шунгитовые сланцы не подвержены процессам карбонатного метасоматоза. При их брекчировании по трещинам образуются кварц-карбонатные прожилки. Метабазальты плохо подтверждаются процессам карбонатного метасоматоза и обычно охвачены ими только в кровле лавовых потоков. Таким образом, интенсивность и мощность карбонатных метасоматитов сильно зависят от исходного состава и пористости замещаемых пород. При карбонатном метасоматозе лишь в редких случаях образуется классическая метасоматическая зональность с последовательным сокращением числа

минералов от внешней к внутренней зоне. Чаще всего мы имеем дело с порфиробластическими метасоматитами, в которых происходит количественное, а не качественное изменение состава исходных пород. Поэтому возникают определенные трудности в определении границ метасоматических зон и химизма процесса.

**Химизм карбонатных метасоматитов.** Данных по петрохимии низкотемпературного карбонатного метасоматоза в настоящее время сравнительно немного. В Восточном Забайкалье изучен химизм этого процесса по трем типам исходных пород — известнякам, доломитам, спессартитам [5]. В результате метасоматических преобразований наблюдается значительных привнос  $Mg$ ,  $Fe^{2+}$ , а также некоторое возрастание содержаний  $Si$  и  $Al$  (рис. 3). Калий и натрий ведут себя инертно. Объемный вес пород уменьшается в промежуточной и возрастает во внутренней зоне метасоматической колонки. В десятки—сотни раз увеличиваются в метасоматитах содержания свинца, цинка, олова, серебра. Метасоматоз по спессартитам приводит к привносу  $Fe^{2+}$ ,  $Mg$  и резкому возрастанию содержаний  $Ca$  и  $CO_2$ . Происходит вынос  $Si$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Al$ ,  $Ti$ ,  $H_2O$ . Объемный вес пород незначительно возрастает. Существенно уменьшается содержание  $K$  и  $Na$ . Гидротермально-измененные спессартиты отличаются повышенными концентрациями  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Sn$ ,  $Cd$ . Карбонатный метасоматоз по хлоритам и туфогенно-осадочным породам в Рудном Алтае сопровождается привносом  $Ca$ ,  $Mn$ ,  $CO_2$  и выносом всех других петрогенных элементов. При карбонат-талковом замещении возрастают содержания  $Si$ ,  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $CO_2$ ,  $Fe^{3+}$  при выносе  $K$ ,  $Na$ ,  $Ti$ ,  $Fe^{2+}$ . При метасоматозе по доломитам Заонежья наблюдается привнос  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $CO_2$ ,  $Si$ ,  $Cu$ . Выносятся  $K$ ,  $Na$ ,  $Al$ ,  $Ti$ ,  $Fe^{2+}$  (рис. 4). Метасоматоз по песчаникам и алевролитам связан с привносом  $CO_2$ ,  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $Pb$  и выносом  $K$ ,  $Fe$ ,  $Na$ ,  $Al$ ,  $Si$ . Такие элементы, как  $Na$ ,  $Mn$ ,  $V$ ,  $Ti$ ,  $Cu$ , накапливаются в зоне порфиробластического метасоматоза.

Общей тенденцией изменения химического состава пород при образовании карбонатных метасоматитов является накопление во внутренних зонах метасоматической колонки слабых оснований —  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $Mn$ ,  $Fe$ , главным образом в виде карбонатов, а также сульфидов.  $K$  и  $Na$  заметно перераспределяются по зонам метасоматической колонки и выносятся из ее центральной части.

В связи с особыми формами проявления карбонатного метасоматоза, в частности с широким развитием порфиробластеза и отсутствием во многих случаях типичной (по Д.С. Коржинскому [4]) метасоматической колонки, генезис подобных пород нередко трактуется по-разному. Метасоматический генезис низкотемпературной базификатной формации подтверждается наличием в одном образце нескольких генераций одного и того же минерала с разным химическим составом — пирита, биотита, хлорита, карбоната и др. Очень четко наличие метасоматоза устанавливается при обработке геохимических данных методом факторного анализа. Как геохимические группировки элементов на факторных диаграммах, так и тренды изменчивости химического состава первично-осадочных и метасоматических одноименных пород резко отличаются друг от друга. Изучение химического состава минералов и характера распределения петрогенных и редких элементов между сосуществующими минералами также дает надежные данные для суждения о генезисе пород.

**Физико-химические условия, фации, рудоносность.** Геологические наблюдения над метасоматитами многих месторождений указывают на близкие физико-химические условия и тесную парагенетическую связь хлоритовых и карбонатных метасоматитов. Характер минеральных ассоциаций этих метасоматитов, особенно внешних частей метасоматических колонок,

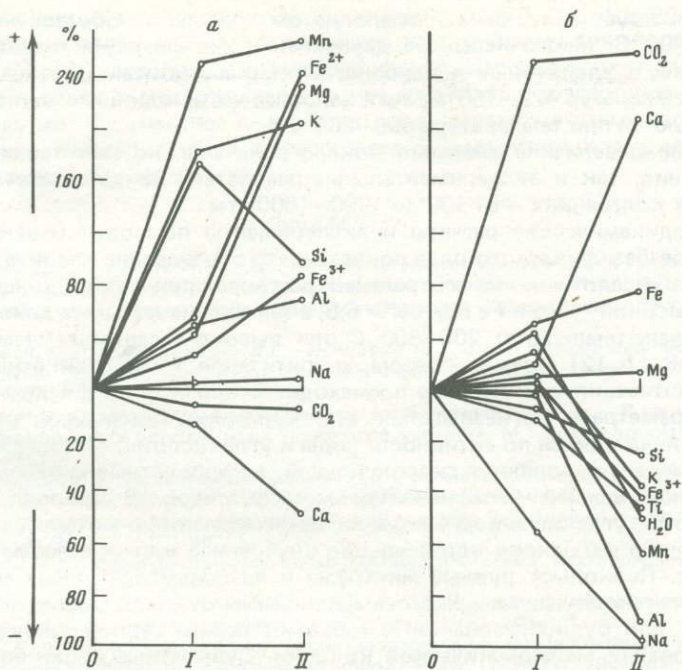


Рис. 3. Поведение элементов в процессе карбонатного метасоматоза  
 а — в известняках; б — в спессаритах; 0 — неизменные породы; I — порфи-  
 робластическая зона; II — карбонатные метасоматиты

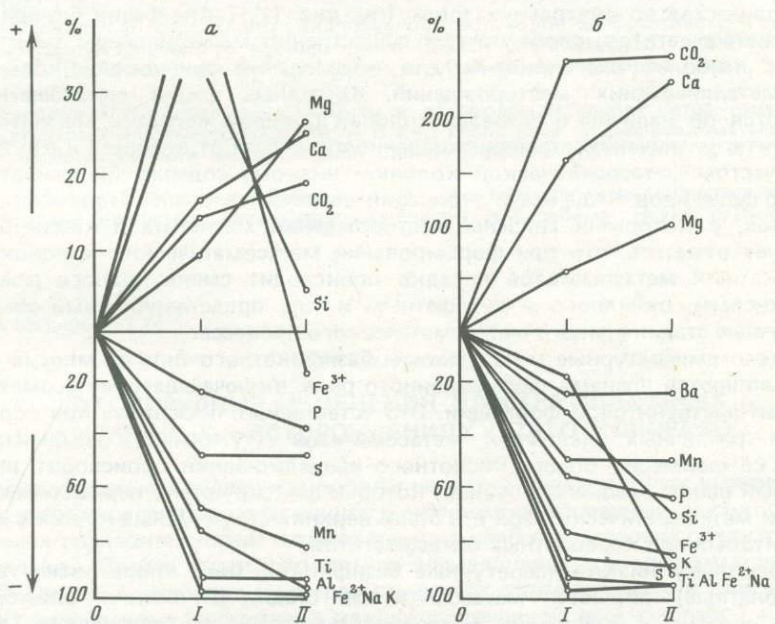


Рис. 4. Поведение элементов в процессе доломитизации  
 а — в осадочных доломитах; б — в известковистых алевролитах; 0 — неизмен-  
 ные породы; I — порфиробластическая зона; II — карбонатные метасоматиты

свидетельствует о верхнем температурном пределе их образования, близком к  $400^{\circ}\text{C}$ . Многочисленные данные по гомогенизации газовой-жидких включений в хлоритовых и карбонатных метасоматитах [6, 11] дают интервал температур  $420\text{--}150^{\circ}\text{C}$ , хотя наиболее часто подобные метасоматиты формируются при температуре  $300\text{--}200^{\circ}\text{C}$ .

Данные о величине давления пока ограничены, но как геологические наблюдения, так и экспериментальные результаты свидетельствуют о его широких колебаниях — от 100 до  $1000\text{--}1500$  атм.

Термодинамические расчеты и эксперименты по моделированию метасоматитов базификатного ряда показали, что образование хлорита происходит в слабощелочных или нейтральных растворах при низкой концентрации  $\text{CO}_2$  и высокой — Mg и Fe при  $\text{pH} > 6,5$ , а замещение кальцита доломитом — в интервале температур  $200\text{--}300^{\circ}\text{C}$  при высоком давлении углекислоты и  $\text{pH}$  6—8 [1, 12]. Таким образом, хлоритизация алюмосиликатных пород и доломитизация известняков происходит в близких по физико-химическим параметрам магниальных или железо-магниальных растворах, резко отличающихся по активности воды и углекислоты.

Хлоритолиты являются гидроксильной, а карбонатные метасоматиты — углекислой фацией базификатных метасоматитов. В природе нередко встречаются углекисло-водные фации метасоматитов, в которых и хлорит, и карбонаты одинаково устойчивы во внутренней части метасоматических колонок. Поскольку рудные минералы в низкотемпературных метасоматитах отлагаются чаще всего в сульфидной или окисной форме, решающее значение для рудообразования приобретает режим серы и кислорода при формировании метасоматической колонки. Сульфатные фации базификатных метасоматитов встречаются значительно чаще, чем окисные. Они характеризуются существенным привнесом серы, появлением сульфидов во внешних зонах метасоматических колонок и постепенным увеличением их количества во внутренних зонах (см. рис. 1). Такие фации базификатных метасоматитов, особенно при существенно магниальном типе процесса, наиболее благоприятны для образования свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений. Окисные фации метасоматитов узнаются по наличию в разрезах колонок окислов железа — магнетита и гематита, увеличению степени окисленности железа от внешних к внутренним частям метасоматической колонки, низкому содержанию или отсутствию сульфидов. Чаще всего эта фация встречается в хлоритовых метасоматитах, с которыми связаны месторождения магнетита и касситерита. Следует отметить, что при формировании метасоматических колонок базификатных метасоматитов нередко происходит смена водного режима углекислым, окисдного — сульфатным и т.п., представляющими обычно различные стадии единого метасоматического процесса.

Низкотемпературные метасоматиты базификатного типа во многих случаях являются членами формационного ряда, включающего метасоматиты березит-лиственитовой формации. Это естественно, поскольку при образовании различных щелочных метасоматитов (гумбеитов, альбититов), а также формации стадии кислотного выщелачивания происходит значительный вынос слабых оснований, которые фиксируются в периферических частях метасоматических зон и в более верхних структурных ярусах в виде хлоритовых или карбонатных метасоматитов.

Поскольку низкотемпературные базификаты (как хлоритовые, так и карбонатные) являются метасоматитами стадии отложения, они более тесно связаны с рудой, чем метасоматиты стадии выщелачивания (лиственит-березиты). Базификатные метасоматиты очень часто являются синрудными и при высокой концентрации рудных компонентов представляют

собой собственно рудное тело. Металлогения хлоритовых и карбонатных метасоматитов определяется прежде всего тесной связью с ними свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений. Изредка хлоритолиты отмечаются в связи с медноколчеданными, медными и золоторудными месторождениями. Совместно с карбонатными метасоматитами возможно образование промышленных месторождений сидеритовых руд, родохромита, магнезита, барита, виверита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ажгирей Д.Г., Лапухов А.С.* и др. Новые материалы по геологии и генезису Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения в Рудном Алтае. — В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 33—73.
2. *Горжевский Д.И., Чекавидзе В.Е., Исакович И.З.* Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М.: Недра, 1977. 196 с.
3. *Князев И.И.* Гидротермально-измененные карбонатные породы. — В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954, с. 196—254.
4. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 110 с.
5. *Кудрявцева Н.Г., Филатов Е.И.* Гидротермально-измененные породы полиметаллического месторождения Аномалия № 1 (Восточное Забайкалье). — Тр. ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 2, с. 87—98.
6. *Лапухов А.С.* Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.
7. *Чекавидзе В.Б.* Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковые значения. М.: Недра, 1980. 240 с.
8. *Шер С.Д.* К вопросу о классификации золоторудных месторождений по метасоматическим изменениям вмещающих пород. — Тр. ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 2, с. 3—16.
9. *Шилин Д.М., Иванова В.П.* Хлоритсодержащие породы. — В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954, с. 148—195.
10. *Широких И.Н.* О двух типах околорудной зональности Хапчерангинского оловянно-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье). — В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 179—191.
11. *Широких И.Н.* Зональность, химизм и типоморфизм хлоритолитов некоторых гипотермальных месторождений. — В кн.: Геология и генезис редкометаллических и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 137—154.
12. *Щербань И.П.* Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов (на примере Алтае-Саянской области). Новосибирск: Наука, 1975. 200 с.

УДК 553.495.277.24

*Б.И. Омеляненко*

### ОКОЛУРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА СТРАТИФОРМНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПЛАТО КОЛОРАДО

Околорудные измененные породы на низкотемпературных стратиформных месторождениях, залегающих в неметаморфизованных высокопроницаемых горизонтах, представляют один из наиболее сложных объектов для изучения. Слабая контрастность и незавершенность метасоматических реакций, а также трудность разграничения сингенетических и эпигенетических минеральных ассоциаций являются причиной весьма слабой изученности метасоматических явлений на стратиформных месторождениях. Наиболее представительные данные по этому вопросу накоплены в результате

многолетней интенсивной разведки и всестороннего изучения урановых месторождений плато Колорадо, являющихся типичными представителями стратиформных месторождений в неметаморфизованных песчаниках. Обобщение и анализ этих материалов имеют важное значение для понимания условий формирования различных месторождений, залегающих в сходной геологической обстановке.

Плато Колорадо представляет собой относительно стабильную платформу, окруженную более подвижными тектоническими элементами Скалистых гор Кордильер. Большая часть плато сложена осадочными породами от палеозойского до третичного возраста преимущественно континентального происхождения. Магматические образования ларамийского и более молодого возраста широко распространены и представлены лакколитами, некками, дайками и силлами, среди которых установлены диоритовые и монзонитовые порфириды, сиенит-порфиры, базальты, андезиты, риолиты, минетты, мончикиты. Отмечаются также базальтовые потоки и туфы.

На территории плато насчитываются многие сотни месторождений и рудопроявлений, в которых сосредоточена основная часть запасов урана США. Несмотря на высокую изученность этих месторождений, вопрос об их генезисе остается дискуссионным. Общепризнанным является лишь факт налаженного (эпигенетического) характера оруденения [6]. Месторождения существенно варьируют по своим особенностям, что не позволяет все их многообразие свести к какому-либо единому обобщенному образу. Нами рассматриваются месторождения так называемого колорадского типа, для которых характерно расположение рудных тел внутри ореолов осветленных пород.

Месторождения обычно расположены в виде полос, грубосогласных основному простиранию пород. Большой частью они представлены линзобразными залежами, мощность которых достигает 1–10 м. Встречаются рудные тела протяженностью в тысячи метров при ширине до нескольких сот метров. Однако более типичны небольшие многочисленные тела протяженностью от первых до десятков метров. Большинство рудных тел локализовано в линзах песчаников, содержащих органику. Будучи приуроченными к определенным горизонтам, рудные тела не подчиняются элементам слоистости в деталях, а пересекают их под острыми углами.

Во многих работах подчеркивается отсутствие структурного контроля в распределении рудных залежей и месторождений. Если под структурным контролем понимать непосредственную приуроченность рудных тел к зонам разрывных нарушений, то по отношению к основной массе месторождений такое утверждение действительно справедливо. Однако статистическая обработка данных о распределении месторождений по отношению к разрывным нарушениям, проведенная американскими исследователями, показала достаточно определенную тенденцию тяготения месторождений к зонам повышенной трещиноватости и к ореолам крупных нарушений. Имеются также многочисленные примеры непосредственного структурного контроля оруденения тектоническими нарушениями, зонами обрушений, брекчиевыми трубками. В таких случаях месторождения характеризуются вертикальным положением и неправильной формой рудных тел.

Первичная рудная минерализация в песчаниках представлена в основном мелкозернистыми окислами урана и коффинитом, которые или заполняют поры пород, или замещают в ней клетки ископаемых растений. На некоторых месторождениях руда представлена ураноносными твердыми битумами (асфальтит). Обычно с ураном в избытке ассоциируют ванадий и медь, иногда ему сопутствуют хром и молибден.

Неизмененные песчаники характеризуются розовой и красной окрас-

кой; аргиллиты красные, кирпично-красные, ржаво-бурые. Вблизи рудных залежей породы приобретают серые, серовато-коричневый, зеленовато-серый и белый цвета.

Мощность зон осветления над и под рудными телами составляет несколько метров, протяженность по горизонтали — десятки и сотни метров, а иногда и первые километры. Изменение алевролитов макроскопически выражено более контрастно, чем изменение песчаников.

Всеми без исключения исследователями признается важное поисковое значение зон осветления [6, 7, 11, 13, 14 и др.]. Песчаники и алевролиты с отчетливо выраженным красным оттенком, как правило, не минерализованы. Осветленные породы имеют неровные, зубчатые контуры и либо залегают согласно со слоистостью вмещающих пород, либо секут слоистость под различными углами. Реже они локализируются вдоль крутопадающих тектонических нарушений, трещин и зон трещиноватости, в пределах зон обрушений и брекчиевых трубок.

Все исследователи согласны с тем, что осветление пород связано с изменением окислов железа. При этом железо либо выносится, либо связывается в пирит, либо перемещается растворами, переотлагаясь в виде сидерита. Химическими анализами установлено, что в осветленных породах железо присутствует только в двухвалентной форме [6, 14]. Пирит в осветленных породах рассеян в виде мельчайших зерен, более обильных в непосредственной близости к руде. При обелении пород происходит растворение и вынос кальцитового цемента, который на более поздней стадии часто переотлагается, но уже в виде доломита или анкерита. С выщелачиванием карбоната из нижних горизонтов и перемещением его вверх вдоль вертикальных трещин связывается образование зон обрушения, которые часто являются ураноносными [4, 10]. Перемещение карбонатов вдоль вертикальных трещин используется как одно из доказательств восходящего движения растворов [14].

Наиболее важными для установления формационной принадлежности околорудных метасоматитов являются данные об изменении алюмосиликатной составляющей пород. Такие данные имеются лишь в работах, специально посвященных изучению измененных пород. Во всех этих работах отмечается существенное возрастание содержания глинистых минералов в этих породах по сравнению с исходными, причем их развитие происходит за счет обломков полевых шпатов.

Так, по данным Д.Р. Келли и П.Ф. Керра [13], содержание глинистых минералов при изменении песчаников в районе Темпл Маунтин возрастает с 13 до 23%, а полевых шпатов — уменьшается с 13 до 8%. Р.А. Кэдиген [5] отмечает, что песчаники вдали от руды содержат в среднем 10% каолинита, а по соседству с рудой — 22%. По данным К.Холли с соавторами [10], содержание глинистых минералов в неизменных и мало измененных песчаниках ниже 20%, а в типичном обеленном — около 41%. Таким образом, независимо от изученных объектов и методов анализа всеми исследователями отмечается примерно двухкратное увеличение содержания глинистых минералов в околорудных породах по сравнению с неизменными аналогами. Кроме того, в осветленных породах устанавливается перекристаллизация глинистого цемента. При этом увеличиваются размер глинистых частиц, степень их кристалличности, величина дупреломления.

Детальное изучение глинистых фракций показало, что монтмориллонит, образовавшийся в процессе осадконакопления, по направлению к рудным телам начинает замещаться каолинитом или гидрослюдой 1М и 2М<sub>1</sub> [3, 13]. Совместно с аргиллизацией вблизи рудных тел на некоторых рудниках зафиксировано окремнение пород [3]. Окварцевание отмечается также вбли-

зи разлома Лисбон Велли, где мощность интенсивно окварцованных пород составляет 100 м. Пространственно с разломом тесно связан ряд урановых месторождений.

Формирование глинистых минералов за счет полевых шпатов, растворение кальцита и окварцевание однозначно свидетельствуют о кислотном характере метасоматического процесса. Этот вывод подтверждается также замерами рН суспензий, показавшими, что для неизмененных песчаников эта величина составляет 6,1—8,5, а для осветленных — 4—4,8 [11].

Вместе с тем рядом исследователей зафиксированы достаточно четкие проявления минерализации стадии повышающейся щелочности. Так, на аргиллизированные и окварцованные породы накладывается карбонатизация (доломит, анкерит), особенно интенсивная на месторождениях, где нижележащие горизонты содержат прослой известняков [10]. Наложный характер карбонатизации однозначно доказывается наличием реликтов аргиллизированных пород в карбонатных метасоматитах [3]. Иногда карбонатизация выражается в образовании над рудными телами доломитовых метасоматитов, расположенных вдоль вертикальных трещин [13]. Вместо доломитизации в ряде случаев имеет место анкеритизация или сидеритизация пород.

Особый интерес представляют данные по детальному изучению глинистых фракций. Формирование гидрослюд при гидротермальной аргиллизации следует за образованием каолинита, знаменуя нарастание щелочности растворов [1, 2]. Хотя возрастные соотношения каолинита и гидрослюд в работах американских исследователей не обосновываются, предположение о более позднем образовании гидрослюд представляется вполне реальным.

Большой интерес представляют также данные Х. Грейнджера [9], который установил увеличение содержания хлорита за счет глинистых минералов в оруденелых породах Амброзиа-Лейк. Новообразование хлорита сопровождается привнесением магния, содержание которого возрастает в 5—10 раз. Очень четкая корреляция между содержаниями урана и магния позволяет допускать, что в данном случае отложение хлорита происходит синхронно с отложением урановых минералов, хлорит является рудосопровождающим.

Рассмотрим имеющиеся генетические интерпретации изложенных данных. В настоящее время все исследователи согласны с тем, что изменение и оруденение наложены на осадочные породы, т.е. являются эпигенетическими. Нет сомнения также и в том, что указанные процессы осуществлялись под воздействием водных растворов. Дискуссию вызывают природа растворов и источник в них урана.

С позиций экзогенно-эпигенетической концепции формирование рудных тел рассматривается как результат осаждения урана из ураноносных пластовых вод в участках, богатых восстановителями. Осадителями могли быть застойные воды, обогащенные сероводородом, причем последний образуется в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий в участках, обогащенных органикой. При наличии прослоев различной проницаемости создаются условия для взаимодействия медленно мигрирующих по проницаемым прослоям ураноносных кислородных и застойных сероводородных вод. Оболение рассматривается как результат восстановления окислов железа. Хотя изменения пород с этих позиций исследователями не анализируются, каолинизацию пород, по-видимому, можно связывать с подкислением растворов органическими кислотами.

Формирование измененных пород, приуроченных к зонам обрушений, разломам, трещинам и трубкам взрыва, во всех случаях связывается с деятельностью нагретых восходящих растворов. При этом трещинные зоны

рассматриваются как зоны разгрузки глубоко залегающих пластовых вод. Допускается также, что повышению температуры и реакционной способности вод (насыщение газами) могли способствовать магматические процессы. Что касается механизма рудообразования, то здесь намечаются два пути: восходящие растворы, богатые восстановителями, создавали в участках циркуляции восстановительный барьер, который обусловил осаждение урана из ураноносных кислородных пластовых вод; восходящие растворы сами были ураноносными, а осаждение урана происходило на фронте взаимодействия с органическим веществом вмещающих пород.

Как видно из изложенного, исследователями признаются восходящее движение, повышенная температура, реакционная способность и даже ураноносность растворов. Признается также проникновение этих растворов в боковые породы по проницаемым горизонтам, приводящее к формированию пластообразных рудных тел. Следовательно, представление об экзогенно-эпигенетической природе месторождений, приуроченных к зонам обрушений, разломам и трубкам взрыва, в первую очередь основано на предположении, что восходящие воды являются пластовыми.

С позиций гидротермальной концепции часть или все первичные руды плато Колорадо, а также измененные породы связываются с деятельностью послемагматических ураноносных растворов эндогенного происхождения. Имеющиеся отличия месторождений этого региона от типично гидротермальных жильного типа рассматриваются как результат того, что проводниками гидротермальных растворов служили в основном не трещины, а проницаемые горизонты, в которых происходило их смешение и взаимодействие с пластовыми водами. Что касается геохимической специфики этих месторождений, в частности высоких концентраций ванадия, то эта особенность отмечается и для многих типично жильных гидротермальных месторождений [16].

При обосновании данной концепции делается акцент на роль магматических образований в размещении месторождений. Ряд авторов отмечают закономерное положение месторождений относительно магматических тел. В штате Нью-Мексико урановые месторождения Амброзия-Лейк встречаются к западу от вулканического центра Маунт-Тейлор, а к востоку — месторождения Джекилл. В штате Аризона месторождение Орфан расположено к северо-западу от вулканического центра Сан-Франциско, а рудные тела Камерун — к северо-востоку. Интрузивный центр Ла-Саль с запада окаймляется дугообразным урановорудным поясом района Лисбон Велли (штат Юта), а с востока — урановорудным поясом района Ураван (штат Колорадо). Особенно настойчиво пространственная связь месторождений с магматическими телами подчеркивается П.Ф. Керром и М.В. Джекобсом [14].

Приведенные данные о связи с магматизмом можно трактовать и с других позиций, считая магматические тела не источниками рудообразующих растворов, а факторами активизации подземных вод.

Некоторые исследователи отрицают зональное расположение месторождений вокруг лакколлитовых интрузий, считая его лишь кажущимся, а не реально существующим [12].

В качестве аргументов в пользу гидротермального генезиса используют следующие.

1. Данные о восходящем движении растворов, что особенно четко выражено там, где зоны изменения и оруденения приурочены к разломам, трещинам, трубкам взрыва, зонам обрушения. Об этом также свидетельствует интенсивная карбонатизация пород в участках, где в нижележащих горизонтах имеются карбонатные прослои.

2. Образование в процессе изменения пород гидрослюды  $2M_1$  за счет модификаций  $1Md$  и  $1M$ , чему, согласно экспериментальным данным, способствует повышенная температура растворов [17, 15]. Наличие типично гидротермальных минералов, таких как флюорит, уранинит, коффинит, сульфиды.

3. Тождество продуктов околорудного изменения стратиформных и типично жильных гидротермальных месторождений [14]. Следует лишь подчеркнуть отсутствие метасоматической зональности или очень нечеткое ее проявление.

4. Направленность метасоматических реакций. Все типично гидротермальные месторождения, сопровождающиеся гидротермальной аргиллизацией, характеризуются четко выраженной сменой кислотного выщелачивания минералообразованием стадии повышающейся щелочности. Смена аргиллизации и окварцевания карбонатизацией и рудоотложением полностью отвечает эволюции растворов, установленной для гидротермальных месторождений. Следует также подчеркнуть столь характерную для гидротермальных месторождений деталь, как некоторое отставание во времени образования гидрослюды по отношению к каолиниту, свидетельствующее о постепенном возрастании щелочности растворов и выражающееся в частичном замещении каолинита гидрослюдой. К. Холлис с соавторами [10] отмечают, что ураноносные растворы характеризовались высоким содержанием углекислоты и были изначально кислыми. Они выщелачивали карбонаты и вызывали каолинизацию основной массы. Позднее, на стадии повышающейся щелочности, они формировали карбонаты и рудные минералы.

5. Такие признаки, как повышение в аргиллизированных породах урана и элементов-спутников, понижение значения pH суспензии и увеличение восстановительной емкости, типичны для гидротермальных месторождений. Однако не совсем ясно, в какой мере они могут быть использованы в качестве аргумента в пользу того или иного генезиса месторождений,

6. В качестве негативного аргумента против экзогенно-эпигенетического генезиса выдвигается факт полного отсутствия оруденения в участках скопления органики, часто находящихся на расстояниях метров и даже сантиметров от рудных тел. Органические остатки контролируют только положение обогащенных участков в пределах зон изменения, но отнюдь не положение самих зон. Следовательно, ни изменение пород, ни рудоотложение не могут быть следствием воздействия местных пластовых вод. Сами сторонники экзогенно-эпигенетических представлений признают, что трудно ответить на вопрос, как могли рудоносные растворы перемещаться по красноцветным толщам, не оставляя никаких следов, и обнаруживать значительную агрессивность лишь в участках рудоотложения [7]. Ответить на этот вопрос невозможно без предположения о поступлении в данный конкретный участок агрессивных растворов или газов. По мнению Д. Гебельмана [8], рудоносный раствор должен обладать достаточной агрессивностью, чтобы вызывать наблюдаемые повсеместные изменения пород и проникать в достаточно плотные породы. Такой флюид должен иметь, кроме ванадия, урана и меди, также повышенные концентрации многих других ионов и минерализаторов. Обычные метеорные воды не удовлетворяют этим требованиям.

7. В качестве дополнительного аргумента в защиту гидротермального генезиса подчеркивается наличие горячих источников в северной части поднятия Сан-Рафазель; хотя очевидно, что эти источники могут иметь не только магматическую природу.

8. В качестве доказательств гидротермального генезиса привлекаются

также локализация рудных районов и провинций в областях тектоно-магматической активизации и отсутствие их в многочисленных обширных осадочных бассейнах вне этих областей; приуроченность большей части ураноносных песчаников к провинциям, характеризующимся развитием генетически разнотипного, в том числе и эндогенного оруденения.

Таким образом, согласно гидротермальной концепции растворы поднимались из глубин по системам секущих трещин, брекчиевым трубкам, зонам обрушений и затем, смешиваясь с пластовыми водами, мигрировали по пористым пологозалегающим горизонтам, метасоматически преобразовывая вмещающие породы. Рудоотложение происходило в участках, обогащенных органикой, резкого изменения проницаемости пород, флексурных перегибов и т.д.

Несмотря на кажущуюся несовместимость генетических концепций, постепенная эволюция представлений под давлением фактического материала привела к значительному сближению точек зрения на генезис месторождений. Принципиальное значение при этом имеет общепризнанность следующих положений: необходимость поступления в участок рудообразования растворов; участие в формировании по крайней мере некоторых месторождений восходящих растворов; повышенная температура растворов; взаимодействие ураноносных растворов с вмещающими породами; возможность участия в процессах рудообразования газов или растворов магматического происхождения.

Принципиальные различия между экзогенно-эпигенетическими и гидротермальными представлениями заключаются в том, что одни исследователи источник урана связывают с выщелачиванием его из пород, другие — с ураноносностью гидротермальных растворов. Поэтому необходимым условием образования месторождений, согласно первой концепции, является наличие ураноносных пластовых вод, а согласно второй концепции — ураноносных растворов магматического происхождения.

Опыт изучения низкотемпературных гидротермальных месторождений заставляет автора отдать предпочтение точке зрения о гидротермальном образовании месторождений плато Колорадо. Особенно убеждает в этом проявляющаяся на ряде месторождений последовательность процессов минералообразования, указывающая на наличие кислотно-щелочной эволюции растворов. Такая последовательность, представляющая основу гипотезы об опережающей волне кислотных компонентов Д.С. Коржинского, является стандартной для типично гидротермальных месторождений. Объяснения такой последовательности с позиций экзогенно-эпигенетических представлений еще не найдено.

Достаточно четко кислотно-щелочная дифференциация растворов проявляется, когда измененные породы и руды контролируются разломами и зонами обрушений. При далеком же проникновении гидротермальных растворов в водоносные горизонты и смешении их с пластовыми водами взаимодействие растворов с породами, рассредоточиваясь на большой площади, становится нечетким, недостаточно контрастным, что не позволяет во многих случаях установить последовательность минералообразования. Что касается всех других факторов, то они вполне объяснимы с позиций геологов, связывающих месторождения этого типа с деятельностью восходящих горячих минерализованных ураноносных растворов, которые однако, имеют не магматогенную природу, а мобилизованы из нижележащих горизонтов в результате разогрева, уплотнения пород, тектонических подвижек.

1. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 239 с.
2. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.
3. *Abdel-Gawad A.M., Kerr P.F.* Alteration of chinite siltstone and uranium emplacement, Arisona and Utah. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, N 1, 74, p. 28—43.
4. *Barington L., Kerr P.F.* Uranium mineralization at the Midnite Mine Spokane, Washington. — Bull. Geol. Soc. Econ., 1961, 56, N 2, p. 257—258.
5. *Cadigan R.A.* Possible relationship between uranium ore deposits and the presence of kaolin in Triassic Sandstone (abstr): Atomic Energy Commitee US Geol. Survey symposium program. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1955, p. 5—6.
6. *Finch W.J.* Geology of epigenetic uranium deposits in sandstone in United States. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1967, 538, p. 43—57.
7. *Fischer R.P.* Similarities, differences and some genetic problems of the Wyoming and Colorado Plateau Types of uranium deposits in sandstone. — Econ. Geol., 1970, 65, N 7, p. 275—291.
8. *Gabelman J.W.* Speculation of the uranium ore fluid. — In: Uranium exploring geology AEA. Vienna, 1970, p. 52—71.
9. *Granger H.C.* Clays in the Morrison formation and their spatial relation to the deposits at Ambrosia Lake, New Mexico. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1962, 450-D, p. 15—20.
10. *Hawley C., Wyant D., Brooks D.* Geology and uranium deposits of the Temple Mountain District Emery County, Utah. — Geol. Surv. Bull., 1967, N 1192, p. 117—134.
11. *Huff L.C.* Preliminary geochemical studies in the Capitol Reef area, Wayne County, Utah. — Geol. Surv. Bull., 1955, N 1015-H, p. 81—96.
12. *Johnson H.S., Thordarson N.* Uranium deposits of the Moab, Monticello white Canyon and Monument valley districts, Utah and Arisona. — Geol. Surv. Bull., 1966, N 1222-H, p. 73.
13. *Kelley D.R., Kerr P.F.* Clay alteration and ore Temple Mountain, Utah. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 68, N 9, p. 1101—1116.
14. *Kerr P.F., Jacobs M.B.* Argillic alteration and uranium emplacement on the Colorado Plateau. — Clays and Clay Miner., 1964, 19, p. 277—294.
15. *Velde B.* Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. — Amer. Miner., 1965, 50, N 34, p. 436—449.
16. *Walker D., Ostervald F., Adams D.* Geology of uranium bearing veins in the conterminous United States. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1963, N 455, p. 193.
17. *Yoder H.S., Eugster H.P.* Synthetic and natural muscovites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1955, 8, p. 225—280.

УДК 553.242.9+553.495

В.А. Головин, О.В. Андреева

## О ЦЕОЛИТ-МОНТМОРИЛЛОНИТОВОМ ТИПЕ МЕТАСОМАТИТОВ В СВЯЗИ С УРАНОВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Цеолит-монтмориллонитовые метасоматиты до сих пор не нашли места в известных классификациях метасоматических формаций [9, 11]. В то же время за последние годы появился ряд публикаций, касающихся этих метасоматитов [1, 2, 4—7, 9—14, 16]. Было установлено, что метасоматиты широко распространены на Балканах, Кавказе, Камчатке, Курилах, в Забайкалье, Приохотье и в других регионах мира. Они проявлены в разнообразных геологических условиях и обычно связаны с завершающими моментами мезозойской, альпийской активизации и с современным вулканизмом в пределах континентов и островных дуг.

Определенное место, занимаемое описываемыми метасоматитами в геологической истории регионов, преобладающее развитие таких типоморфных минералов, как цеолиты и монтмориллонит, при подчиненном количестве других глинистых минералов, позволяет отнести эти метасоматиты к формации гидротермальных аргиллизитов.

Как известно, формация низкотемпературных аргиллизитов охватывает

большое разнообразие типов (или фаций) измененных пород. Своеобразной фацией аргиллизитов и являются цеолит-монтмориллонитовые метасоматиты. Название этой фации в значительной мере условно, так как количественные соотношения монтмориллонита и цеолитов могут колебаться в очень широких пределах.

Цеолит-монтмориллонитовые метасоматиты были изучены в одном из регионов позднемезозойской тектоно-магматической активизации на нескольких урановых месторождениях, локализованных в вулканических сооружениях, осадочно-вулканогенных впадинах и в гранитоидных породах разного возраста.

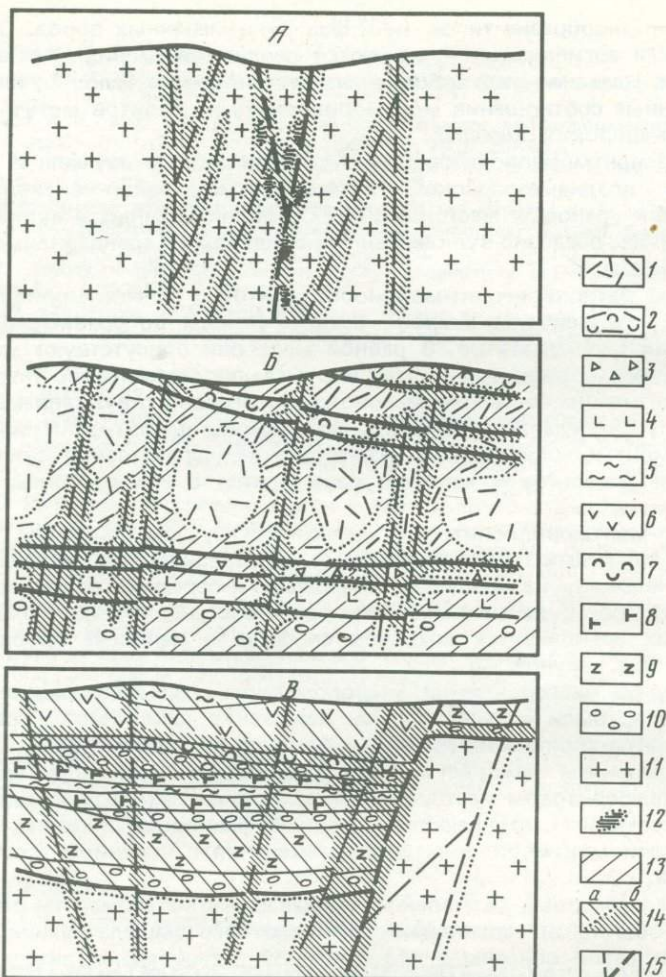
В этом регионе цеолит-монтмориллонитовые и монтмориллонитовые метасоматиты наиболее широко распространены по сравнению с другими типами метасоматитов. В равной мере они присутствуют как в пределах рудных месторождений, так и вне их, пространственно тяготея к полям развития ниже-, верхнемелового и неогенового вулканизма. В некоторых случаях удается наблюдать, как ореолы цеолит-монтмориллонитового и монтмориллонитового изменения непосредственно снизу окаймляют тела базальтов и частично развиваются в них по зонам трещиноватости.

Цеолит-монтмориллонитовые метасоматиты, как правило, являются наиболее поздними гидротермальными образованиями в регионе. Они отчетливо наложены на мезозойские грейзены и березиты, содержащие полиметаллическое оруденение. Реликты раннего серицита в цеолит-монтмориллонитовых аргиллизитах сохраняются даже в наиболее проработанных участках (см. рисунок, А).

На другом месторождении, расположенном в пределах вулканического сооружения, были изучены случаи наложения цеолит-монтмориллонитовых и монтмориллонитовых метасоматитов на гидрослюдисты с урановым оруденением (см. рисунок, Б). Подобные случаи были также встречены на флюоритовом месторождении в этом же районе, где гидрослюдистые метасоматиты, вмещающие основные флюоритовые жилы, пересекались зонами монтмориллонитового изменения с поздними ассоциациями флюорита.

На ряде урановых проявлений описываемые метасоматиты развиты наряду с "обычными" аргиллизитами кислотного выщелачивания, которые уже были давно описаны в отечественной и зарубежной литературе [7]. Иными словами, на этих объектах аргиллизация развивается дважды: в предрудную стадию, когда были сформированы аргиллизиты кислотного выщелачивания, вмещающие урановое оруденение, и в пострудную стадию, когда цеолит-монтмориллонитовое или монтмориллонитовое изменение накладывалось на более ранние рудовмещающие аргиллизиты.

Цеолит-монтмориллонитовые метасоматиты приурочены к крупным протяженным подновленным зонам нарушений, к разломам, ограничивающим вулканические сооружения, кальдеры и осадочно-вулканогенные впадины, благоприятны для них и пологие зоны разрывов. В целом эти аргиллизиты не склонны образовывать узкие линейные тела в отличие от более высокотемпературных типов метасоматитов. В большинстве случаев в кристаллических породах они развиваются в виде широких линейных протяженных зон с нечеткими границами. Проникая из кристаллических пород фундамента впадин в вулканогенно-осадочные толщи, цеолит-монтмориллонитовые метасоматиты приобретают черты площадного распространения (см. рисунок, В). Объемы проработанных пород несоизмеримо увеличиваются, усложняется геометрия ореолов изменения. Нередко эти фации аргиллизитов слагают обширные поля (до 10 км<sup>2</sup>



Характер проявления цеолит-монтмориллонитовых аргиллизитов в различных геологических условиях (схематические геологические разрезы)

*А* — в гранитоидных породах; *Б* — в преимущественно вулканогенной толще; *В* — в осадочно-вулканогенных породах и гранитоидах фундамента; 1 — липариты; 2 — туфы липаритов; 3 — лавобрекчия андезито-базальтов; 4 — андезито-базальты; 5 — песчаники; 6 — фельзиты; 7 — туфы фельзитов; 8 — базальты; 9 — дациты; 10 — конгломераты; 11 — гранитоиды; 12 — реликты березитов; 13 — гидрослюдзиты; 14 — цеолит-монтмориллонитовые аргиллизиты (слабая (*а*) и значительная (*б*) проработка); 15 — разрывные нарушения

и более). Границы ореолов изменения в осадочно-туфоженных толщах становятся особенно нечеткими.

Протяженность, мощность и глубина распространения описываемых метасоматитов меняются в зависимости от конкретных условий. Протяженность вдоль крупных зон — первые десятки километров, вдоль более мелких нарушений они прослеживаются на сотни метров. Соответственно с этим меняются и мощности ореолов от 100 м и более до первых десятков сантиметров. При площадном развитии их мощности измеряются первыми сотнями метров.

Морфология рудных тел в общем соответствует форме ореолов аргиллизации. Это либо пластообразные и трещинно-пластообразные залежи в вулканогенно-осадочных толщах, либо жилообразные крутопадающие тела в гранитоидах. Метасоматическая зональность в цеолит-монтмориллонитовых аргиллизитах почти никак не выражена. Можно лишь говорить об интенсивности развития монтмориллонита или цеолитов в зонах максимальной проработки пород, причем интенсивность метасоматических преобразований мало зависит от исходного состава.

Общей особенностью преобразования вулканитов является замещение новообразованными минералами почти исключительно основной массы пород, фьямме, обломков стекла, пеплово-пемзового материала. При этом кристаллокласты и вкрапленники основных и средних плагиоклазов, калиевый полевой шпат, биотит остаются почти совершенно свежими. При более интенсивном изменении туфы и туфогенно-осадочные породы превращаются в пластичные глины, содержащие до 90% монтмориллонита. В гнейсах и гранитоидных породах наблюдается замещение плагиоклазов монтмориллонитом и цеолитами, прочие минералы почти не изменены.

Минеральный состав метасоматитов достаточно разнообразен. Кроме преобладающих монтмориллонита и цеолитов, могут быть развиты селадонит, смешанно-слоистые минералы ректоритового типа, реже хлорит-монтмориллониты, шамозит, кристобалит, кварц. Монтмориллонит — один из наиболее распространенных минералов. Он развит по породам самого разнообразного состава и представлен преимущественно диоктаэдрическими разновидностями с небольшим количеством железа. Гораздо реже и только в миндалинах и трещинах по основным породам развиты нонтронит и железистая триоктаэдрическая разновидность типа сапонита. Все монтмориллониты согласно величинам базальных отражений (14–15 Å) и данным химических анализов (табл. 1) относятся к кальциевым или кальциево-натриевым разновидностям. Часть монтмориллонита обладает межплоскостным расстоянием от 11,9 до 13,2 Å, что скорее соответствует натриевым разновидностям. Атомные отношения Si/Al находятся в пределах от 2,6 : 1 до 3,1 : 1, т.е. соответствуют монтмориллонитам, а не бейделлитам. Кроме того, монтмориллониты постоянно содержат 2,5–3,5% MgO.

Для описываемых метасоматитов характерно присутствие селадонита, отчетливо фиксирующего очень низкие температуры. Он образует тонкие прожилковидные выделения и розетки в базальтоидах, измененных туфах и туфопесчаниках. Дифракционный спектр ориентированных препаратов минерала и параметр  $d$  (060) отвечают диоктаэдрической слюде. Принадлежность его к селадониту подтверждается определениями химического состава микрорентгеноспектральным методом (в вес.%) :

|                                |       |                   |              |
|--------------------------------|-------|-------------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 55,67 | CaO               | 0,21         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,13  | Na <sub>2</sub> O | 0,25         |
| FeO                            | 20,49 | K <sub>2</sub> O  | 7,10         |
| MgO                            | 0,39  | Сумма             | 88,25 ± 2,80 |

Цеолиты встречаются в метасоматитах в разных количествах. Нередко они преобладают над монтмориллонитом, а иногда вовсе отсутствуют. Среди цеолитов установлены клиноптилолит, морденит, гейландит, ломонит, десмин. Все они либо развиваются метасоматически, либо слагают прожилки и жилы (преимущественно десмин и морденит).

Высококремнеземистые цеолиты (клиноптилолит, морденит, гейландит) более распространены в вулканитах и осадках. Все они свидетельствуют о низких температурах формирования метасоматитов. Гейландит является типичным минералом современных термальных полей. Малокрем-

Таблица 1

Результаты химических анализов монтмориллонитов (в вес.%)

| Компоненты                     | 1     | 2     | 3       | 4      | 5     |
|--------------------------------|-------|-------|---------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 53,74 | 50,05 | 57,22   | 56,27  | 58,80 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,66  | 1,57  | 0,15    | 0,20   | 0,14  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,20 | 16,17 | 17,91   | 14,81  | 15,60 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,98  | 7,43  | 4,60    | 4,99   | 8,37  |
| FeO                            | 0,63  | 0,72  | Не обн. | 0,49   | 0,41  |
| MnO                            | 0,05  | 0,06  | "       | 0,35   | 0,19  |
| MgO                            | 2,97  | 2,20  | 3,13    | 2,07   | 3,29  |
| CaO                            | 1,04  | 0,93  | 1,54    | 2,48   | 1,15  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,52  | 4,16  | 2,80    | 1,22   | 1,38  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,27  | 0,77  | 0,20    | 0,10   | 0,10  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 9,63  | 9,12  | 9,07    | 8,07   | 7,14  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 4,05  | 3,81  | 3,03    | 6,47   | 3,14  |
| CO <sub>2</sub>                | 1,96  | 2,29  | —       | —      | —     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09  | 0,03  | —       | —      | —     |
| П.п.п.                         | —     | —     | —       | 2,52   | —     |
| F                              | —     | —     | —       | 0,50   | —     |
| Сумма                          | 99,79 | 99,92 | 99,65   | 100,33 | 99,71 |

1 — образовавшийся по туфам; 2 — по гранитам; 3 — по андезито-базальтам; 4, 5 — по конгломератам. Анализы выполнены Е.И. Ломейко, Л.С. Абрамовой, И.И. Степановой.

Таблица 2

Результаты химических анализов (в вес.%) исходных и измененных пород

| Компоненты                     | Фельзиты |       | Дациты |       |
|--------------------------------|----------|-------|--------|-------|
|                                | I        | II    | I      | II    |
| SiO <sub>2</sub>               | 75,13    | 75,65 | 65,92  | 66,00 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,04     | 0,14  | 0,59   | 0,64  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,52    | 12,16 | 15,56  | 17,83 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,35     | 2,00  | 1,39   | 1,80  |
| FeO                            | 1,22     | 0,10  | 1,57   | 0,33  |
| MnO                            | 0,03     | —     | 0,07   | —     |
| MgO                            | 0,24     | 0,08  | 0,31   | 0,48  |
| CaO                            | 0,40     | 0,56  | 1,80   | 1,13  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,81     | 3,56  | 3,62   | 3,38  |
| K <sub>2</sub> O               | 5,00     | 4,03  | 5,65   | 5,75  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | —        | 0,58  | 0,38   | 0,65  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,65     | 0,60  | 0,87   | 1,88  |
| CO <sub>2</sub>                | —        | —     | 1,89   | —     |
| Сумма                          | 100,39   | 99,46 | 99,64  | 99,87 |
| d <sub>v</sub>                 | 2,51     | 1,83  | 2,62   | 2,21  |

I — исходные породы; II — измененные породы. Исходные дациты представлены слабо гидрослюдизированными и слабо карбонатизированными разностями, d<sub>v</sub> — объемный вес. Анализы выполнены Л.П. Некрасовой, А.И. Гусевой, Е.П. Фроловой.

неземистые и преимущественно кальциевые цеолиты (ломонтит и десмин) развиты главным образом в гранитоидах.

Анализ данных по химическому составу цеолит-монтмориллонитовых метасоматитов и вмещающих пород показывает, что существенных изменений содержания в них главных породообразующих компонентов не происходит за исключением отчетливого возрастания  $H_2O$  (табл. 2). Кроме того, почти всегда отмечается переход железа в окисную форму. В то же время объемные веса различаются очень сильно. Пересчет химических анализов атомно-объемным методом обнаруживает вынос почти всех компонентов, что, по существу, обусловлено не столько метасоматическими реакциями, сколько увеличением пористости. В месторождениях с интенсивно проявленной цеолитизацией в гранитах фиксируется привнос кальция (от 0,7 в исходном граните до 2,1 вес. % в цеолитизированном и монтмориллонитизированном). При этом заметно выносятся натрий, а количество калия в связи с устойчивостью калиевого полевого шпата и биотита почти не меняется. Все это отражает специфику процесса, т.е. отсутствие кислотного выщелачивания.

Урановое оруденение на изученных месторождениях представлено тонкодисперсным вкрапленным, прожилково-вкрапленным и прожилковым типом. Оруденение чаще всего расположено в наиболее проработанных участках пород, иногда тяготея к прослоям песчаников, обогатенных углеродизированными остатками растений. Установлены два типа рудных ассоциаций, развитых в цеолит-монтмориллонитовых аргиллизитах.

Первый тип характерен для пластообразных месторождений в вулканических сооружениях и осадочно-вулканогенных впадинах. В комплекс рудных минералов входят коффинит и настуран в разных количественных соотношениях, самородный мышьяк, молибденит, пирит. Совместно с ними и позже развиты флюорит, часть цеолитов (гейландит, морденит), халцедон, кальцит, диккит, аурипигмент, реальгар. Второй тип обнаружен пока только на жильных месторождениях, залегающих в гранитоидных массивах [6, 14, 16]. Комплекс рудных минералов представлен  $\beta$ -уранитом, уранофаном и отенитом (верхи месторождения). Пострудные минералы развиты слабо. Можно относить к ним лишь часть десмина и кальция. Спецификой проявления обоих типов рудных ассоциаций является практически полное отсутствие рудосопровождающих изменений. Лишь в редких случаях с первым типом рудных ассоциаций наблюдается развитие шамозита.

Для определения условий формирования цеолит-монтмориллонитовых метасоматитов, как и для других типов измененных пород, должны использоваться и экспериментальные исследования, и термохимические расчеты, и данные по газовой-жидким включениям, а также наблюдения в высокотемпературных скважинах областей современных термопроявлений. Однако для описываемых метасоматитов экспериментальные исследования слишком малочисленны, а применимость расчетов ограничена отсутствием надежных термодинамических констант для глинистых минералов и цеолитов. Таким образом, наиболее информативными для нас являются данные, полученные исследователями для термальных полей в областях современного вулканизма [3, 8, 17, 18].

Конечно, проведение прямых аналогий между рудными месторождениями, которые представляют собой древние гидротермальные системы, и современными термопроявлениями требует известной осторожности. Однако минеральные превращения в вулканических областях происходят при воздействии природных вод сложного катионного состава, до некоторой степени сопоставимого с составом газовой-жидких включений на гидро-

термальных месторождениях [15]. Именно это обстоятельство позволяет проводить некоторые сопоставления.

Новообразования монмориллонита занимают значительные площади в термальных полях, связанных с субнейтральными и слабощелочными водами. Он оказывается устойчивым не столько в щелочных условиях, как традиционно принято считать, а скорее в близнейтральных или даже в слабокислых. По данным А.В. Зотова [3, 8], прямые замеры рН в скважинах на Камчатке и Курилах, вскрывающих монмориллонитизированные породы, для 100–140°C показывают значения от 6,1 до 5,5. Температурный предел его устойчивости оценивается по-разному, но всегда не более 160°C. Изучение в высокотемпературных скважинах рядов превращения глинистых минералов типа монмориллонит → гидрослюда или монмориллонит → хлорит также показывает, что устойчивость монмориллонита, по-видимому, ограничена изотермой 160 или даже 130°C [17, 18].

Имея в виду почти постоянное совместное нахождение цеолитов и монмориллонита в термальных полях, можно считать, что равновесие монмориллонита с цеолитами устанавливается в близнейтральной или слабощелочной области. Для районов современного вулканизма характерно развитие клиноптилолита, морденита, ломонтита, гейландита, вайракита. Из них первые четыре известны на урановых месторождениях. В распределении этих цеолитов в вулканических областях наблюдается вертикальная зональность в зависимости от глубины и температуры. По мере повышения температуры происходит переход от морденитов, гейландитов и клиноптилолитов к ломониту (около 160°C). Вайрацит встречается только при температуре не менее 210–200°C [15] и на урановых месторождениях пока не обнаружен.

Итак, суммируя эти данные, можно выделить две субфации цеолит-монмориллонитовых метасоматитов. Первая — более низкотемпературная, где совместно с монмориллонитом развиты такие цеолиты, как морденит, клиноптилолит и гейландит. Ей сопутствует I тип рудной ассоциации. На незначительные температуры указывает, кроме того, присутствие селадонита, кристобалита, а также пока еще единичные замеры температур газово-жидких включений (< 100°C). Вторая субфация, относительно несколько более высокотемпературная, характеризуется широким развитием ломонтита и десмина совместно с монмориллонитом. Ей соответствует II тип рудной минерализации.

Проблема выявления рудной специализации данных метасоматитов решалась нами путем исследования близкларковых содержаний урана в измененных породах. При этом установлено, что развитие цеолит-монмориллонитового изменения за пределами урановых рудных полей и месторождений, а также на полиметаллических месторождениях вызывает существенный вынос (примерно на порядок) урана из вмещающих пород.

На пластообразных месторождениях урана с I типом рудных ассоциаций в площадных ореолах цеолит-монмориллонитового изменения не обнаруживается сколько-нибудь отчетливой зависимости между содержаниями урана и степенью преобразования пород. В андезито-базальтах, базальтах, дацитах, фельзитах и туфах на удалении от рудных тел содержания урана колеблются в пределах кларковых либо имеют более низкие значения.

На жильных месторождениях и рудопоявлениях урана со II типом рудных ассоциаций, локализованных в широких линейных ореолах цеолит-монмориллонитового изменения, в метасоматитах отмечается вынос урана (на порядок). Заметим, что вмещающие граниты обладают ано-

мально высокими для района содержаниями радиоактивных элементов, для урана в несколько раз превышающими кларк [6].

В заключение подчеркнем следующее. Цеолит-монтмориллонитовые аргиллизиты в данном регионе в отличие от типичных рудовмещающих метасоматитов кислотного выщелачивания (березитов, гидрослюдизитов, аргиллизитов), развивающихся в более ранние стадии активизации, формируются в заключительные ее стадии в близнеитральных и слабощелочных условиях при более низких температурах, возможно, в связи с базальтоидным вулканизмом.

Значительные масштабы проявления цеолит-монтмориллонитовой аргиллизации, часто оказывающиеся большими по сравнению с метасоматитами кислотного выщелачивания, и пространственная разобщенность с ними, скорее всего, свидетельствуют не о закономерной эволюции гидротермального процесса от кислотной к заключительной щелочной стадии, а о самостоятельности этого явления в регионе.

Цеолит-монтмориллонитовые метасоматиты не являются собственно ураноносными. Преобразования, ими вызванные, приводят к выносу урана из вмещающих пород и перераспределению уранового оруденения. При наложении метасоматитов на породы с близкларковыми содержаниями урана никаких его концентраций не возникает. Если же процессы преобразования захватывают породы, обогащенные ураном, или породы, вмещающие более раннее оруденение, то могут образовываться рудопроявления или месторождения урана, вероятно, за счет его регенерации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреева О.В., Головин В.А.* Метасоматические процессы на урановом месторождении. — Сов. геология, 1979, № 5, с. 65—75.
2. *Андреева О.В., Головин В.А.* О цеолит-гидрослюдисто-монтмориллонитовом типе аргиллизитов, вмещающих урановое оруденение. — Докл. АН СССР, 1979, **248**, № 4, с. 939—944.
3. *Андреева О.А., Зотов А.В.* Метасоматическая зональность измененных пород областей современной гидротермальной деятельности. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982, с. 14—36.
4. *Блох А.М.* Bentonитовые глины в Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1959, **128**, № 5, с. 1042—1045.
5. *Бойцов В.Е., Легиерски Я.* Последовательность и время минералообразования на некоторых гидротермальных урановых месторождениях. — Геология руд. месторождений, 1977, № 1, с. 39—50.
6. *Бунтикова А.Ф., Петросян Р.В., Миляев А.С.* Перераспределение урана в процессе формирования ореола цеолитизации на урановом рудопроявлении. — Сов. геология, 1980, № 3, с. 18—28.
7. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. Л.: Недра, 1972. 236 с.
8. *Градусов Б.П., Зотов А.В., Русинов В.Л.* Условия образования каолинитов и монтмориллонитов на современных сольфатарных полях. — Докл. АН СССР, 1975, **222**, № 5, с. 1190—1193.
9. *Жариков В.А., Омеляненко Б.И.* Классификация метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 9—28.
10. *Злобин В.А.* Проявление уранового оруденения при цеолитизации трахилипаритовых порфиров. — Геология и геофизика, 1967, № 5, с. 44—54.
11. *Казацин Ю.В.* Современное состояние и ближайшие задачи изучения окolorудных метасоматитов. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966, с. 356—373.
12. *Наседкин В.В.* Типизация процессов гидротермального изменения вулканических стекол и современное минералообразование. — В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977, с. 123—136.
13. *Наседкин В.В., Наседкина В.Х.* Генетические и морфологические типы клиноптилолит-морденитовой минерализации вулканических областей. — В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, с. 122—134.
14. *Петросян Р.В., Бунтикова А.Ф.* Цеолитизация на урановом рудопроявлении. — Сов. геология, 1981, № 3, с. 91—100.

15. Рафальский Ф.П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.
16. Рогова В.П. Ломонитизация — новый тип околорудных изменений. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: Наука, 1976, с. 142—143.
17. Steiner A. The Wairakei geothermal area North Island, New Zealand, its subsurface geology and hydrothermal rock alteration. — Bull. N.Z. Geol. Surv., 1977, N 90, p. 132.
18. Tomasson I., Kristmannsditir H. High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykianes, Iceland. — Contribs Miner. and Petrol., 1972, 36, p. 123—134.

УДК 553.22:552.323.5

А.Г. Злотник-Хоткевич

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРОДУКТЫ ПАЛАГОНИТИЗАЦИИ СУБМАРИННЫХ БАЗАЛЬТОВ И ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ И ЛОКАЛИЗАЦИИ КОЛЧЕДАНЫХ РУД

Развиваемая в последние годы теория рециклинга [6, 18], сводящаяся к выщелачиванию металлических компонентов из вулканитов циркулирующими в них морскими водами с последующим осаждением металлов в виде сульфидов на морском дне, удовлетворительно объясняет наблюдаемую зависимость минеральных и геохимических особенностей сульфидных руд от состава подстилающих их пород. Однако с позиций рециклинга пока нельзя объяснить ряд особенностей локализации и минерального состава руд, имеющих большое поисковое значение: 1) расположение колчеданных руд на определенных стратиграфических уровнях и связь их в пространстве и во времени с дезинтегрированными базальтовыми стеклами; 2) приуроченность руд исключительно к депрессионным структурам; 3) появление специфических минеральных фаций, представленных железозоксидными рудами, осадочными хлоритовыми породами и марганцевыми или железо-марганцевыми рудами; 4) постоянство содержания железа в рудах месторождений, связанных с базальтсодержащими формациями, вне зависимости от состава подстилающих их пород.

Приводимые в настоящей статье данные о связи колчеданного оруденения с процессами палагонитизации субмаринных базальтов позволяют объяснить эти особенности и способствуют решению проблемы источников железа.

К палагонитам относят метасоматические продукты гидратации и частичного выщелачивания базальтового стекла (сидеромелана) [2]. По А.Р. Грентнеру [2] и Е. Бонати [12], на месте стекловатых зон закалки базальтовых пиллоу и их обломков образуется тонкодисперсный агрегат, состоящий из смеси монтмориллонита (обычно смектита), цеолитов, гидроокислов железа и марганца. Палагонитовые корки нередко имеют концентрически-зональное строение, обусловленное различными количественными соотношениями перечисленных минералов. При разрушении и перетолжении механически нестойких палагонитовых корок, а также за счет выщелачивания ряда компонентов из базальта ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  и др.) формируются илестые палагонитовые осадки, в которых соотношения перечисленных минералов широко варьируют вплоть до образования мономинеральных смектитовых, гетитовых, кремнистых илов. По мнению Е. Бонати [12], с этим же процессом связано отложение гигантских масс металлоносных железо-марганцевых осадков Тихого океана, состоящих из гетита, аморфных гидроокислов Mn, монтмориллонита и минералов биогенного и золотого происхождения.

В областях древнего субмаринного вулканизма проявления палагонитизации обычно затушеваны наложенным зеленокаменным метаморфизмом и различаются лишь в районах со слабыми начальными его стадиями. Их удалось выделить в Средне-Орском рудном районе Зеленокаменной зоны Мугуджар [5], где вторичные минералы развиваются избирательно в краевых частях базальтовых пиллоу и их обломков, а центральные части пиллоу лишь слабо альбитизированы и хлоритизированы. На месте корок закалки возникают тонкозернистые агрегаты преимущественно хлоритового состава с примесью эпидота, карбоната, кварца и окислов железа. Многие агрегаты имеют концентрически-зональное строение, по рисунку аналогичное таковому в палагонитовых корках на обломках базальтов со дна Тихого океана. Аналогичным материалом заполнены интерстиции между блоками пиллоу, но для них уже характерна слабая дифференциация материала с образованием мономинеральных хлоритовых, существенно железоокисных и кремнисто-железоокисных агрегатов.

Дифрактометрическое исследование хлоритов из краев пиллоу и их интерстиций показало присутствие среди них реликтов монтмориллонита, а при микроскопическом изучении окислов железа обнаружены реликты гетита и псевдоморфозы магнетита и маггемита по гетиту.

Избирательное развитие описанных изменений в краях пиллоу, региональное их распространение, характерная концентрическая зональность и присутствие реликтов монтмориллонита и гетита указывают на их палагонитовое происхождение.

Подобные преобразования отмечены и в других районах. В базальтах Кипра большая часть стекла и ферромагнезиальных минералов замещена монтмориллонитом, в то время как плагиоклаз остается неизменным. Эти преобразования развиты повсеместно и обусловлены диагенетическими реакциями с морской водой [20]. Палагонитовые корки хлоритового или хлорит-железоокисного состава наблюдались в базальтах Северного и Южного Урала и ряде других районов СССР.

Как и в современных океанах, в областях древнего субмаринного вулканизма нередко встречаются осадочные образования, которые могут быть связаны с процессом палагонитизации. Среди них характерны хлоритовые породы, железоокисные (магнетитовые, маггемит-магнетитовые, гетитовые, гематитовые, кремнисто-гематитовые) руды, а также марганцевые и железо-марганцевые накопления. Эти скопления обычно локализируются на тех же стратиграфических уровнях, что и колчеданные месторождения, и весьма часто пространственно совмещены с залежами сульфидных руд.

Среди них наиболее распространены хлоритовые породы. Они известны на многих колчеданных месторождениях Урала (Узельга, Им. XIX партсъезда, Новый Шемур, Сибай, Молодежное), Мугуджар (Летнее, Приорское), Северного Кавказа (Уруп, Худес). Они образуют согласные с напластованием линзоподобные тела мощностью от первых метров до 80—100 м, подстилающие сульфидные залежи, встречаются в виде прослоев (до десятков сантиметров) на выклинивании рудных залежей, реже в кровле залежей или внутри них. Наиболее детально изучены хлоритовые породы, подстилающие рудные залежи месторождений Летнее, Новый Шемур и Им. XIX партсъезда [5].

Всем им свойственны следующие особенности: 1) существенно хлоритовый состав, общее количество минералов-примесей (рутила, лейкоксена, сфена, альбита, эпидота, серицита, пирита, магнетита) не превышает 10—15%; 2) резкие контакты с вмещающими породами; 3) полное отсутствие реликтов пород, которые могли бы подвергаться замещению хлоритом;

Таблица 1

Средние валовые составы (в вес.%) хлоритовых пород колчеданных месторождений Урала\*, корок закалки базальтовых пиллоу и смектита из Срединно-Атлантического хребта

| № п/п | Месторождение                                   | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   |
|-------|-------------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|
| 1     | Летнее                                          | 40,24            | 1,26             | 16,25                          | 2,13                           | 14,25 |
| 2     | Новый Шемур                                     | 26,62            | 0,55             | 19,74                          | 3,39                           | 14,19 |
| 3     | Им. XIX партсъезда                              | 29,87            | 0,53             | 28,05                          | 3,05                           | 4,03  |
| 4     | Средний состав корок закалки базальтовых пиллоу | 39,05            | 1,12             | 15,47                          | 9,33                           | 10,93 |
| 5     | Состав смектита                                 | 39,7             | 1,8              | 16,5                           | —                              | —     |

\* При расчете железа, связанное в пирите, исключено.  
 Ан. 1—4 по [5], ан. 5 — по [19].

4) зональность, обусловленная возрастанием железистости хлоритовых пород от подошвы к кровле (т.е. к руде) и установленная по химическим анализам, увеличению показателей преломления хлоритов и соотношениям главных базальных отражений.

Выявленная зональность существенно отличает рассматриваемые хлоритовые породы от гидротермальных хлоритовых метасоматитов, в которых содержание железа увеличивается по мере удаления от руды [15]. Это обстоятельство, а также резкие их контакты с вмещающими породами, изредка встречаемые слоистые текстуры (Летнее месторождение), переслаивание с вулканомитовым материалом (Новый Шемур) позволяют предполагать осадочный способ их отложения. Пелитовая размерность слагающих их хлоритовых чешуек и присутствие в них конкреций пирита (Молодежное месторождение) указывают на илистое состояние хлоритовых пород в момент образования.

Валовой химический состав хлоритовых пород зависит от типа вмещающего их вулканического разреза. В офиолитовых, существенно базальтовых формациях (месторождения Летнее и Приорское) они практически идентичны по составу палагонитовым смектитовым илам из Срединно-Атлантического хребта и близки по составу коркам закалки базальтовых пиллоу, за счет которых образуются палагонитовые осадки (табл. 1). В кремнекислых разрезах контрастных и непрерывных формаций (месторождения Новый Шемур и Им. XIX партсъезда) хлоритовые породы отличаются пониженными содержаниями SiO<sub>2</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, более низким отношением FeO<sub>сум</sub>/MgO и высокими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. табл. 1). Возможно, эти особенности обусловлены присутствием материала, возникшего при палагонитизации кремнекислых стекол. Преобразование кислых стекол в смесь монтмориллонита и кристобалита под воздействием морской воды наблюдалось в обсидиановых лавах Японии. Образующийся монтмориллонит отличается от исходной породы более высокими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO<sub>сум</sub> и MnO и более низкими — SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O,

| FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | MgC   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O* |
|------------------------------------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------|
| 16,38                              | 0,10 | 10,58 | 1,25 | 0,37              | 0,92             | 7,39              |
| 17,58                              | 0,10 | 19,65 | 0,28 | 0,07              | 0,06             | 10,45             |
| 7,08                               | 0,06 | 13,35 | 0,41 | 0,08              | 0,06             | 11,58             |
| 20,26                              | 0,16 | 9,24  | 6,39 | 2,06              | 0,57             | 4,95              |
| 15,6                               | 0,06 | 12,0  | 0,5  | 0,8               | 1,7              | —                 |

количество TiO<sub>2</sub> остается таким же. Так как содержание TiO<sub>2</sub> в рассматриваемых хлоритовых породах промежуточное между средними значениями для базальтов и кислых пород, то предположение о примеси кислого палагонитового материала можно считать подтвержденным.

Таким образом, зависимость состава хлоритовых пород от состава вмещающих вулканитов, химическое сходство хлоритовых пород и современных палагонитов в офиолитовых формациях и присутствие в них реликтов монтмориллонита, установленное дифрактометрическими исследованиями, указывают на их связь с процессами палагонитизации базальтовых и кремнекислых стекол.

Руды железистоокисного состава и окислы железа установлены во всех колчеданных месторождениях, связанных с базальтсодержащими формациями. Количество их колеблется в широких пределах — от долей процента (большинство месторождений) до объемов, превышающих запасы сульфидных руд. Железистоокисные руды обычно образуют пластовые накопления, перекрывающие залежи сульфидных руд (месторождения Кипра; Гайское, Талган в СССР и др.) и постоянно встречаются на выклинивании рудных залежей в виде тонких слоев, чередующихся со слоями хлоритовых пород и сульфидов (Новый Шемур, Шемур, Талган и др.), реже они образуют нижние части залежей (Летнее, Приорское). Минеральный состав этих руд разнообразен. В современных и относительно молодых месторождениях преобладают гетитовые и лимонитовые руды (Красное море, меловые месторождения Кипра). В более древних месторождениях встречаются гематитовые, кремнисто-гематитовые, магнетитовые и маггемит-магнетитовые руды. Первичные особенности древних руд большей частью стерты перекристаллизацией. Однако на многих месторождениях в них установлены реликты гетита и псевдоморфозы безводных окислов Fe по игольчатым выделениям гетита. Первичная структура наиболее часто сохраняется в кремнисто-гематитовых образованиях, где наблюдается скопление чрезвычайно тонких сферических или хлопьевидных

частиц менее 1 мкм, взвешенных в кремнистой массе либо образующих метаколлоидные стяжения оолитовидной формы (рис. 1) и фрамбоиды. Иногда наблюдается сохранение этих форм при преобразовании гематита в магнетит или маггемит.

Для решения вопроса о генезисе железоокисных минералов в колчеданных рудах было предпринято сравнительное изучение магнитных особенностей таких минералов с окислами железа заведомо палагонитового происхождения. Для исследования были отобраны образцы маггемит-магнетитовых руд из донных частей залежей месторождений Летнее и Приорское и образцы хлоритового палагонитового материала с вкрапленностью окислов железа из интерстиций базальтовых пиллоу, образующих рудовмещающий разрез. Проводилось определение точек Кюри, магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности, разрушающего поля намагниченности, насыщения и температур образования ферромагнетиков методом последовательных нагревов Телье и коэрцитивных спектров [3]. Здесь приводятся основные выводы.

1. Железоокисные руды месторождений и ферромагнетики в интерстициях образованы минералом, по свойствам промежуточным между магнетитом и маггемитом и представляющим твердый раствор маггемит-магнетитового состава.

2. Ферромагнитные минералы в обоих случаях образованы в процессе обезжизнения гетитовых скоплений в восстановительной обстановке.

3. Температуры образования ферромагнитных минералов не более 200°С.

4. Свойства ферромагнетиков из руд и интерстициального материала идентичны.

Первично-гетитовый состав руд, идентичность их магнитных особенностей с окислами железа палагонитового происхождения и соответствие размеров реликтовых частичек гидроокислов железа в рудах размерам их в современных палагонитовых осадках позволяют предполагать палагонитовое происхождение железоокисных руд.

Дополнительно на это указывает их ассоциация с хлоритовыми породами. В основании рудных залежей хлоритовые породы перекрываются железоокисными рудами, которые, в свою очередь, сменяются сульфидно-железоокисными и сульфидными рудами (месторождения Летнее, Приорское, Сибай, Новый Шемур). На выклинивании рудных залежей наблюдается ритмичное переслаивание хлоритовых пород, кремнисто-гематитовых образований и сульфидных руд (месторождения Уруп и Худес [9]). В кровле рудных залежей в железоокисных рудах могут присутствовать прослойки монтмориллонитовых глин (месторождения Кипра [14]) либо породы хлорит-железоокисного состава (месторождение Учалы).

Марганцевая минерализация установлена только в кровле и на выклинивании рудных залежей. Наиболее характерна она для месторождений Кипра, где над рудными залежами развиты пласты умбры, состоящей из тонкодисперсной смеси гетита и аморфных гидроокислов марганца. Умбры представляют собой продукт подводного выветривания базальтовых лав, т.е. палагонитовые осадки [14]. Действительно, умбры чрезвычайно сходны с металлоносными Fe-Mn осадками Тихого океана [7].

В более древних месторождениях в кровле и на выклинивании в прослоях и желваках красных кремней установлены браунит, яacobсит, родохрозит, пьомонит (месторождение Им. XIX партсъезда), сплошные марганцевые руды, состоящие из родохрозита, гаусманита и родонита (Учалинское месторождение). В кровле месторождений Северного Кав-

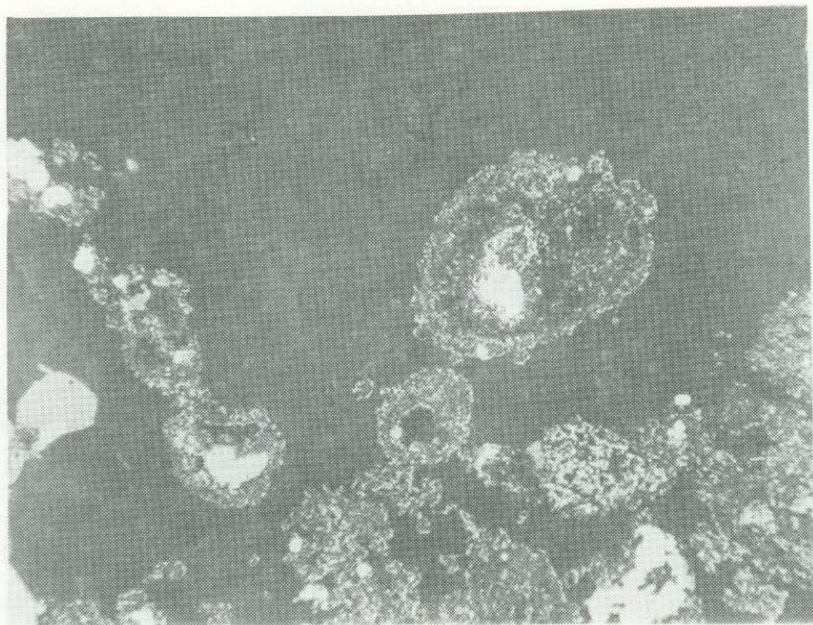


Рис. 1. Оолитоподобные стяжения гетита (серое) в кварце (темное), частично замещенные халькопиритом (белое). Месторождение Новый Шемур, полир. шлиф, увел. 250

каза Н.В. Резниковым обнаружены конкреции гематит-браунитового состава и вкрапленность пьемонтита и родохрозита. По-видимому, комплекс перечисленных минералов образуется в процессе диагенеза и метаморфизма Fe-Mn осадков. Рентгеновское исследование образцов этих осадков из Тихого океана показало, что после нагрева их до 300–400°С в них наряду с линиями гематита появляются линии браунита, который широко распространен в марганцевых фациях древних месторождений.

Соотношения сульфидной минерализации с описанными фациями палагонитовых осадков указывают на то, что накопление последних охватывает больший интервал времени, чем сульфидообразование. Хлоритовые породы под рудными залежами подвергаются гидротермальному метаморфизму. В зонах рудовыводящих каналов они частично замещаются кварцсерицит-пиритовыми агрегатами. В этих участках стирается свойственная им зональность в распределении железа [3]. Железоокисные руды полностью или частично замещаются сульфидами, что отчетливо видно на Приорском месторождении, где по магнетитовой массе развиваются метасоматические прожилки и пятнистые скопления пирита с расплывчатыми границами, причем количество пирита возрастает по мере приближения к сульфидной части залежи. На Ново-Шемурском месторождении установлены полузамещенные остатки метаколлоидных железоокисных агрегатов в зернах пирита. Они могут быть представлены игольчатыми зернами гетита (или магнетита), сохраняющими радиальную ориентировку (рис. 2), пылевидными микровключениями магнетита, трассирующими контуры бывших оолитоподобных стяжений, единичными включениями магнетита в центральных частях зерен. Подобные соотношения наблюдались на Филлиппинском месторождении. Замещение магнетита пиритом отмечено В. Гриф-



Рис. 2. Игольчатые реликты гетита (серое) с радиальной ориентировкой в пирите (светло-серое), темное — кварц. Месторождение Новый Шемур, полир. шлиф, увел. 400

фитсом на месторождении Эргани-Маден в Турции, полузамещенные остатки кремнисто-гематитовых пород описаны Т. Джонсом на месторождении Лоррейн, Филиппины.

На выклинивании рудных пластов отмечается ритмичное чередование сульфидных, хлоритовых и железисто-окисных слоев, что, очевидно, свидетельствует о ритмично-синхронном накоплении этого разнородного материала.

В кровле рудных залежей палагонитовые осадки обнаруживают признаки более позднего образования. В железисто-окисных и хлорит-железисто-окисных рудах кровли часто присутствуют обломки сульфидных руд, с краев частично замещенные окислами железа (Учалы, месторождения Кипра). На многих месторождениях железисто-окисные и марганцевые руды отделены от сульфидных руд пластами вулканитов без признаков гидротермальных изменений. Это характерно для умбр Кипра, обычно отделенных от сульфидных руд потоками свежих базальтов, наблюдалось на Талганском месторождении, где кремнисто-гематитовые породы залегают над рудами в неизмененных породах (рис. 3).

Все эти данные позволяют сделать вывод, что накопление палагонитовых осадков начинается от гидротермальной деятельности, продолжается одновременно с ней и заканчивается после ее завершения.

На отсутствие связи описанных минеральных фаций с гидротермальной деятельностью, помимо обособленных пластов, отделенных от сульфидных руд неизмененными породами, указывают также различные температуры образования сульфидов и окислов железа. Если для сульфидных руд многочисленными измерениями температур гомогенизации газовой-жидкой включений установлен температурный интервал в  $350-150^{\circ}\text{C}$ , то для ге-

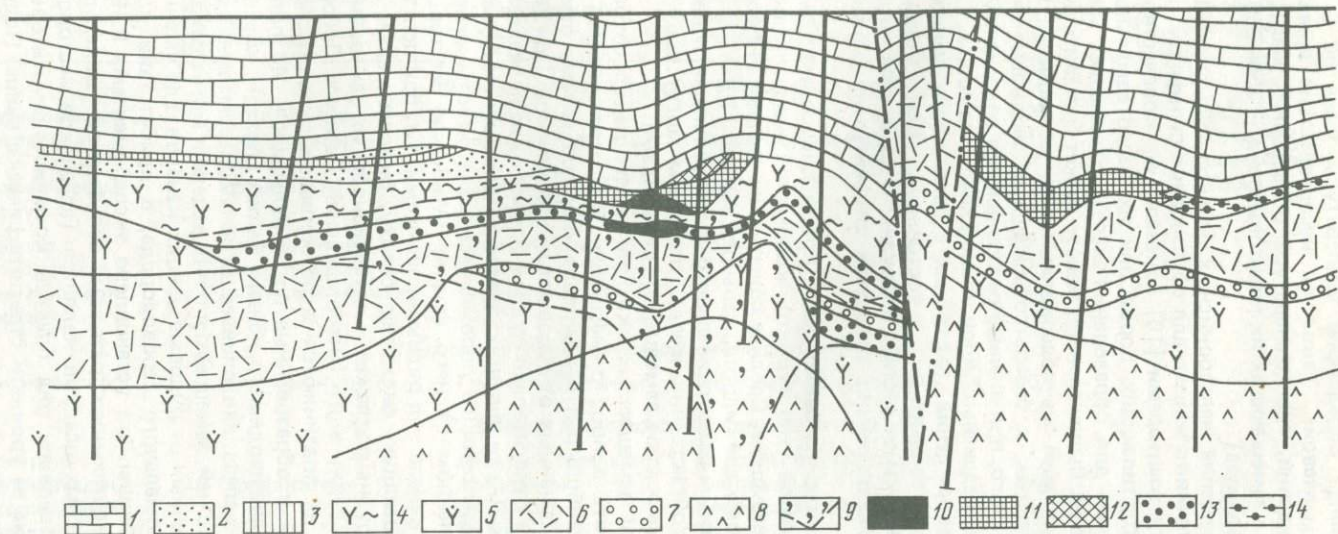


Рис. 3. Поперечный разрез Талганского месторождения

1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — кремнисто-гематитовые породы; 4 — игнимбритовидные туфолавы липарито-дацитов; 5 — крупнопорфировые липарито-дациты; 6 — витрокластические туфы кислого состава; 7 — конгломераты; 8 — андезиты; 9 — ореол кварц-серичитовых метасоматитов с пиритом и его границы; 10—12 — массивные сульфидные руды: 10 — пиритовые, 11 — халькопирит-сфалерит-пиритовые, 12 — халькопирит-пиритовые; 13—14 — прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в кремнисто-гематитовых породах: 13 — пиритовая, 14 — полиметаллическая с баритом

магнитовых руд Урупского, Худесского, Сибайского месторождений магнитными исследованиями определены температуры ниже  $50^{\circ}\text{C}$  (личное сообщение Е.В. Кузьмичевой). Такое же несоответствие выявлено на Приорском месторождении, где температура образования магнетитовых руд  $200^{\circ}\text{C}$  или ниже, а замещающих их пиритовых руд —  $350\text{--}360^{\circ}\text{C}$  (личное сообщение А.Д. Ракчеева).

Установленное замещение железистоосадочных осадков сульфидами определяет их роль как источника железа для образования сульфидов. Исследования В.Б. Чекавидзе с соавторами [10] показали, что количество железа, выщелоченного из подстилающих пород при их гидротермальном метаморфизме, недостаточно для образования железосодержащих минералов руд и измененных пород. Выщелоченное железо может составить лишь 13% веса рудной массы, среднее же содержание этого компонента в рудах месторождений, связанных с базальтсодержащими формациями, равно 40% (табл. 2). Кроме того, при анализе распределения содержания железа в рудах месторождений различных типов установлено следующее.

1. Руды всех месторождений, связанных с базальтсодержащими формациями, характеризуются высоким и постоянным содержанием железа ( $40 \pm 3\text{--}4\%$ ), не зависящим от состава пород, типа метасоматической колонки и расположения базальтов относительно колчеданных залежей.

2. В рудах месторождений, связанных с кремнекислыми формациями, не содержащими базальтов (тип куроко), количества железа непостоянны и в целом в 2–2,5 раза ниже. Среднее содержание железа (17%) близко к значению, приводимому для гидротермального выноса [10].

Очевидно, что, помимо гидротермального выщелачивания и рециклинга, существует и другой источник железа, которым могут быть железистоосадочные палагонитовые осадки, замещаемые сульфидами.

Поскольку реликты замещаемых окислов железа редко сохраняются в рудах, трудно решить вопрос о масштабах этого замещения. Можно лишь отметить, что наибольшая сохранность окислов железа отмечается в участках, наиболее удаленных от рудовыводящих каналов. При центральном положении канала относительно рудной залежи окислы железа сохраняются на выклиниваниях и флангах залежей (большинство месторождений), в случае асимметричного положения канала окислы железа концентрируются на удаленном от него фланге (Майнское месторождение [1]). При отсутствии канала под рудными залежами, т.е. при поступлении рудовыводящих каналов в рудовыводящую депрессию сверху, окислы железа обычно слагают данные части рудных залежей и интенсивность их замещения сульфидами уменьшается сверху вниз (месторождения Летнее и Приорское). Этим закономерностям не подчиняются железистоосадочные руды, расположенные в кровле залежей и образованные после сульфидов. Их положение не зависит от места рудовыводящего канала. Таким образом, можно предположить, что окислы железа, накапливаемые до гидротермальной деятельности и одновременно с ней, замещаются почти нацело и могут сохраняться лишь в участках, удаленных от рудовыводящих каналов, где уменьшается концентрация гидротермального сероводорода, в присутствии которого окислы железа неустойчивы, что установлено экспериментами Р. Бернера [17]. Примером избирательного развития сульфидной минерализации по платформенно железистоосадочным осадкам является Талганское месторождение (см. рис. 3), где установлен ряд пластов кремнисто-гематитовых руд под рудной залежью, на ее уровне и стратиграфически выше. Подрудные пласты частично замещаются прожилками и вкрапленностью пирита, лишь в участках, пересекающихся с зоной рудовыводящего канала, осуществ-

Содержания железа в массивных рудах месторождений различных типов

| Месторождение                                                       | Рудовмещающие вулканические формации          | Состав подрудных пород                                      | Минеральный тип подрудной метасоматической колонны | Fe, % | Источник информации         |
|---------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|-------|-----------------------------|
| <i>Медно-цинковые месторождения уральского типа</i>                 |                                               |                                                             |                                                    |       |                             |
| Бурибайское<br>Учалы                                                | Контрастные базальт-липаритовые (дацитовые)   | Базальты                                                    | Кварц-серицит-хлоритовый                           | 42,5  | [8]                         |
|                                                                     |                                               | Базальты + дациты                                           |                                                    | 41,9  | Технологическое опробование |
| Новый Шемур<br>Шемур                                                | (дацитовые)                                   | Дациты                                                      | То же                                              | 39,4  | То же                       |
|                                                                     |                                               | Базальты + дациты                                           |                                                    | 40,2  | "                           |
| Чебачье<br>Молодежное<br>Им. XIX партсъезда                         | Непрерывные базальт-андезит-дацит-липаритовые | Липарито-дациты                                             | То же                                              | 37,3  | "                           |
|                                                                     |                                               | Дациты + базальты                                           |                                                    | 37,4  | "                           |
|                                                                     |                                               | Липарито-дациты                                             |                                                    | 40,4  | "                           |
| <i>Полиметаллические месторождения филизчайского типа</i>           |                                               |                                                             |                                                    |       |                             |
| Филизчайское                                                        | Непрерывные                                   | Глинистые сланцы                                            | Карбонат-хлоритовый                                | 40,8  | "                           |
| <i>Медные месторождения кипрского типа</i>                          |                                               |                                                             |                                                    |       |                             |
| Приорское<br>Эргани-Маден<br>Скориоутисса<br>Калавазос<br>Мавровони | Офиолитовые                                   | Дациты + базальты                                           | Колонны под рудой нет                              | 44,4  | "                           |
|                                                                     |                                               | Аргиллиты                                                   | Хлоритовый                                         | 39,5  | [15]                        |
|                                                                     |                                               | Базальты                                                    | Кварц-хлоритовый                                   | 44,5  | [11]                        |
|                                                                     |                                               | То же                                                       | То же                                              | 43,4  | [11]                        |
|                                                                     |                                               | "                                                           | "                                                  | 43,0  | [11]                        |
| <i>Полиметаллические месторождения типа куроко</i>                  |                                               |                                                             |                                                    |       |                             |
| Яносава                                                             | Андезит-липарит-дацитовые                     | Дациты, липариты, андезиты, кислые туфы и туфобрекчи, глины | Серицит-хлорит-каолиновый                          | 15,5  | [16]                        |
| Дайкоку                                                             |                                               |                                                             |                                                    | 20,7  | [16]                        |
| Бентен                                                              |                                               |                                                             |                                                    | 19,4  | [16]                        |
| Иокодавара                                                          |                                               |                                                             |                                                    | 13,7  | [16]                        |
| Учинотай                                                            |                                               |                                                             |                                                    | 16,8  | [16]                        |
| Увакуми                                                             |                                               |                                                             |                                                    | 4,8   | [16]                        |
| Акетоши                                                             |                                               |                                                             |                                                    | 10,6  | [16]                        |

вляется полное замещение. Резкие границы прожилков свидетельствуют о замещении этих пластов в литифицированном состоянии. Рудная залежь, видимо, также образована на месте кремнисто-гематитового пласта, на что указывают изредка встречающиеся остатки этих пород в руде и смена по латерали массивных сульфидных руд кремнисто-гематитовой породой с вкрапленностью и прожилками сульфидов и барита. Эта смена осуществляется на восточном фланге, наиболее удаленном от рудовыводящего канала. Замещение, видимо, происходило на морском дне, на что указывают расплывчатые границы сульфидных прожилков и изредка встречающиеся слоистые текстуры сплошных массивных сульфидных руд. Выше лежащие пласты кремнисто-гематитовых пород совершенно не содержат сульфидной минерализации.

Таким образом, палагонитовые железосодержащие осадки являются "сырьем" для образования железосодержащих сульфидов. Это обстоятельство в какой-то мере определяет условия локализации колчеданных руд — расположение колчеданных месторождений на определенных стратиграфических уровнях, на которых формируются палагонитовые осадки. Положение последних определяется характером базальтового вулканизма. По данным Е. Бонати [12], базальты по-разному взаимодействуют с морской водой. Наиболее реакционные дезинтегрированные стекловатые разновидности базальтов (гиалокластиты, лавы с мелкошаровым строением, пепловые туфы). Эта особенность объясняется, во-первых, большим количеством стекловатой фазы, во-вторых, значительным увеличением суммарной площади контакта базальт — морская вода в дезинтегрированных разновидностях по сравнению с обычными пиллоу-лавами. Очевидно, что наибольшее количество палагонитового материала может быть образовано за счет дезинтегрированного базальтового стекла, что и отмечено в современных океанах [12].

В связи с этим установленная в последние годы связь колчеданных месторождений с базальтовыми гиалокластитам в пространстве и во времени является закономерной. Наиболее четко эта связь видна в офиолитовых формациях. Например, в Северных Мугоджарах установлена приуроченность всех колчеданных месторождений к толще гиалокластитов и гиалобазальтов с мелкошаровой (менее 0,3 м) текстурой [4]. Ассоциация месторождений с подобными породами отмечается и на Кипре. Г. Константиноу, рассматривая происхождение брекчиевых руд, отмечает их текстурное сходство с вмещающими базальтовыми агломератами и брекчиями. Стекловатые базальты с корками и прожилками палагонитового материала установлены в осевой части Красноморского рифта и непосредственно под рудными осадками впадины Атлантик II.

Для месторождений в контрастных и непрерывных формациях Урала эта связь менее отчетлива. Здесь колчеданные месторождения локализируются в кремнекислых вулканитах на склонах базальтовых гряд и поднятий. Вершины базальтовых поднятий сложены обычно гиалокластитам, которые также встречаются в виде отдельных потоков в рудовмещающих кремнекислых разрезах. Это обстоятельство может указывать на то, что по крайней мере часть рудовмещающих кислых вулканитов формируется одновременно с гиалокластитам.

Месторождения филизчайского типа в сланцевых геосинклиналях расположены, как правило, на одном стратиграфическом уровне со стекловатыми базальтами, которые могут быть удалены по латерали на значительные расстояния.

Остается неясным вопрос о причинах пространственного совмещения сульфидной и палагонитовой минерализации и приуроченности их исклю-

чительно к депрессионным участкам морского дна. По данным А.П. Лисицына с соавторами [7], образующиеся при взаимодействии базальтов с морской водой коллоидные (150–400 Å) микрочастицы гидроокислов железа и марганца имеют хлопьевидную форму и из-за большой удельной поверхности и высокого содержания воды способны долгое время удерживаться во взвешенном состоянии. Осаждение хлопьевидных частиц происходит преимущественно в понижениях дна, при этом они могут уноситься течениями на 2000–2500 км от места зарождения. Такой механизм удовлетворительно объясняет появление палагонитовых осадков в кремнекислых разрезах, вмещающих месторождения уральского типа. Палагонитовые частицы могли зарождаться на базальтовых поднятиях и сноситься течениями на их склоны, где развивался кислый вулканизм. Проявления колчеданной минерализации и следы гидротермальной деятельности в виде штокверковых зон пиритовой минерализации, фиксирующих пути движения растворов, установлены как на поднятиях, так и в депрессионных участках. Образование же промышленных рудных скоплений осуществляется только над штокверками в зонах депрессионных участков. На поднятиях скопления массивных руд не установлены. Это явление объяснялось стеканием более тяжелых по отношению к морской воде гидротермальных рассолов в пониженные участки морского дна. Однако установлено [20], что гидротермальный раствор вследствие высокой температуры на выходе (300–350 °С) обладает градиентом плотности и образует воздымающийся и расширяющийся кверху столб ("перо"), разгрузка которого осуществляется над местом выхода [20]. Именно такое поведение растворов и температуры порядка  $350 \pm 30^\circ\text{C}$  выявлены в недавно открытых сульфидных проявлениях на дне Тихого океана [17].

По-видимому, причиной локализации руд в депрессиях является присутствие в них железоокисных осадков, которые, вступая во взаимодействие с гидротермальными растворами, обогащенными сероводородом, преобразуются в сульфиды. Растворы, выходящие на поднятиях, вероятно, рассеиваются в морской воде, либо образуют непромышленные скопления за счет железа, выщелоченного из подстилающих пород. Примерами таких скоплений могут быть отмеченные выше мелкие проявления сульфидной минерализации в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия. Характерно, что содержание железа в них значительно ниже, чем в колчеданных месторождениях, и колеблется от 1,28 до 12,6%, лишь в одном образце достигая 45,7% [17].

Таким образом, участие палагонитовых осадков в формировании колчеданных руд в качестве источника железа определяет пространственную и временную связь колчеданного оруденения с горизонтами дезинтегрированного базальтового стекла и обуславливает концентрацию сульфидных масс в депрессионных участках морского дна, содержащих железоокисные и другие по составу палагонитовые накопления.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоус Н.Х., Новожилова В.И. Парагенезис эксгальационно-осадочных железных и колчеданных руд Майнского месторождения. — Тр. Сиб. научно-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, 1964, вып. 35, с. 16–30.
2. Гретнер А.Р. Палагонит и процесс палагонитизации. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 5, с. 32–41.
3. Злотник-Хоткевич А.Г., Кузьмичева Е.В. О происхождении ферромагнитных минералов в колчеданных рудах Северных Мугоджар. — Геология и геофизика, 1981, № 11, с. 76–83.

4. Злотник-Хоткевич А.Г., Петрова М.А. Процессы синвулканического преобразования базальтов в Северных Мугоджарах и связь с ними колчеданного оруденения. — Геология руд. месторождений, 1979, № 1, с. 72—87.
5. Злотник-Хоткевич А.Г., Алышева Э.И., Лайпанов Х.Х. Зональность и вопросы генезиса хлоритовых пород колчеданных месторождений. — Тр. ЦНИГРИ, 1980, вып. 150, с. 10—19.
6. Кривцов А.И. Количественные аспекты проблемы источников вещества рудных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1981, № 5, с. 3—18.
7. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдма И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис. — Океанологические исследования, 1976, № 29, с. 289—379.
8. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
9. Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра, 1972. 214 с.
10. Чекваидзе В.Б., Алышева Э.И., Кудрявцева Н.Г., Русинова О.В. Хлориты и серициты околорудных метасоматитов полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Тр. ЦНИГРИ, 1980, вып. 150, с. 19—27.
11. Bear L.M. The mineral resources and mining industry of Cyprus. — In: Cyprus Geol. Surv. Dept., 1963, vol. 1. 208 p.
12. Bonatti E. Mechanism of deep-sea volcanism in the South Pacific. — Res. Geochem., 1967, 2, 202—228.
13. Clark L.A. Comparison of cupriferous pyrite deposits of Cyprus and Japanese kuroko deposits. — In: Proc. JMA—JAGOD Meeting'70. Soc. mining geol. Japan. Spec. issue, 1971, 3, p. 206—215.
14. Constantinou G., Govett G.J.S. Genesis of sulphide deposits ochre and umber of Cyprus. — Trans. inst. mining and metallurgy, 1972, 81, sec. B, p. 34—36.
15. Griffiths W.R., Albers J.R., Öner Ö. Massive sulfide cooper deposits of the Ergany-Maden area southeastern Turkey. — Econ. Geol., 1972, 67, N 6, p. 701—717.
16. Geology of kuroko deposits/Ed. S. Ishihara. Tokio, 1974. 435 p.
17. Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J.L. Sulfide deposits from East Pacific Rise near 21°N. — Science, 1980, 207, N 4438, p. 1433—1444.
18. Ohmoto H. Submarine calderas: a key to the formation of volcanogenetic massive sulfide deposits. — Mining Geology, 1978, 28, N 150, p. 219—231.
19. Seyfried W., Bischoff J.L. Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: the role of seawater/basalt ratio. — Earth and Planet. Sci., 1977, 34, N 1, p. 71—77.
20. Solomon M., Walshe D. The formation of massive sulfide deposits on the sea floor. — Econ. Geol., 1979, 74, N 4, p. 797—813.

УДК 553.22 : 552.333.5

А.Г. Бороденков, Н.Н. Перцев

## ОКОЛОЖИЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ПРОДУКТАХ ИЗМЕНЕНИЯ ОКЕАНСКИХ БАЗАЛЬТОВ

Во время 68 и 69-го рейсов НИС "Гломар Челленджер" в керне ряда скважин встречена необычная околожильная зональность в базальтах [8]. Макроскопически она проявляется в виде различно окрашенных полос, зон общей мощностью не более 20 мм. Эти зоны особенно хорошо видны на мокрой поверхности керна и выделяются ярко-красной, оранжевой или желтой и темно-зеленой окраской. Сходные, но не столь ярко выраженные зональные окисные околожильные образования отмечались во многих точках глубоководного бурения и изучены в 34 и 46-м рейсах НИС "Гломар Челленджер" [5, 7].

Этот тип изменений принципиально отличается от так называемого фоновое, однородного изменения базальтов, на который он и накладывается. Проведенные исследования околотрещинной зональности позволили выделить два ее типа. Первый тип характеризуется выполнением централь-

ного прожилка красно-бурым веществом, за которым следует красная или оранжевая зонка, переходящая далее в темно-зеленую, непосредственно контактирующую с фоново-измененным базальтом. Второй тип имеет обратную зональность, в которой центр жилки сложен темно-зеленым субстратом, а периферические зонки соответственно имеют красный и желтый цвета. Микроскопическое исследование выявило, что цвет зонкам придают соответствующие глинистые минералы и гидроокислы железа, развивающиеся в микроиндалинках, микротрещинках и образующие псевдоморфозы по оливину вкрапленников и основной массы. При этом макроскопически кажущиеся резкими границы между зонками на самом деле нередко размыты, т.е. минерал, преобладающий в центральной части, в количественном отношении постепенно убывает к периферии, тогда как другой, занимающий подчиненное положение, постепенно начинает захватывать все больший объем, а затем, достигнув максимума, также постепенно исчезает в направлении фоново-измененного базальта. По этим признакам данные колонки принципиально отличаются от колонок классического типа, иными словами, если в классических колонках Д.С. Коржинского [3] каждая зона имеет качественно строго определенный минеральный состав, то в наших колонках состав всех зон качественно одинаков, а их различия обусловлены лишь количественным преобладанием тех или иных минералов.

Наблюдение минеральных соотношений в шлифах показывает, что в процессе околожильной переработки фоново-измененного базальта его глинистый минерал — смектит — замещается селадонитом, а реликтовый титаномagnetит служит источником железа при образовании гидроокислов. С помощью микрозонда была получена информация о составах глинистых минералов в зонках. Результаты этих анализов, а также их пересчеты на кристаллохимические формулы приведены в табл. 1 и 2. Приблизительные пересчеты формул глинистых минералов выполнены с учетом кристаллохимической классификации смектита [1] и способа, примененного при пересчетах смектитов и селадонитов [6]. В обеих таблицах увеличение номера анализируемого глинистого минерала происходит по мере удаления от центра колонки к периферии. При рассмотрении табл. 1, характеризующей колонку первого типа, можно видеть, что к центральным частям закономерно уменьшается содержание кремния и алюминия и в общем наблюдается возрастание количества железа и калия в глинистых минералах.

В глинистых минералах колонки второго типа те же тенденции осложняются максимумами и минимумами соответственно железа и кремния, алюминия в красной зонке (см. табл. 2). В обоих случаях, как и следовало ожидать, максимум в содержании калия приходится на зеленые зонки, сложенные преимущественно селадонитом, а железа — на красные, обогащенные гидроокислами железа. Полученные данные указывают на изменение активностей отмеченных компонентов по колонке, но не позволяют определить главные причины этого: является ли эта картина только следствием изменения кислотно-основных характеристик раствора при его просачивании, или здесь наряду с указанными факторами играет роль и перенос  $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ , приводящий в конечном итоге к изменению их валового содержания в различных участках колонки. Если к тому же принять во внимание качественно однородный состав всех зонек колонки (т.е. в "классическом" варианте по сути дела это одна зона), а также их общую крайне незначительную мощность, то, быть может, не лишено основания предположение об отсутствии здесь сколько-нибудь существенного градиента отмеченных выше параметров. Возвращаясь к упомянутым ранее

Таблица 1

Результаты микрозондовых анализов (в вес.%) и формульные коэффициенты глинистых минералов; скв. 504 В, обр. 802

| Компо-<br>ненты                | 1     | 2     | 3     | Компо-<br>ненты  | 1    | 2    | 3    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|------------------|------|------|------|
| SiO <sub>2</sub>               | 39,25 | 30,99 | 55,05 | Si               | 5,32 | 4,11 | 8,00 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,11  | 0,11  | 0,16  | Al <sup>IV</sup> | 0,47 | 0,38 |      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,91  | 2,42  | 3,39  | Fe <sup>IV</sup> | 2,21 | 3,51 |      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 44,24 | 51,00 | 10,54 | Fe <sup>VI</sup> | 2,30 | 1,57 | 1,15 |
| MnO                            | 0,17  | 0,17  | 0,08  | Al <sup>VI</sup> |      |      | 0,58 |
| MgO                            | 8,28  | 12,22 | 22,94 | Ti               | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| CaO                            | 1,62  | 1,26  | 1,53  | Mn               | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,27  | 0,25  | 0,16  | Mg               | 1,67 | 2,41 | 2,24 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,44  | 0,40  | 0,20  | Mg               |      |      | 2,73 |
| Сумма                          | 98,29 | 98,82 | 93,00 | Ca               | 0,24 | 0,18 | 0,24 |
|                                |       |       |       | Na               | 0,22 | 0,10 | 0,03 |
|                                |       |       |       | K                | 0,11 | 0,04 | 0,06 |

1 — яркий оливково-бурый; 2 — красно-бурый; 3 — желто-бурый.

Таблица 2

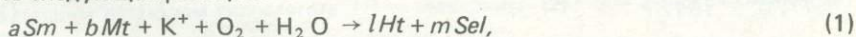
Результаты микрозондовых анализов (в вес.%) и формульные коэффициенты глинистых минералов; скв. 504 В, обр. 1475

| Компоненты                     | 1-1   | 1-2   | 2     | 3     | 4-1   | 4-2    | 5     | 6     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 42,12 | 36,32 | 44,31 | 50,22 | 48,19 | 40,77  | 50,81 | 49,32 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,06  | 0,07  | 0,57  | 0,29  | 0,15  | 0,11   | 0,19  | 0,58  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,53  | 2,88  | 4,44  | 3,62  | 3,51  | 2,24   | 3,99  | 6,14  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 39,56 | 44,62 | 36,18 | 29,88 | 28,63 | 60,21  | 26,97 | 12,72 |
| MnO                            | 0,10  | 0,14  | 0,11  | 0,08  | 0,07  | 0,15   | 0,05  | 0,04  |
| MgO                            | 5,45  | 3,78  | 4,48  | 4,68  | 4,53  | 3,76   | 5,60  | 22,79 |
| CaO                            | 0,87  | 1,04  | 2,09  | 1,72  | 1,41  | 0,94   | 1,32  | 2,69  |
| Na <sub>2</sub> O              | 5,61  | 5,40  | 5,60  | 7,33  | 7,41  | 3,20   | 7,97  | 0,12  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,87  | 0,88  | 0,99  | 0,87  | 0,66  | 0,79   | 0,60  | 0,88  |
| Сумма                          | 99,17 | 95,12 | 98,77 | 98,69 | 94,56 | 111,17 | 98,50 | 95,28 |
| Si                             | 5,91  | 5,51  | 6,33  | 7,15  | 7,15  |        | 7,23  | 8,00  |
| Al <sup>IV</sup>               | 0,75  | 0,51  | 0,75  | 0,61  | 0,61  |        | 0,67  |       |
| Fe <sup>IV</sup>               | 1,34  | 1,98  | 0,92  | 0,24  | 0,24  |        | 0,10  |       |
| Fe <sup>VI</sup>               | 2,84  | 3,12  | 2,97  | 2,97  | 2,97  |        | 2,79  | 1,55  |
| Al <sup>VI</sup>               |       |       |       |       |       |        |       | 1,17  |
| Ti                             | 0,01  | 0,01  | 0,06  | 0,03  | 0,02  |        | 0,02  | 0,07  |
| Mn                             | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  |        | 0,01  | 0,01  |
| Mg                             | 1,14  | 0,85  | 0,96  | 0,99  | 1,00  |        | 1,18  | 1,20  |
| Mg                             |       |       |       |       |       |        |       | 4,31  |
| Ca                             | 0,13  | 0,17  | 0,32  | 0,26  | 0,22  |        | 0,20  | 0,46  |
| Na                             | 1,00  | 1,04  | 1,02  | 1,33  | 1,40  |        | 1,45  | 0,03  |
| K                              | 0,24  | 0,24  | 0,27  | 0,24  | 0,19  |        | 0,17  | 0,28  |

1-1 — буровато-зеленый; 1-2 — темно-красный; 2 — буровато-зеленый; 3 — непрозрачный; 4-1 — зеленый, с черным ядром (зеленая часть); 4-2 — зеленый, с черным ядром (ядро); 5 — зеленый; 6 — светло-бурый.

фактам — полиминеральности зон колонки за счет наличия реликтовых минералов, изменению лишь количественных минеральных соотношений при сохранении их качественного единообразия, особенностям поведения состава минералов (имеется в виду довольно интенсивный разброс в содержаниях элементов в глинистых минералах одной зонки) — можно прийти к выводу о том, что в данном случае классический процесс диффузионного замещения фонового базальта в значительной мере осложняется кинетическими явлениями. Рассмотрим, насколько справедливо это предположение и как велика их роль.

Разберем последовательно два крайних случая протекания процесса. Для первого предположим отсутствие по колонке концентрационных градиентов  $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ , и тогда количественные минеральные различия по зонкам будут обусловлены лишь различной степенью протекания реакции. Во втором случае учтем возможный эффект перемещения данных элементов по колонке в условиях градиента рН просачивающегося раствора. В первом случае ход процесса в обобщенном виде можно описать следующей реакцией<sup>1</sup>:



где  $a, b, l, m$  — объемные коэффициенты фаз. Эта форма уравнения характеризует процесс, протекающий без перемещения по колонке главных элементов ( $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ), и поэтому в соответствии с ним количества образующихся в результате реакции гидроокислов и селадонита будут прямо подчинены количествам исходных смектитов и татаномagnetитов. Изменения этих количеств со временем в рассматриваемой системе описуется известным соотношением [2, 4]

$$-dX/dt = K_1 X, \quad (2)$$

где  $X$  — объем распадающейся системы ( $Sm + Mt$ ) в некий момент времени  $t$ ;  $K_1$  — приведенная константа скорости реакции (1). Преобразуем это выражение применительно к нашему объекту (колонке), а для этого найдем связь параметра  $t$  (времени протекания реакции) с параметром  $x$  (расстоянием по колонке). Очевидно, что в самом первом приближении она обратная, так как минимальному расстоянию по колонке ( $x = 0$ ) соответствует максимальное время проработки ( $t_{max}$ ), т.е. максимальное время протекания реакции, а периферические части характеризуются минимальным временем ( $t_{min}$ ) распада. Таким образом, можно принять, что

$$t = 1/x, \quad (3)$$

откуда дифференцированием получим

$$dt = -\frac{1}{x^2} dx. \quad (4)$$

Заменив переменную в уравнении (2), получим

$$dX/dx \cdot x^2 = K_1 X \quad (5)$$

или

$$dX/X = K_1 \frac{1}{x^2} dx, \quad (6)$$

<sup>1</sup> Приняты следующие условные сокращения минералов:  $Ht$  — гидрогетит;  $Mt$  — магнетит;  $Sel$  — селадонит;  $Sm$  — смектит.

откуда после интегрирования найдем закон изменения объема распадающейся системы ( $Sm + Mt$ ) при движении по колонке, т.е.

$$\ln X = -K_1/x + C_0 \quad (7)$$

или

$$X = C_0 e^{-K_1/x}. \quad (8)$$

Здесь константа интегрирования  $C_0$  находится из граничных условий, т.е. при  $x$ , возрастающем до максимума, объем исходной системы стремится к некоему начальному  $X_0$ . Примем его за единицу, и тогда окончательное выражение для  $X$  приобретает вид

$$X = e^{-K_1/x}. \quad (9)$$

Руководствуясь найденным соотношением (9), определим объемы образующихся селадонита и гидрогетита в данном процессе. Скорость выделения гидрогетита также пропорциональна объему исходных реагентов:

$$dY/dt = lK_1X, \quad (10)$$

где  $Y$  — объем выделяющегося гидрогетита;  $l$  — объемный коэффициент при гидрогетите в реакции (1). Помимо коэффициента пропорциональности  $l$ , выражение (10) отличается от (2) знаком, учитывающим положительное приращение объема гидрогетита со временем. Преобразуя выражение (10) в соответствии с (9), получим

$$dY/dt = lK_1 e^{-K_1/x}, \quad (11)$$

откуда после замены переменной с учетом (4) будем иметь

$$dY = -lK_1 \frac{1}{x^2} e^{-K_1/x} dx. \quad (12)$$

Интегрируя это выражение, найдем

$$Y = -l e^{-K_1/x} + C_1. \quad (13)$$

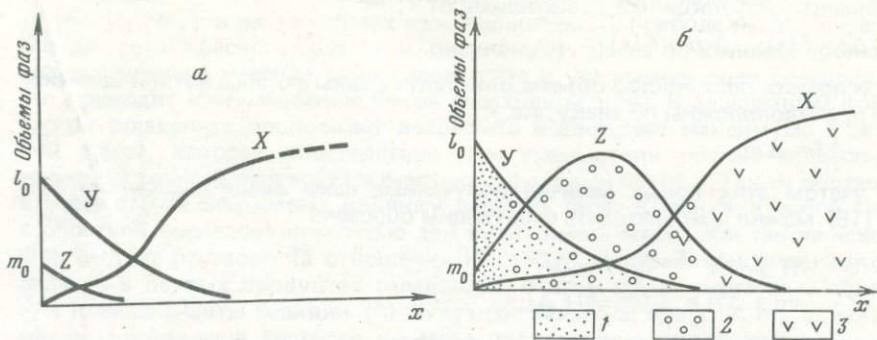
Здесь  $C_1$  (константа интегрирования) находится из следующих граничных условий: при  $x$ , стремящемся к бесконечности,  $Y$  должен быть равен 0, откуда  $C_1 = l$ , а

$$Y = l(1 - e^{-K_1/x}). \quad (14)$$

С помощью сходных операций аналогичное выражение получим и для  $Z$  — объема образующегося в реакции (1) селадонита в каждой точке колонки  $x$ . Итак,

$$Z = m(1 - e^{-K_1/x}). \quad (15)$$

Таким образом, уравнения (9), (14) и (15) позволяют построить графические зависимости изменения объемов реакционных минералов в колонке от расстояния  $x$  (см. рисунок, а). На рисунке видно, что по мере удаления от центра просачивания количества новообразованных гидрогетита и селадонита уменьшаются, тогда как объем исходных фаз приближается к первоначальному (в нашем случае единичному). Этот вариант может реализоваться при отсутствии перемещения элементов ( $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ) по колонке и, таким образом, при фиксированном соотношении объемных коэффициентов в реакции. Очевидно, что к нашим колонкам он неприменим, так как не отражает эффекта смены преобладания объема одной фазы



#### Изменение объемов реакционных минералов

*а* — по колонке с удалением от центра просачивания раствора ( $x=0$ ) при отсутствии переноса  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ; *б* — по колонке в условиях перемещения  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ; X — смектит + магнетит; Y — гидрогетит; Z — селадонит; 1–2 — зонки с преобладающим развитием гидрогетита (1) и селадонита (2); 3 — фоновый-измененный базальт

другой на удалении от трещины. Очевидно также, что указанный эффект будет иметь место лишь в том случае, когда исходное соотношение объемных коэффициентов в ходе реакции (1) будет нарушаться, а это возможно только в условиях перемещения основных компонентов, слагающих рассматриваемые минералы, по колонке с последующим накоплением их в определенных зонах. При этом главным фактором, обуславливающим количественное преимущество выделения того или иного минерала (селадонита или гидрогетита), становится соотношение  $\text{K}^+ : \text{O}_2$  в системе. Дело в том, что скорость превращения магнетита в гидрогетит (при постоянстве прочих интенсивных параметров) зависит главным образом от концентрации  $\text{O}_2$ , тогда как скорость превращения смектита в селадонит — в немалой степени от концентрации  $\text{K}^+$  в системе. Таким образом, при изменении соотношения  $\text{K}^+ : \text{O}_2$  в растворе меняются и относительные скорости выделения рассматриваемых фаз, что, будучи сопряжено с притоком необходимых компонентов, приведет к избирательному обогащению зонки тем или иным минералом. Это, естественно, скажется на изменении прежде постоянного соотношения объемных коэффициентов  $l$  и  $m$  в реакции (1), на приобретении ими зависимости от времени протекания реакции  $t$  и, следовательно, от расстояния по колонке  $x$ . Иными словами, при сохранении суммарного объема один из коэффициентов  $l$  и  $m$  будет возрастать (прежде низкий), а другой — убывать (прежде высокий). Сказанное подразумевает также, что от начального соотношения  $\text{K}^+ : \text{O}_2$  в воздействующей океанской воде будет зависеть, какой минерал явится преобладающим в самых первых продуктах и, следовательно, как будет эволюционировать раствор (в отношении состава) далее по мере просачивания. Рассмотрим, как введение этих дополнительных условий отразится на объемных соотношениях новообразующихся минералов. Предположим, что исходная система обогащена кислородом по отношению к  $\text{K}^+$  и в первых продуктах будет преобладать гидрогетит. Тогда расход кислорода на образование гидроокислов вызовет сдвиг соотношения в пользу  $\text{K}^+$  и, следовательно, рост количества селадонита в продуктах реакции. На объемных коэффициентах это отразится в виде неких положительных и отрицательных приращений. Положительное приращение с ростом  $x$  будет получать коэффициент  $m$ , а отрицательное — коэффициент  $l$ . Обозначим эти

приращения функциями, зависящими от  $x$ :

$$\Delta l = f(x); \quad \Delta m = F(x). \quad (16)$$

В условиях постоянства объема они будут равны по абсолютной величине, но противоположны по знаку, т.е.

$$-\Delta l = \Delta m. \quad (17)$$

С учетом этих новых величин полученные нами выше выражения (14) и (15) можно преобразовать следующим образом:

$$Y = -(l - \Delta l) e^{-K_r/x} + l - \Delta l, \quad (18)$$

$$Z = -(m + \Delta l) e^{-K_r/x} + m + \Delta l, \quad (19)$$

где  $K_r$  — приведенная константа скорости реакции в условиях перемещения по колонке основных слагающих минералы компонентов. Зависимость, описывающая изменение объемных коэффициентов реагирующих веществ при изменении состава системы, в общем виде аналогична уравнению (2):

$$-d\Delta l/dt = K_r \Delta l \quad (20)$$

или

$$d\Delta l/\Delta l = -K_r dt, \quad (21)$$

откуда после замены переменной  $t$  на  $x$  получим

$$d\Delta l/\Delta l = K_r dx/x^2. \quad (22)$$

Интегрирование этого выражения даст

$$\Delta l = e^{-K_r/x} C_2. \quad (23)$$

Здесь константа интегрирования  $C_2$  в соответствии с граничными условиями определится как  $l$ , так как при  $x \rightarrow \infty$   $l - \Delta l = 0$ . Окончательно будем иметь

$$\Delta l = l e^{-K_r/x}. \quad (24)$$

Подставляя это выражение в (18) и (19), получим

$$Y = -(l - l e^{-K_r/x}) e^{-K_r/x} + l - l e^{-K_r/x}, \quad (25)$$

$$Z = -(m + l e^{-K_r/x}) e^{-K_r/x} + m + l e^{-K_r/x}. \quad (26)$$

Путем последовательного дифференцирования этих функций (нахождения их первых и вторых производных) можно определить характеристические параметры для построения их графиков в координатах объем—расстояние по колонке, т.е. картину изменения количественных соотношений рассматриваемых реагирующих минералов ( $Sm + Mt$ ),  $Sel$ ,  $Ht$  (см. рисунок, б).

Приведенный рисунок отражает сложный характер изменения объема селадонита по колонке. Кривая, описывающая этот процесс, имеет несколько характеристических точек, в том числе экстремум—максимум, отвечаю-

щий расстоянию  $x$  по колонке, равному  $-\frac{K_r}{\ln(l-m) - \ln 2l}$ . В этой точке

соотношение активностей  $K^+$  и  $O_2$  приобретает наиболее благоприятное значение для образования селадонита. Рассматриваемый график отвечает выбранному нами ранее такому составу исходного раствора, в котором

соотношение  $K^+ : O_2$  приводит к количественному преобладанию гидрогетита ( $l_0 > m_0$ ) в ранних фазах кристаллизации. В природе это реализуется в виде зонки красного цвета (см. рисунок, б). Далее по колонке происходит постепенное падение доли гидрогетита и увеличение доли селадонита, что приводит к образованию некой переходной зоны. В дальнейшем количество селадонита продолжает возрастать и достигает максимума в зеленой зонке, которая впоследствии при уменьшении объема селадонита также постепенно переходит в желтую — фоновый базальт. Таким образом, в этом случае мы имеем колонку первого типа. Колонка второго типа с обратной последовательностью зон будет иметь место при таком исходном составе раствора (в отношении  $K^+ : O_2$ ), который обусловит преобладание в первых продуктах селадонита. В этом случае первичные объемные коэффициенты реакции (1) будут соотноситься как  $l_0 < m_0$ , и, таким образом, эволюция раствора по мере просачивания будет направлена на обогащение его кислородом, что приведет к появлению вслед за зеленой зонкой — красной, обогащенной гидроокислами железа. В природной обстановке такая начальная разница в соотношении  $K^+ : O_2$  в растворах может быть следствием различной глубинности. Вероятно, по мере просачивания в глубь базальтовых пластов морская вода теряет в результате реакций со стенками трещин первичный растворенный кислород и обогащается (относительно) калием. Это приводит к тому, что на более низких уровнях имеет место зеленое (селадонитовое) выполнение жилки. Тезис о влиянии глубинности на смену соотношения  $K^+ : O_2$  подкрепляется еще и тем фактом, что с глубиной в колонках происходит выклинивание боковых красных зонок и далее селадонитовое выполнение жилки сменяется кальцитовым.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Кристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов. — Литология и полез. ископаемые, 1980, № 1, с. 84—114.
2. Киреев В.А. Курс физической химии. М.: Госхимиздат, 1955, с. 624—695.
3. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
4. Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология. М.: Мир, 1980, с. 54—75.
5. Bass M.N. Secondary minerals in oceanic basalt, with special reference to Leg 34, Deep Sea Drilling Project. — Init. Repts DSDP, 1976, 34, p. 393—432.
6. Deer W.A., Howers R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. L.: Longmans, 1962, p. 226—245.
7. Honores J., Bohlke J.L., Honores-Guertwin B.M. Petrographical and geochemical study of the low temperature submarine alteration of basalt from Hole 396 B, Leg 46. — Init. Repts DSDP, 1979, 46, p. 299—330.
8. Pertsev N.N., Boronikhin V.A. Near-Vein Zonation in Basalt Alteration Products from Deep Sea Drilling Project Sites 501/504 and 505. — Init. Repts DSDP, 1983, 69, p. 310—322.

*О.В. Андреева, В.А. Головин, Б.И. Омеляненко*

## К ВОПРОСУ О КРИТЕРИЯХ РАЗЛИЧИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ АРГИЛЛИЗИТОВ

Проблема разграничения глинистых метасоматитов гипергенного генезиса (коры выветривания) и гидротермальных аргиллизитов принадлежит к числу наиболее сложных. Это прежде всего обусловлено близостью их минерального состава. Для тех и для других характерен ряд минералов, формирующихся в очень широкой температурной области — от 25 до 250–300°С. Очевидная сложность проблемы отразилась и в относительно небольшом количестве публикаций по этому вопросу.

Трудности разграничения гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания особенно значительны в случаях их совмещения в пределах рудных полей и месторождений. Между тем правильная оценка относительной роли гидротермальной аргиллизации и выветривания часто имеет принципиальное значение и для понимания генезиса рассматриваемых объектов, и для более целенаправленного проведения поисково-оценочных работ. Все это определяет актуальность задачи по разработке критериев разграничения гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания. К числу наиболее важных и общепризнанных критериев можно отнести минеральный состав глинистых метасоматитов, характер миграции химических компонентов, физико-механические свойства, морфологию и зональность метасоматических тел, положение глинистых метасоматитов в геологической истории данного региона. Относительная значимость их весьма неравноценна и в большой степени зависит от конкретных геологических условий.

Под термином "коры выветривания" здесь подразумеваются, согласно И.И. Гинзбургу [7], элювиальные, остаточные образования, представляющие собой продукты метасоматического выщелачивания в зоне вертикальной нисходящей фильтрации атмосферных осадков. Перемещенные (перетолженные) коры и почвы здесь не рассматриваются. Коры выветривания тяготеют к пенепленизированным поверхностям как древних, так и молодых платформ и образуются в определенной палеоклиматической обстановке. Как правило, каждый регион характеризуется своими эпохами интенсивного корообразования.

Гидротермальные аргиллизиты в самом общем виде можно определить как метасоматиты, характеризующиеся широким развитием разнообразных глинистых минералов и возникшие при воздействии восходящих потоков термальных растворов. Гидротермальная аргиллизация происходит под воздействием либо глубинных растворов магматического генезиса, либо пластовых и трещинных вод, реакционные свойства которых обусловлены растворением в них газов и нагревом в результате проявления вулканической деятельности. Аргиллизация сопровождает многие месторождения золота, урана, полиметаллов, молибдена, ртути, сурьмы, флюорита и характерна почти исключительно для мезо-кайнозойского времени.

Как видно из определений, отличия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов в первую очередь должны являться следствием различных температур их формирования. Между тем граничные условия этих образований в литературе аргументированно не обсуждались и вряд ли могут быть строго определены. Основное затруднение состоит в том, что в отдельных случаях эти температурные условия могут заметно сближаться, как, например, при развитии кор выветривания в тропических областях,

с одной стороны, и при образовании гидротермальных аргиллизитов в областях современного вулканизма под воздействием агрессивных вод с температурой ниже  $100^{\circ}\text{C}$  — с другой стороны. Тем не менее, исходя из существующих данных изучения газовой-жидких включений в минералах, термодинамических расчетов и экспериментальных исследований в системах с участием глинистых минералов, температурные условия формирования рудоносных гидротермальных аргиллизитов следует определять интервалом от  $120$  до  $300^{\circ}\text{C}$ , причем наиболее вероятные значения тяготеют к области температур  $150\text{--}250^{\circ}\text{C}$ .

Очевидно, что основная масса кор выветривания формируется в области температур ниже  $50^{\circ}\text{C}$ . Естественно полагать, что столь существенная разница температурных условий не может не отражаться на особенностях минерального состава гипергенных и гидротермальных метасоматитов.

Исходя из этой предпосылки, критерии различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов, связанные с характером вещественного состава этих образований, можно считать важнейшими.

**Минералогические критерии.** На наличие некоторых минералов, которые встречаются в гидротермальных аргиллизитах, но не характерны для кор выветривания, указывали Г.Т. Волостных [6], В.П. Петров [17], О.В. Русинова [19]. К таким минералам отнесены сульфиды, карбонаты, дикиит и накрит. Так как дикиит и накрит сравнительно редки, их использование в качестве критериев разграничения весьма ограничено. Что касается сульфидов и карбонатов, то их наличие свидетельствует об отсутствии или очень слабом проявлении процессов выветривания. Однако далеко не всегда эти минералы присутствуют в гидротермальных аргиллизитах. Кроме того, при наложении процессов выветривания на гидротермально-измененные породы карбонаты и сульфиды легко выщелачиваются, что ограничивает возможности их использования для оценки относительной роли гидротермального и гипергенного процессов при совмещении гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания.

В связи с этим большой интерес представляют тонкоочувчатые диоктаэдрические светлые калиевые слюды. В зависимости от содержания разбухающих монтмориллонитовых межслоев среди них выделяются серициты ( $\leq 5\%$ ), гидрослюды ( $5\text{--}20\%$ ), смешанно-слоистые слюда-монтмориллониты ( $\geq 20\%$ ) [11, 16]. Селадониты и глаукониты в данной работе не рассматриваются.

Следует подчеркнуть, что присутствие гидрослюды до сих пор считалось характерной особенностью кор выветривания, развитых по породам кислого состава. Однако это представление возникло в тот период, когда точные методы исследования глинистых минералов еще не применялись, а все основные схемы профилей выветривания основывались главным образом на оптических данных. Под термином "гидрослюды" очень часто понимается совокупность гидратированных слюд, как ди-, так и триоктаэдрических (гидробиотиты, гидрофлогопиты) [2]. Что касается триоктаэдрических слюд, то последовательные ступени их гидратации в зоне гипергенеза хорошо изучены (биотит  $\rightarrow$  вермикулит  $\rightarrow$  каолинит или сунгулит) и сомнений не вызывают. Однако вопрос о том, возможно ли образование диоктаэдрических калиевых гидрослюд в зонах гипергенеза за счет полевых шпатов и мусковита, не может быть решен только на основе оптических методов и требует специального рассмотрения.

В исследованиях, касающихся выветривания гранитоидных пород из разных регионов мира и разных климатических зон, приводятся данные об отсутствии промежуточных продуктов при замещении полевых шпатов

минералами группы каолинита [8, 13]. Эти данные однозначно подтверждены серией работ, в которых использованы современные методы, в том числе, электронно-микроскопического вакуумного декорирования [20, 27]. При обычном микроскопическом изучении мусковит, частично замещенный каолинитом, легко может быть принят за гидрослюда, так как характеризуется пониженным двупреломлением. Такие каолинизированные мусковиты при описании кор выветривания часто называют "гидромусковитами", "гидросерицитами" и "гидрослюдами".

Рентгеноструктурные исследования А.Г. Коссовской и В.А. Дрица [11] показали, что в процессе выветривания мусковитов промежуточные фазы типа слюда-монтмориллонит не образуются. Средний показатель преломления и двупреломления мусковита действительно уменьшается, но только за счет тонких взаимных прорастаний мусковита и каолинита. Применение методов вакуумного декорирования и изучение выветрелых мусковитов из ряда месторождений каолина [21, 27] также убедительно показало отсутствие каких-либо разбухающих фаз, промежуточных между мусковитом и каолинитом.

Присутствие в корах выветривания светлых тонкочешуйчатых слюд, по-видимому, всегда обусловлено развитием предшествующих корообразованию процессов гидротермального изменения пород или метаморфизма, сопровождающихся серицитизацией или гидрослюдизацией. Хотя эти минералы не образуются при формировании кор выветривания, они сохраняются в них благодаря чрезвычайно высокой устойчивости в условиях гипергенного минералообразования.

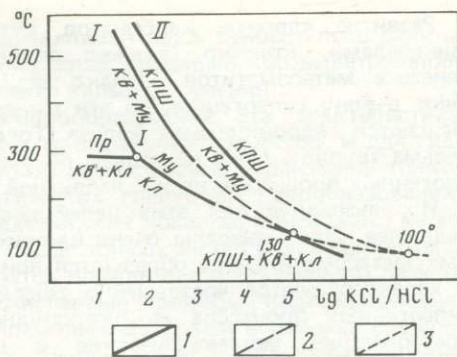
Одним из убедительных примеров может служить Хандизинское рудное поле (Южный Узбекистан) и его окрестности, где колчеданно-полиметаллическое оруденение сопровождается широкими ореолами серицитизации [1]. Здесь же местами развита мезозойская кора выветривания, в которой серицит сохраняется в виде реликтового минерала, создавая иллюзию присутствия гидрослюдистой зоны. В тех случаях, когда кора выветривания залегает на неизмененных породах, полевошпатовая часть пород, а также мусковит замещаются непосредственно каолинитом без появления промежуточных фаз.

Отсутствие гидрослюдистой зоны в профиле коры выветривания было отмечено авторами настоящей работы в одном из урановорудных районов, в котором интенсивным гипергенным изменениям подвержены вмещающие уравновое оруденение серицитовые метасоматиты. Хотя и здесь традиционно описывалась зона гидратации серицитов, применение рентгеновских и электронографических методов однозначно показало отсутствие разбухающих фаз при замещении слюд каолинитом, не отмечено также смены исходной модификации  $2M_1$  на  $1M$  или  $1Md$ . Аналогичная закономерность отмечена в бокситоносных корах выветривания Казахстана [15].

Экспериментальные данные указывают на крайнюю затрудненность перехода мусковита в ректоритоподобную фазу [26]. Вполне вероятно, что диоктаэдрические калиевые гидрослюды вообще не могут формироваться в атмосферных условиях ни за счет деградации мусковита, ни за счет синтеза, а представляют собой более высокотемпературные образования. Это следует также из данных экспериментов и термодинамических расчетов. Если обратиться к подробно изученной системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  [9, 10, 23 и др.], то нетрудно заметить, что падение температуры вызывает выклинивание поля калиевой слюды так, что ниже  $120-140^\circ C$  должно происходить непосредственное замещение калиевого полевого шпата каолинитом (см. рисунок). Еще более важными

Диаграмма минеральных равновесий в низкотемпературной части системы  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  для условий избытка кварца

I — по О.Н. Беляевской [8]; II — данные А.Ф. Редькина [9] для равновесия  $KПШ = Kв + Му$  (Сер); 1 — экспериментально полученные равновесия; 2 — их экстраполяция в низкотемпературную область; 3 — предполагаемые положения равновесий;  $Kв$  — кварц;  $Кл$  — каолинит;  $КПШ$  — калиевый полевой шпат;  $Му$  — мусковит;  $Пр$  — пиррофиллит



представляются данные, касающиеся условий образования слюд и слюдоподобных минералов в термопроявлениях областей активного вулканизма. Светлые калиевые гидрослюды для них вообще не характерны и наблюдаются в кернах наиболее высокотемпературных скважин, вскрывающих воды с температурой до  $200^{\circ}C$  и выше [22, 24], причем только при  $110-130^{\circ}C$  монтмориллонит может замещаться слюда-монтмориллонитовым образованием ректоритового типа, которое при  $220-230^{\circ}C$  переходит в калиевую слюду.

Важно иметь в виду, что, кроме гидротермальных условий, гидрослюды образуются также при региональном эпигенезе исходных монтмориллонитсодержащих пород, которые в результате погружений попадают в условия, близкие к гидротермальным [11, 12]. При ранних постдиагенетических преобразованиях осадочных толщ могут формироваться лишь глаукониты и железистые иллиты [12], которые, однако, не имеют аналогов ни в гидротермальных метасоматитах, ни в корях выветривания.

Итак, можно заключить, что в низкотемпературных поверхностных условиях, характеризующих формирование кор выветривания, калиевые светлые слюды (серициты, гидрослюды) и упорядоченные смешанно-слойные фазы не образуются. Присутствие этих минералов является показателем воздействия достаточно нагретых (не ниже  $120-130^{\circ}C$ ) растворов. Учитывая, что светлые калиевые слюды, согласно существующим экспериментальным данным, устойчивы в широком интервале значений активности калия, следует признать, что фактор состава растворов имеет меньшее значение.

Дополнительными минералогическими критериями разграничения аргиллизитов и кор выветривания можно считать наличие или отсутствие в них хлорита, карбонатов, сульфидов, которые, как правило, легко разрушаются при выветривании (исключение представляют коры выветривания ультраосновных пород, где карбонаты, видимо, имеют гипергенное происхождение). Новообразования хлоритов в виде  $14 \text{ \AA}$  разности в корях выветривания не описываются. Ранее выделявшийся "гидрохлорит" обозначает, по существу, разнородную смесь, состоящую из нонtronита, железистого сапонита, смешанно-слойных хлорит-монтмориллонитов, хлорит-вермикулитов и других железосодержащих глинистых минералов [18]. Кроме того, имеются данные, что  $Fe-Mg$   $14 \text{ \AA}$  хлорит, так же как и серицит, образуется, возможно, лишь при воздействии относительно нагретых (не менее  $200^{\circ}C$ ) вод [25].

Развитие хлорита, карбонатов, сульфидов совместно с глинистыми минералами, конечно, должно свидетельствовать о гидротермальном генезисе метасоматитов. Однако если окolorудные аргиллизиты попадают в зону гипергенеза, то эти минералы быстро растворяются или замещаются гидроокислами железа. Тогда по сохранившимся ассоциациям весьма трудно судить не только об относительной роли гипогенных и гипергенных процессов, но и о первичной природе глинистых метасоматитов.

Использование для этих целей светлых калиевых слюд значительно надежнее. Эти минералы очень широко распространены в гидротермальных метасоматитах, не образуются при формировании кор выветривания и характеризуются чрезвычайно высокой устойчивостью при наложении гипергенных процессов на окolorудные породы, а также на породы, претерпевшие метаморфические и катагенетические преобразования. Именно это и позволяет существенно дополнить имеющиеся критерии различия кор выветривания и гидротермальных метасоматитов и применять их к более сложным случаям наложения процессов гипергенеза на ранее образованные метасоматические и метаморфические породы. Конечно, гидрослюды и смешанно-слоистые минералы типа слюда-монтмориллонит могут появиться в древних, погребенных корях выветривания, претерпевших, по существу, такие же изменения, как и при глубинном катагенезе осадков. Однако эти случаи мы не рассматриваем, поскольку для низкотемпературных рудных месторождений эти явления не характерны.

**Характер миграции химических компонентов.** Критерий разделения кор выветривания и аргиллизитов, основанный на особенностях химизма этих процессов, тесно взаимосвязан с минеральным составом и, по существу, является его производным. Впервые на различия в характере миграции вещества при гидротермальной аргиллизации и выветривании обратил внимание Г.Т. Волостных [6]. В корях выветривания вынос вещества особенно интенсивен в верхних частях профиля выветривания, где практически полностью выносятся кальций, магний, натрий, калий. При гидротермальной аргиллизации вынос указанных компонентов связан с ранней кислотной стадией процесса. При этом интенсивность выноса затухает не сверху вниз, как при выветривании, а в стороны от центра ореолов аргиллизации. С более поздними стадиями, характеризующимися повышенной щелочностью растворов, связаны переотложение и вынос компонентов, минералогически выражающиеся в карбонатизации, хлоритизации гидрослюдизации, иногда адуляризации, альбитизации и пиритизации. Так как распределение переотложенных и привнесенных компонентов в ореолах аргиллизации крайне неравномерно, химический состав резко варьирует и в каждом локальном участке зависит от интенсивности проявления в нем процессов выщелачивания и отложения.

Таким образом, в отличие от кор выветривания в ореолах гидротермальной аргиллизации на фоне преобладания продуктов кислотного выщелачивания отмечаются также участки накопления выщелоченных и привнесенных растворами компонентов. Во многих случаях гидротермальные аргиллизиты характеризуются также накоплением рудных элементов. В корях выветривания рудные и отсутствующие элементы из зон максимального изменения почти полностью выносятся, а железо присутствует лишь в окисленной форме.

Благодаря выносу всех других компонентов, кроме алюминия, титана, иногда железа, относительное содержание последних в корях выветривания резко возрастает и по сравнению с субстратом может достигать 250%

[4]. Исключением из этого правила являются лишь относительно редкие случаи развития карбонатов в нижних зонах профилей кор выветривания ультрабазитов, где возможно накопление кальция и магния.

**Морфология развития минералов-новообразований.** Эта характеристика также определяется главным образом температурой процессов. И для гидротермальных аргиллизитов, и для кор выветривания характерны тонкокристаллические формы метасоматических глинистых новообразований. Вместе с тем в гипергенных породах они, как правило, менее четко индивидуализированы и представлены более тонкокристаллическими агрегатами, чем в аргиллизитах, что является прежде всего отражением разных температур этих процессов. Многочисленные примеры, подтверждающие эту особенность, неоднократно наблюдались авторами в районах с широким развитием и гидротермальных аргиллизитов, и кор выветривания.

Сходные выводы относительно преобладающих форм развития глинистых минералов содержатся и в некоторых литературных источниках [4, 14]. Однако степень кристалличности зависит также от того, в какой мере состав раствора отклоняется от равновесия с тем или иным новообразованным минералом. Соответственно встречаются исключения, как, например, находки крупных кристаллов каолинита в некоторых месторождениях каолиновых глин.

Общей особенностью гидротермальных аргиллизитов является присутствие разновозрастных жил и прожилков, сложенных карбонатом, кварцем, хлоритом, адуляром, альбитом, цеолитом, гидрослюдой и другими минералами. Наибольшее количество жильной минерализации характерно для аргиллизитов, контролирующихся зонами разломов, наименьшее — для пластовых аргиллизитов, контролирующихся высокопроницаемыми осадочными и туфогенными породами.

**Физико-механические свойства пород.** Отмеченные выше особенности минералообразования находят отражение и в отличии физико-механических свойств кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов. Из совокупности параметров, характеризующих эти свойства, наиболее часто используется эффективная пористость. Поскольку и аргиллизиты, и коры выветривания обусловлены явлениями выщелачивания, для тех и для других характерно ее возрастание. Однако если в гидротермальных аргиллизитах пустоты и поры в большой мере заполняются минералами последующих стадий, то в корях выветривания такие явления отсутствуют. В связи с этим гидротермальные аргиллизиты выглядят как достаточно прочные породы, а типичные коры выветривания, обладающие огромным количеством пор, незаполненных каверн, пустот и трещин, характеризуются очень низкой прочностью. Исключения из этого правила представляют лишь нижние горизонты кор выветривания ультраосновных пород, где возможны новообразования карбонатов, опала, халцедона, выполняющих поры и пустоты.

Многочисленные определения эффективной пористости рассредоточены во многих работах, касающихся и аргиллизитов, и процессов атмосферного выветривания, однако статистическая обработка этих данных пока не проводилась. Тем не менее рядом исследователей было замечено, что коры выветривания обладают существенно большей эффективной пористостью по сравнению с гидротермальными аргиллизитами [6, 17]. В табл. 1 приведены результаты наших определений эффективной пористости по некоторым месторождениям в аргиллизированных породах разного состава с неодинаковыми исходными физико-механическими свойствами. Привлекает внимание закономерное возрастание эффективной пористости аргиллизитов по мере нарастания степени преобразований, причем оно

Результаты определения эффективной пористости (в %) аргиллизированных пород (среднеарифметические значения по 5–20 определениям)

| Тип вмещающих пород                              | I   | II      | III  | IV      |
|--------------------------------------------------|-----|---------|------|---------|
| Алевриты                                         | 9,5 | Не опр. | 15,4 | 2,1     |
| Песчаники                                        | 5,7 | 4,7     | 13,0 | 2,5     |
| Гравелиты, конгломераты                          | 4,7 | 5,1     | 10,4 | 2,7     |
| Туфы кислого состава                             | 4,0 | Не опр. | 13,1 | 1,9     |
| Слабо метаморфизованные углисто-слюдястые сланцы | 4,2 | 4,2     | 6,8  | 2,3     |
| Углисто-кремнистые сланцы                        | 1,7 | 2,4     | 2,7  | 1,3     |
| Диабазы                                          | 1,3 | 2,4     | 12,5 | Не опр. |
| Граниты                                          | 0,8 | 2,7     | 7,5  | "       |
| Хлорит-амфиболовые сланцы                        | 2,0 | 2,6     | 3,0  | 2,3     |

I — исходные породы; II — слабо и умеренно аргиллизированные, каолинизированные породы с широким развитием карбонатов; III — зона интенсивной аргиллизации; IV — зона окварцевания из внутренних ореолов аргиллизации.

отмечается во всех типах пород независимо от первоначальных физико-механических свойств. Максимальное увеличение эффективной пористости характерно для зоны III с наибольшим развитием глинистых минералов. Резкое ее уменьшение происходит во внутренней зоне, в данном случае это зона метасоматического окварцевания. Однако в аргиллизитах могут быть широко развиты и рудосопровождающие карбонатизация, альбитизация, адуляризация и т.д., что должно приводить к тому же эффекту. В целом возможные значения этого параметра в зависимости от исходного состава пород колеблются от 2 до 16%.

Очевидно, что пористость для кор выветривания характеризуется несравненно более широким спектром колебаний и достигает гораздо больших значений, чем для гипогенных аргиллизитов, и поэтому может быть использована при их разграничении [3, 5, 14]. Исключением являются некоторые латеритные коры выветривания тропических областей, где породы верхней зоны максимальных преобразований (гетит-гипсбитовой) могут характеризоваться такими же объемным весом и пористостью, что и породы субстрата [4].

**Геологические критерии различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов.** Эта группа критериев связана с условиями залегания глинистых метасоматитов и зависит от путей движения, скорости и направленности формирующих их растворов. Эти критерии включают такие важные характеристики, как размеры и морфология метасоматических тел, глубина их залегания, зональность.

Размеры и морфология гидротермальных аргиллизитов в основном определяются строением раствороподводящих структурных элементов, проницаемостью вмещающих пород и в меньшей степени — их составом. Значительные по размерам и протяженности тела гидротермальных аргиллизитов формируются либо в пределах мощных зон катаклаза и трещиноватости, либо, что гораздо чаще, в условиях циркуляции растворов по высокопроницаемым туфогенным и осадочным горизонтам. В плотных малопроницаемых породах аргиллизация затрагивает лишь участки, непосредственно примыкающие к разрывным нарушениям. Соответственно морфология метасоматических тел полностью подчинена строению нарушения.

Зоны разрывных нарушений, брекчирования, катаклаза создают также благоприятные условия для формирования линейных кор выветривания

с характерными карманообразными телами. При этом линейные коры выветривания прослеживаются преимущественно вдоль наиболее крупных разрывов, а в приповерхностных частях продукты выветривания обычно затушевывают строение этих нарушений. Карманообразные коры выветривания при выклинивании не развиваются по пологим надигам, осложняющим крутопадающие тектонические зоны. Это находит свое объяснение в направленности движения растворов при выветривании сверху вниз и замедлении скорости их движения с глубиной.

Глубина распространения измененных пород до сих пор служит важным критерием различия гидротермальных и гипергенных метасоматов [6, 18]. Хорошо известно, что гидротермальные аргиллизиты наблюдаются на любых доступных горным выработкам глубинах (до 1800–2000 м). Что касается площадных кор выветривания, то для них глубина распространения в каждом регионе остается выдержанной и для современных кор не превышает существующего базиса эрозии. Проблема усложняется при пространственном совмещении линейных кор выветривания и аргиллизитов. В этих случаях при наличии в породах минералов, очень мало устойчивых в условиях гипергенеза, таких, как железистые карбонаты, хлориты, сульфиды, глубина процессов выветривания возрастает, но в основном только за счет развития гидроокислов железа по трещинам. В то же время, как справедливо отмечает Г.Т. Волостных [6], сколько-нибудь мощные и протяженные линейные коры не обнаруживаются ниже 500–600 м.

Зональность в гидротермальных аргиллизитах выражена неотчетливо и проявляется в виде определенной тенденции в изменении минерального состава от центра к периферии метасоматических тел. Это изменение характеризует понижение интенсивности кислотного выщелачивания пород. Ореолы аргиллизации в целом имеют симметричное строение, и это их свойство прослеживается как на глубину, так и по простиранию раствороподводящих структур, включая и изолированные нарушения, и мелкие трещины.

Коры выветривания характеризуются вертикальной зональностью, не всегда отчетливой, но тенденция к ее образованию выражена почти всегда. Вертикальная последовательность продуктов выветривания сверху вниз отражает понижение степени кислотного выщелачивания пород. Минералогически она выражается в первую очередь в смене каолинита монтмориллонитом.

Таким образом, в отличие от боковой зональности гидротермальных аргиллизитов, проявляющейся в любом сечении вкрест простирания метасоматических тел и особенно четко вблизи мелких трещин, для кор выветривания характерна вертикальная зональность. На выклинивании ореолов гипергенного изменения, где скорость просачивания растворов замедляется, трещины оказываются пропитанными лишь гидроокислами железа без сколько-нибудь заметного развития зональных оторочек глинистых преобразований.

## ВЫВОДЫ

1. Различия гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания являются следствием условий их формирования: первые возникают под воздействием восходящих растворов с температурой от 120 до 300°С, вторые — нисходящих растворов с температурой ниже 50°С.

2. Из минералогических критериев разграничения гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания наиболее важное значение имеют тонкошелушчатые диоктаэдрические светлые калиевые слюды (серицит, гидрослюда, смешанно-слоистый слюда-монтмориллонит), которые являются

характерными продуктами окolorудного гидротермального изменения пород, глубинного эпигенеза и метаморфизма, но не образуются в процессе формирования кор выветривания. Вместе с тем благодаря высокой устойчивости указанных минералов к гипергенным процессам они в значительной части сохраняются при корообразовании. Это позволяет различать случаи наложения кор выветривания на гидротермальные образования и определять относительную роль гидротермального и гипергенного процессов при формировании продуктов глинистого изменения.

3. При гидротермальной аргиллизации интенсивность выноса компонентов затухает не сверху вниз, как при выветривании, а в стороны от центра ореолов аргиллизации. В отличие от кор выветривания в ореолах гидротермальной аргиллизации на фоне преобладания продуктов кислотного выщелачивания отмечаются участки накопления выщелоченных и привнесенных растворами компонентов (в том числе и рудных), что выражается в наложении на гидротермальные аргиллизиты многочисленных жил и прожилков, а также метасоматических явлений стадии отложения — карбонатизации, хлоритизации, альбитизации и др.

4. Как для гидротермальных аргиллизитов, так и для кор выветривания характерно возрастание пористости. Однако если в гидротермальных аргиллизитах пустоты и поры в большой мере заполняются минералами последующих стадий, то в корях выветривания такие явления отсутствуют. Соответственно в первых эффективная пористость не превышает 16–20%, а во вторых она может достигать 60%.

5. Из геологических критериев наибольшее значение имеют размеры, морфология, глубина залегания и зональность метасоматических тел. Однако использование этих критериев возможно лишь при условии хорошего вскрытия метасоматических тел. Поэтому главным при разграничении кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов, несомненно, является минералогический критерий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева О.В. Основные черты окolorудных изменений на месторождениях полиметаллической формации (Рудный Алтай, Южный Узбекистан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 67–80.
2. Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Л.: Наука, 1977. 244 с.
3. Бочко Р.А., Киреев Ф.А. Древние коры выветривания Северо-Онежского бокситоносного района и связь с ними бокситовых месторождений. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14, с. 59–75.
4. Бронева В.А. Метасоматизм в зоне гипергенеза. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1975, с. 71–80.
5. Витовская И.В., Новиков В.М. Поведение компонентов и условия накопления алюминия в корях выветривания пород основного состава южной оконечности Урала. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14, с. 76–91.
6. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. Л.: Недра, 1972. 236 с.
7. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6, с. 71–101.
8. Додатко А.Д., Хорошева Д.П., Погребной В.Т. и др. Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита. — В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1975, с. 35–80.
9. Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Беляевская О.Н. Экспериментальное исследование плотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 215 с.
10. Иванов И.П., Борисов М.В., Редькин А.Ф. Термодинамическое и экспериментальное моделирование локальных равновесий в метасоматических колонках кислотного выщелачивания. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, т. 2, с. 145–176.
11. Коссовская А.Г., Дриц В.А. О гидрослюдах осадочных пород. — В кн.: Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970, с. 51–58.

12. *Коссовская А.Г., Дриц В.А.* Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов, корренситов как индикаторов геологических обстановок. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 60—69.
13. *Куковский Е.Г.* Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. Киев: Наук. думка, 1966. 132 с.
14. *Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.* Минералогические закономерности формирования типов профилей и полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1971. 90 с.
15. *Овчинников С.И., Махмудов Р.Х.* О гидрослюдах кор выветривания. — В кн.: Древние коры выветривания и бокситоноссы Казахстана. Алма-Ата, 1980, с. 70—73.
16. *Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А.* и др. О содержании понятия "серцит". — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 5, с. 69—87.
17. *Петров В.П.* Условия образования каолинов и их свойства. — В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974, с. 10—19.
18. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 156 с.
19. *Русинова О.В.* Некоторые результаты изучения глинистых минералов Балейского золоторудного месторождения. — Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 79, с. 111—120.
20. *Финько В.И., Самотин Н.Д., Чекин С.С.* Преобразование микроклина в каолинит при выветривании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 108—119.
21. *Чекин С.С., Самотин Н.Д., Финько В.И.* Рост кристаллов каолинита при выветривании мусковита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 74—85.
22. *Brown P.R.L.* Hydrothermal alteration in active geothermal fields. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1978, 6, p. 229—250.
23. *Hemley J.* Some mineralogical equilibria in the system  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . — Amer. J. Sci., 1959, 257, N 4, p. 241—270.
24. *Steiner A.* The Wairakei geothermal area North Island, New Zealand, its suburface geology and hydrothermal rock alteration. — Bull. N.Z. Geol. Surv., 1977, N 90, p. 132.
25. *Tomasson J., Kristmannsdottir H.* High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. — Contribs Miner. and Petrol., 1972, 36, N 2, p. 123—134.
26. *Tomita K.* Experimental transformation of  $2M_1$  sericite into a rectorite-type mixed-layer mineral by treatment with variose salts. — Clays and Clay Miner., 1978, N 3, p. 209—216.
27. Zur vertikalen Zonalitat der Vermittlungskruste auf sauren Gesteinen/Ed. V.P. Petrov et al. — Ztchr. geol. Wiss., 1978, 11, S. 219—231.

УДК 553.068.41

*Е.Д. Кравцов*

## ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФАТНОГО МЕТАСОМАТОЗА СУЛЬФИДНЫХ РУД В КРИОЛИТОЗОНЕ

**Морфология и минеральный состав криогенных зон окисления.** На всех месторождениях, сложенных сульфидными железом, цинком, медью и никелем, в районах распространения сплошной многолетней мерзлоты имеются хорошо развитые зоны окисления преимущественно сульфатного состава. На одиночных жилах, залегающих среди пород, не содержащих сульфидной вкрапленности, проявление окислительных процессов с замещением сульфидов сульфатами соответствующих металлов наблюдается до глубины 300 м и более, т.е. практически до нижней границы распространения многолетней мерзлоты. При сближенном расположении рудных жил глубина зоны окисления уменьшается до нескольких десятков метров (рис. 1) [7]. При площадном развитии густой сульфидной вкрапленности или прожилков глубина зоны окисления уменьшается до 10—20 м. Сплошные сульфидные рудные тела, имеющие значительную площадь в плане, оказываются окисленными на глубину в первые метры. Таким образом, наблюдается обратная зависимость глубины криогенной зоны окисления от

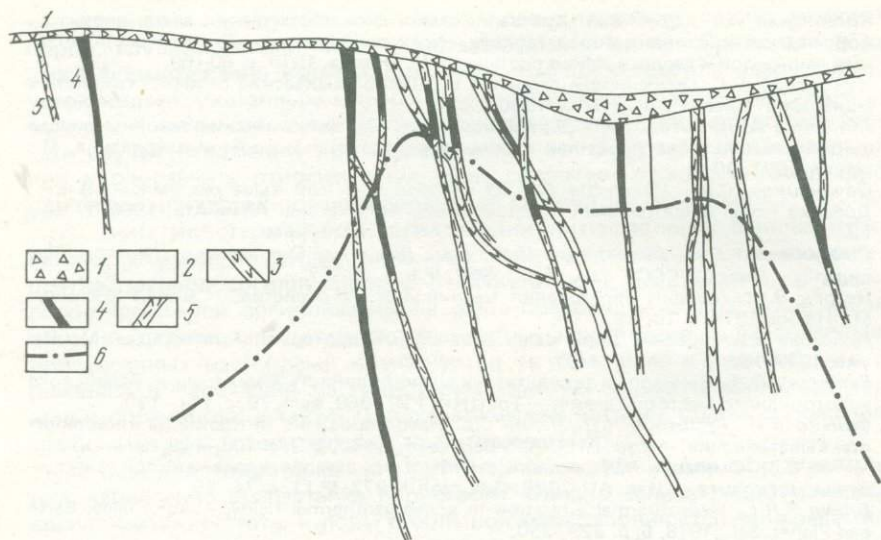


Рис. 1. Разрез Дьяхтардахского оловорудного месторождения

1 — делювиальные отложения; 2 — песчаники; 3 — дайки монзонитовых порфиров; 4 — касситерит-сульфидные жилы; 5 — минерализованные зоны дробления и прожилково-вкрапленное оруденение с сульфидами железа; 6 — нижняя граница сульфатной зоны окисления

количества сульфидов, приходящихся на единицу площади дневной поверхности, под которой залегает окисляющаяся руда.

Криогенные зоны окисления обладают хорошо выраженной вертикальной зональностью, которая подчеркивается сменой экзогенных минералов и уменьшением степени окисления первичных сульфидов с возрастанием глубины от дневной поверхности. Выделение в составе криогенных зон окисления тех или иных подзон и их наименование проводится по поведению сульфидов железа и вторичных минералов железа по двум причинам. Во-первых, сульфиды железа присутствуют в составе любых сульфидных руд и в количественном отношении, как правило, преобладают над сульфидами других металлов, склонных к активному окислению в криолитозоне. Во-вторых, железо, обладая переменной валентностью, среди перечисленных металлов выделяется способностью образовывать в экзогенных условиях большое количество вторичных минералов, каждый из которых имеет относительно узкое поле устойчивости и может служить индикатором физико-химических условий среды минералообразования.

В разрезе зоны окисления выделяются три подзоны (сверху вниз) [2,4,6]: 1) лимонитовая (гидроокисей железа), мощность 0,2–2 м, редко больше, при мощности делювия более 3–5 м может отсутствовать; 2) фиброферритовая (сульфатов окисного железа), мощность 1–5 м; 3) мелантеритовая (сульфатов закисного железа), мощность 10–200 м. В пределах последней выделяются три части. Верхняя (мощность 1–5 м) — полностью окисленная руда, где все сульфиды перечисленных металлов окислены до сульфатов типа мелантерита. Средняя (5–50 м) — интенсивно окисленная руда; пирротин, сфалерит и сульфиды никеля окислены полностью, а сульфиды меди и дисульфиды железа — лишь частично. Нижняя (5–100 м и более) — слабо окисленная руда; пирротин и сфалерит

окислены частично, а прочие сульфиды сохраняются практически полностью. Таким образом, изменения пород минимальны.

Характер границ между подзонами существенно зависит от морфологии первичного оруденения. Во всех случаях при выдержанном оруденении границы относительно четкие. При невыдержанном оруденении границы подзон могут резко опускаться или подниматься, образовывать пеструю картину. В центре рудных штоков границы подзон субгоризонтальные и резко опускаются вниз на его краях. На рудных телах жильной формы при крутом их падении глубина распространения полностью окисленных руд может достигать 30–50 м на маломощных или малосульфидных жилах. Применительно к этому интервалу можно говорить о вертикальной зональности. Глубже, где сульфиды окислены частично, наблюдается горизонтальная зональность, так как окисление рудных тел происходит с боков, причем преимущественно окислен висячий бок (рис. 2). Частично окисленная руда всегда приходится на мелантеритовую подзону. Все три выделенные в ее составе части, в том числе и полностью окисленная руда, прослеживаются у контактов на глубину до 200–300 м, причем горизонтальная мощность выделяемых частей уменьшается от 0,5–1 м вверху мелантеритовой подзоны до 0,1–0,01 м на глубине 100–300 м.

Вмещающие породы со стороны висячего бока рудных жил в пределах мелантеритовой подзоны содержат открытые трещины, не заполненные льдом, как это обычно бывает в толще мерзлых пород. Трещины вблизи рудной жилы имеют мощность до 1–4 см, с удалением от жилы мощность их уменьшается, и на расстоянии 5–15 м они выклиниваются. Открытые трещины, упирающиеся одним краем в окисленную руду, часто заполнены мелантеритом со стороны рудного тела на расстояние до 1–2 м, тогда как остальная часть трещины отстает "пустой". Мелантерит, заполняющий часть трещины, как правило, не содержит включений других минералов, в частности кварца, или обломков пород, которых всегда достаточно много в составе рудных жил, а стенки таких открытых трещин не несут следов гидротермального воздействия. По этим признакам такой мелантерит резко отличается от мелантерита, образовавшегося на месте первично-сульфидных прожилков. Таким образом, устанавливается, что описанный мелантерит перемещен из окисленной рудной жилы, но это перемещение не связано с деятельностью водных растворов, поскольку ни самих растворов, ни следов их деятельности в остальной части трещины не обнаруживается.

Наличие подобного перемещенного мелантерита ("мелантерит переотложения") отмечается внутри рудных штоков, причем по условиям нахождения (заполняет позднейшие трещины) и по некоторым другим признакам он отличается от "мелантерита замещения".

Минеральный состав криогенных зон окисления достаточно стабильный [5]. В нижней части мелантеритовой подзоны мелантерит, образующийся при окислении пирротина, содержит постоянную примесь гипергенного сажистого пирита, благодаря чему имеет черный цвет. В средней части подзоны после окисления пирита мелантерит приобретает светлую голубоватую или зеленоватую окраску. При наличии в первичной руде повышенных количеств сфалерита и халькопирита в мелантеритовой подзоне появляются соответственно госларит и пизанит. Окисление пентлантида приводит к появлению моренозита [1]. В верхней части мелантеритовой подзоны на сульфидной жиле, сложенной преимущественно дисульфидами железа, был встречен ремерит.

В подзоне сульфатов окисного железа на рудных телах с повышенным

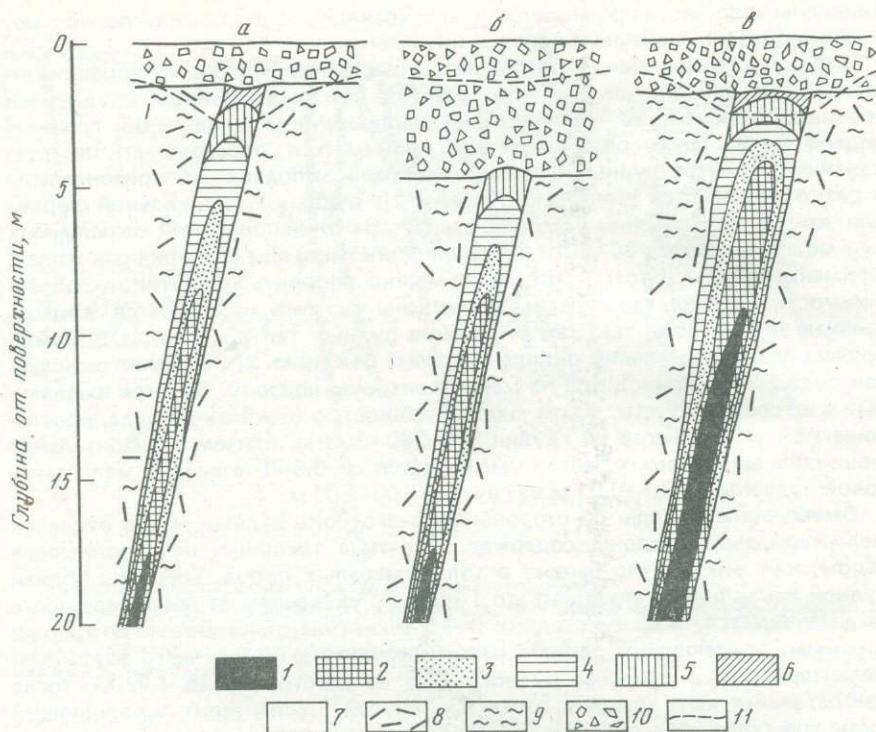


Рис. 2. Схема строения криогенной зоны окисления

*а* — на маломощных сульфидных жилах при небольшой мощности делювия; *б* — то же, при большой мощности делювия; *в* — на мощных сульфидных жилах; 1 — первичная руда; 2 — слабо окисленная руда (первичные сульфиды, мелантерит, экзогенный сажистый пирит); 3 — полуокисленная руда (мелантерит, дисульфиды железа, сульфиды меди); 4 — мелантерит; 5 — фиброферрит; 6 — лимонит; 7 — вмещающие породы (песчаники); 8 — открытые трещины; 9 — каолинизация; 10 — делювиальные отложения; 11 — граница деятельного слоя

содержанием дисульфидов железа вместо фиброферрита образуется квеншtedтит. Совместно с фиброферритом иногда встречается магнезиокопиапит.

В лимонитовой подзоне, кроме резко преобладающего охристого лимонита, иногда наблюдаются скопления высокоосновного амарантита [7] и самородной серы. Тонкодисперсная самородная сера постоянно содержится в лимонитовой руде (десятые доли процента) и сульфатных минералах (0,01–0,05%). В пределах лимонитовой и фиброферритовой подзон и в измененных вмещающих породах в небольшом количестве могут присутствовать многие другие минералы экзогенного происхождения, что зависит от состава первичной руды и конкретных геологических условий. Часто на стенках трещин отмечаются легко диагностируемые азурит и малахит, а также мелкие губчатые агрегаты самородной меди.

К минеральным новообразованиям следует отнести серную кислоту, которая почти постоянно присутствует в криогенной зоне окисления. Характерно, что серная кислота не образует самостоятельной капельножидкой фазы, а входит как примесь в состав сульфатов. Особенно высокое содержание ее отмечено в образцах ремерита [5]. Серная кислота вызывает

Основные параметры рудных тел разных частей зоны окисления  
(все величины даны в % к значениям соответствующего параметра  
в неокисленной руде)

| Состав руды           | Число пересечений | Мощность рудных тел | Содержание олова | Метропроцент |
|-----------------------|-------------------|---------------------|------------------|--------------|
| Сульфатно-лимонитовая | 133               | 162                 | 72               | 117          |
| Сульфатная            | 35                | 177                 | 43               | 76           |
| Сульфатно-сульфидная  | 92                | 123                 | 74               | 91           |
| Сульфидная            | 55                | 100                 | 100              | 100          |

замещение кальцита гипсом внутри рудных тел и сернокислотное выветривание (осветление, каолинизацию) вмещающих пород на контакте с окисленной рудой.

Приведенный разрез криогенной зоны окисления с выделением трех подзон наиболее типичен. На участках с эрозионным типом рельефа и значительной мощностью делювия лимонитовая подзона иногда отсутствует, при этом фиброферрит "выпучивается" из полости жилы выше поверхности коренных пород и "растаскивается" сползающим делювием. Сравнительно редко встречается третий тип разреза зоны окисления, когда выше мелантеритовой подзоны гипергенные минералы практически отсутствуют. Рудная жила при этом имеет резко заниженную мощность или сложена инертными к окислению минералами (кварц, касситерит) и обломками окварцованных пород, в цементе которых спорадически присутствует самородная сера, а вблизи поверхности — лимонит. По существу, в этих случаях мы имеем дело с подзоной выщелачивания, возникшей в результате прорыва грунтовых вод в сульфатную зону окисления.

**Изменение параметров рудных тел в криогенных зонах окисления.** Окисленная руда по всем свойствам резко отличается от первичной, неокисленной. Основные параметры рудных тел — мощность и содержание полезного компонента — также изменяются в зоне окисления. С целью получения количественных характеристик изменения параметров рудных тел в зависимости от степени гипергенного преобразования сульфидов была выполнена статистическая обработка материалов детальной разведки Дьяхтардахского оловорудного месторождения [7]. Это месторождение для подобных исследований представляет достаточно удобный объект по следующему соображению: 1) благодаря сближенному расположению всех основных рудных тел (см. рис. 1) и небольшой (30–50 м) глубине зоны окисления при разведке получено достаточное количество пересечений горными выработками и скважинами как первичной, так и окисленной руды различного состава; 2) на месторождении не установлено явной вертикальной зональности, совпадающей по знаку с изменениями, вызванными окислением.

Результаты статистической обработки материалов разведки приведены в табл. 1. Вверх по разрезу от неокисленной руды по мере увеличения степени окисления сульфидов и накопления сульфатов закономерно возрастает мощность рудных тел и уменьшается содержание олова. Наибольшего значения эти изменения достигают в верхах мелантеритовой и в фиброферритовой подзонах (сульфатная руда), где мощность рудных тел в 1,8 раза

выше, а содержание олова в 2,3 раза ниже, чем в неокисленной руде. Темп уменьшения содержаний несколько выше, чем увеличения мощности, так что метропроцент тоже уменьшается и в сульфатной руде оказывается в 1,3 раза меньше, чем в неокисленной руде.

В пределах слабо развитой лимонитовой подзоны (сульфатно-лимонитовая руда) мощность рудных тел немного уменьшается, а содержание олова заметно возрастает, в результате метропроцент увеличивается до значений, несколько больших, чем в неокисленной руде.

Вероятно, с увеличением мощности в зоне окисления рудных тел жильной формы связано появлением открытых трещин во вмещающих породах со стороны висячего бока. Увеличение мощности рудных тел в пределах сульфатной части зоны окисления указывает на возрастание объема сульфатной руды по сравнению с исходной сульфидной.

Практически все олово Дзыхтардахского месторождения связано с касситеритом — минералом, весьма устойчивым в экзогенных условиях. Уменьшение содержаний олова в окисленной сульфатной руде нельзя объяснить изменениями, происходящими с касситеритом, следовательно, они могут быть объяснены только увеличением веса руды, которое происходит при ее окислении и замещении сульфидов сульфатами.

Наблюдаемое увеличение объема и веса рудной массы в зоне окисления представляется несколько необычным явлением, не свойственным зонам окисления в районах с умеренным и теплым климатом. Вероятно, оно является прямым следствием криогенных условий образования описываемых зон окисления.

**Генетические особенности сульфатных зон окисления.** Энергетическая сторона процесса обеспечивает возможность окисления сульфидной серы до сульфатной в присутствии свободного кислорода при любых низких значениях его концентрации и при любых отрицательных значениях температуры среды [8]. Химическая сторона окисления, которое по сути является медленным горением, также существенно не изменяется при температурах, имеющих место в криолитозоне. Следовательно, с физико-химических позиций нет принципиальных препятствий для окисления любых сульфидов при отрицательных температурах.

Главной отличительной особенностью криогенного окисления сульфидов является отсутствие легкоподвижной воды в жидкой фазе. Это накладывает отпечаток и на транспортирование кислорода к окисляющимся сульфидам, и на возможность удаления продуктов реакции с места их образования. Именно в этом заключаются специфические особенности криогенных зон окисления, отличающие их от оксидных, возникающих в немерзлых горных породах при избытке грунтовых вод. Отсутствие легкоподвижной воды в криолитозоне сближает криогенные зоны окисления с "пустынными", так как там также могут отсутствовать грунтовые воды.

Начало реакций окисления возможно лишь в присутствии воды в жидкой фазе хотя бы в форме адсорбированного слоя на поверхности сульфидов. Такая адсорбированная вода в форме "граничного слоя", не замерзающего при температурах до  $-(20-30)^{\circ}\text{C}$ , всегда имеется в толще мерзлых пород [9-11].

Одним из главных вопросов генезиса криогенных зон окисления является способ доставки кислорода от дневной поверхности к рудным телам. В мерзлых горных породах кислород может присутствовать в составе микроатмосферы, заполняющей трещины и поры, в растворенном виде в незамерзающей воде "граничного слоя" и во льду, заполняющем часть трещин и пор. Эти среды, аккумулирующие кислород, насыщены им до предела вблизи дневной поверхности и обеднены до нуля внутри неокислен-

ной сульфидной руды. Разность концентрации обуславливает диффузионное перемещение кислорода во всех трех средах в направлении от дневной поверхности к окисляющимся сульфидам, поглощающим этот кислород. Ускорению процессов диффузии содействуют суточные и сезонные колебания температуры грунта выше границы зоны термического покоя, которые приводят к изменению объема породы и появлению открытых трещин, а также периодическое изменение атмосферного давления, которое вызывает "дыхание горных пород" и накачку кислорода по трещинам и порам на большие глубины вплоть до нижней границы криолитозоны. Таким образом, многолетняя мерзлота не изолирует сульфидные руды от атмосферы, даже если они залегают на глубине 200—300 м и более. Однако скорость поступления кислорода с глубиной быстро уменьшается в результате уменьшения градиента концентрации, пористости и трещиноватости пород.

Диффузионный способ переноса кислорода обуславливает следующие особенности строения криогенных зон окисления: 1) отсутствие четкой нижней границы развития окислительных процессов, таких как зона застойных вод во внемерзлотных зонах окисления; 2) плавное уменьшение с глубиной степени окисления крутопадающих рудных тел; 3) малая глубина зоны окисления на сближенных сульфидных жилах, на рудных штокверках и в особенности на залежах сплошных сульфидных руд.

Отсутствие легкоподвижной воды в криолитозоне делает невозможным вынос продуктов реакций из зоны окисления в пределах мелантеритовой подзоны, что и приводит к наблюдаемому увеличению объема и веса рудной массы. Это является весьма важной в практическом отношении специфической чертой криогенных зон окисления.

Из трех подзон, выделяемых в составе криогенных зон окисления, наибольшей по объему и в генетическом отношении наиболее важной является подзона сульфатов закисного железа. Именно в ней происходит процесс окисления эндогенных сульфидов и метасоматического замещения их сульфатами, который сопровождается значительным тепловым эффектом [2]. Выделение большого количества энергии делает возможным выполнение работы по преодолению горного давления при возрастании объема рудной массы.

На границе мелантеритовой и фиброферритовой подзон происходит окисление закисного железа. Возникающие сульфаты окисного железа имеют несколько меньший объем по сравнению с мелантеритом и содержат избыточную влагу, не входящую в решетку минералов [6]. Эта избыточная влага способствует образованию незамерзающих растворов сульфатов меди и цинка и удалению их из рудных тел. Вблизи деятельного слоя грунтовые воды растворяют и гидролизуют сульфаты и образуется лимонитовая подзона, что сопровождается значительным уменьшением объема и веса рудной массы. Вообще же лимонитовая подзона не является собственно криогенным образованием, к криогенезу она имеет лишь косвенное отношение, так как возникает за счет криогенных сульфатов.

Гипергенные минералы в криогенных зонах окисления изначально формируются в мелантеритовой подзоне. В вышележащих подзонах идет дальнейшее окисление и другие преобразования ранее возникших сульфатов. В этом смысле гипергенные минералы, возникшие в мелантеритовой подзоне (все они являются сульфатами типа мелантерита, т.е. семиводными кристаллогидратами сульфатов двухвалентных металлов), можно назвать "первичными гипергенными минералами" в отличие от сульфатов окисного железа и других минералов, слагающих вышележащие подзоны, которые являются "вторичными гипергенными минералами".

"Первичные" сульфаты обладают следующими свойствами: а) рыхлой

структурой, обусловленной высоким содержанием кристаллизационной воды, слабо связанной с минеральной основой кристалла; б) способностью изменять содержание кристаллизационной воды в значительных пределах в зависимости от влажности среды и других физико-химических факторов; в) способностью поглощать, растворять без образования новой фазы значительное количество различных компонентов — окислов металлов, кислотных окислов и кислорода; г) способностью изменять свою форму, растекаться при воздействии одностороннего давления. Следствием этого являются два других свойства, важных с точки зрения генезиса криогенных зон окисления: 1) проницаемость кристаллической решетки сульфатов для компонентов, необходимых для окисления сульфидов, т.е. для кислорода и воды, которые могут диффундировать сквозь слой сульфата под действием градиента концентрации; 2) способность сульфатов выполнять роль малоподвижного раствора, в окружении которого сульфиды окисляются почти так же, как в жидком водном растворе близкого состава [7].

Таким образом, сульфаты, накапливающиеся в зоне окисления, обладают комплексом противоречивых свойств. С одной стороны, это твердые вещества, не способные мигрировать за пределы зоны окисления. С другой стороны, они обладают некоторой пластичностью, проницаемостью и в химическом отношении выполняют роль малоподвижного водного раствора. Именно проницаемость "первичных" сульфатов позволяет заключенным в них сульфидам активно окисляться в криолитозоне. В противоположность этому сульфиды металлов, сульфаты которых не обладают такими свойствами, в криолитозоне практически не окисляются (галенит, антимонит) [6].

**Особенности сульфатного метасоматоза сульфидных руд.** Процесс криогенного окисления сульфидов и замещения их сульфатами по своей природе является экзогенным реакционным метасоматозом [11]. По характеру соотношения исходных минералов и продуктов их изменения этот процесс не находит классических аналогов и не является ни псевдоморфизацией, ни метасоматическим замещением с перетолжением, поскольку не соблюдается принцип сохранения объемов [3]. Для точного отражения сути процесса его следовало бы назвать "метасоматическим замещением с увеличением объема".

По характеру переноса вещества, по крайней мере привноса, описываемый метасоматоз является ионно-диффузионным, так как перемещение кислорода и воды к поверхности сульфидов происходит без участия растворов сквозь решетку и по границам зерен накопившихся сульфатов. По характеру "выноса" вещества метасоматоз также не имеет аналогов, так как, несмотря на значительное увеличение объема, никакого выноса не происходит. Имеет место лишь раздвигание окружающей среды с преодолением горного давления и сопротивления окружающих пород.

Количественное увеличение веса и объема "первичных" сульфатов по сравнению с исходными сульфидами можно рассмотреть на примере наиболее распространенного сульфида — пирротина. В результате окисления из каждой молекулы моносulfида железа  $FeS$  образуется молекула мелантерита  $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ , устойчивая при температуре ниже  $0^\circ C$  и относительно высокой влажности среды. За счет присоединения кислорода и воды продукт окисления оказывается тяжелее исходного сульфида в 3 раза, а с учетом меньшего удельного веса объем сульфата оказывается в 7,5 раза больше объема исходного сульфида. Близкие значения увеличения объема и веса получаются при окислении всех моносulfидов цинка, меди и никеля.

Таблица 2

## Относительное изменение веса и объема продуктов окисления пирротина в зоне окисления

| Участок зоны окисления  | Относительное количество продуктов окисления |           |
|-------------------------|----------------------------------------------|-----------|
|                         | по весу                                      | по объему |
| Первичные сульфиды      | 1                                            | 1         |
| Мелантеритовая подзона  |                                              |           |
| средняя часть           | 2,85                                         | 6,82      |
| верхняя часть           | 3,04                                         | 7,52      |
| Фиброферритовая подзона | 2,83                                         | 6,83      |
| Лимонитовая подзона     | 0,52                                         | 0,91      |

Увеличение веса и объема "первичных" сульфатов при окислении дисульфидов железа несколько меньше, так как половина сульфидной серы не входит в состав сульфатов, а преимущественно в виде серного ангидрида мигрирует во вмещающие породы и частично остается в самородной форме.

Общее изменение веса и объема рудной массы в определенной точке конкретного рудного тела зависит от степени окисления сульфидов или последующих преобразований гипергенных минералов (табл. 2) и от исходного содержания сульфидов в руде. При этом содержание полезных компонентов, инертных к процессам окисления, будет изменяться обратно пропорционально изменению веса рудной массы.

Увеличение объема окисляющейся руды в мелантеритовой подзоне на рудных телах жильной формы сопровождается следующими явлениями, которые, по существу, представляют собой природные механизмы, с помощью которых компенсируется возрастающий объем рудной массы: 1) уменьшением до нуля естественной пористости руды; 2) выжиманием мелантерита (или его аналогов) в трещины во вмещающих породах, а также в трещины, рассекающие центральную неокисленную часть рудной жилы; 3) раздвижением окисленной рудой контактов рудного тела; 4) рудным диапиризмом — отжиманием сульфатной руды внутри жилы в направлении дневной поверхности.

Первый механизм действует в начальные стадии окисления в самых низах мелантеритовой подзоны, второй и третий эффективны в нижней и средней частях подзоны, где объемный вес окисленной руды больше объемного веса вмещающих пород. В средней и верхней частях подзоны преимущественно действует четвертый механизм, особенно на достаточно мощных жилах.

При площадном развитии сульфидной вкрапленности возникающие в процессе окисления сульфаты быстро заполняют поры, затем разрывают, раздвигают блоки породы и заполняют в ней трещины, образуя прожилки перемещенного мелантерита. Наиболее мощные прожилки перемещенного мелантерита имеют ориентировку, субпараллельную дневной поверхности, так как в этом направлении наиболее легко раздвигаются блоки породы.

Сульфатный метасоматоз сульфидов железа, цинка, меди и никеля в толще многолетнемерзлых горных пород сопровождается значительным увеличением веса и объема рудной массы. Это приводит к снижению содержания полезных компонентов в сульфидной руде, увеличению мощности рудных жил, появлению открытых, достаточно мощных трещин во вмещаю-

щих породах со стороны висячего блока, изменению текстуры руды, ее технических и технологических свойств. Все эти особенности сульфатного метасоматоза необходимо учитывать при перспективной оценке и разведке месторождений, расположенных в криолитозоне.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зонтов Н.С. О зоне окисления вюрмского времени в Норильском месторождении медно-никелевых сульфидных руд. — Докл. АН СССР, 1959, 129, № 2, с. 405—407.
2. Иванов О.П. Основные факторы развития зон окисления сульфидных месторождений в условиях многолетней мерзлоты. — Геохимия, 1966, № 9, с. 1095—1105.
3. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 332—452.
4. Кравцов Е.Д. Морфология, минералы и условия образования зоны окисления Дьяхтардахского месторождения. — В кн.: Геохимические поиски в областях криогенеза. Л.: Наука, 1970, с. 30—34.
5. Кравцов Е.Д. Минералы мерзлотной зоны окисления Дьяхтардахского месторождения. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, вып. 3, с. 282—290.
6. Кравцов Е.Д. Криогенная зона окисления касситеритово-сульфидных месторождений Северо-Востока Якутской АССР. — В кн.: Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1974, вып. 4, с. 164—175.
7. Кравцов Е.Д. Криогенная зона окисления касситерит-сульфидных месторождений Северо-Восточной Якутии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: Ленингр. горн. ин-т, 1980. 19 с.
8. Питулько В.М. Вопросы формирования криогенных зон окисления сульфидных месторождений. — Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1973, вып. 55, с. 192—207.
9. Тютюнов И.А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (криогенез). М.: Изд-во АН СССР, 1960, 144 с.
10. Тютюнов И.А. Физико-химическое изменение горных пород на Крайнем Севере. — В кн.: Физико-химические процессы в промерзающих и мерзлых горных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 7—27.
11. Шварцев С.Л. О физико-химических процессах в толще многолетнемерзлотных пород. — В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М.: Наука, 1965, с. 133—140.

УДК 553.22:553.3/4

*О.Н. Грязнов, В.И. Чесноков, В.В. Григорьев,  
Ю.А. Дворников, В.А. Елохин*

### МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Восточный склон Полярного Урала охватывает большую часть Полярно-Уральского мегантиклинория и западный фрагмент Шучьинского синклинория. Здесь установлен ряд рудоносных метасоматических формаций, пространственно-временные взаимоотношения которых обусловили развитие метасоматической зональности. Размещение формаций Полярно-Уральского мегантиклинория отражено на рисунке. Остановимся на кратком изложении индивидуальных особенностей рудоносных метасоматитов.

Кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты с медноколчеданной минерализацией развиты в связи с натриево-базальт-липаритовой и базальт-андезит-дацитовыми формациями рифейской криптозвгеосинклинали Полярного Урала [4,6]. Рудопроявления этого типа (Южное, Солнечное, Брусничное, Межгорное и др.) контролируются Бедашорским, Няргалашорским разломами и оперяющимися их структурами на крыльях Лекынтальбейской и Талота-Няргалашорской антиклиналей.

Смена интенсивной хлоритизации предварительно пропилитизированных эффузивов основного состава внешних зон метасоматической колонки серицит-кварцевым парагенезисом с пиритом во внутренних зонах отвечает направленному развитию процессов гипогенного выщелачивания с последующим отложением серно- и медноколчеданных руд. Изотопный состав серы рудных минералов близок составу изотопов колчеданных месторождений Среднего и Южного Урала.

**Оксеталитовая формация** впервые на Урале выделена в 1976 г. [3]. В Лекынтальбейской антиклинали она пространственно связана с субвулканическими телами диоритов, кварцевых диоритов, кварцевых порфиров рифейской базальт-андезит-дацитовый и рифейско-кембрийской андезит-дацит-липаритовой формаций, прорывающими верхнюю эффузивно-осадочную толщу бедамельской свиты в зоне Бедашорского разлома. Кварц-серицитовому замещению в рудном поле Лекынтальбейского месторождения подвергались как субвулканические, так и покровные образования. Метасоматическая колонка оксеталитов по метаморфизованным андезито-дацитовым порфирирам имеет вид: эпидот, хлорит, кварц, альбит, (титаномагнетит, апатит) → хлорит, кварц, карбонат, серицит, (титаномагнетит, апатит) → хлорит, кварц, серицит, (сфен, апатит) → кварц, серицит, (рутил) → кварц (рутил).

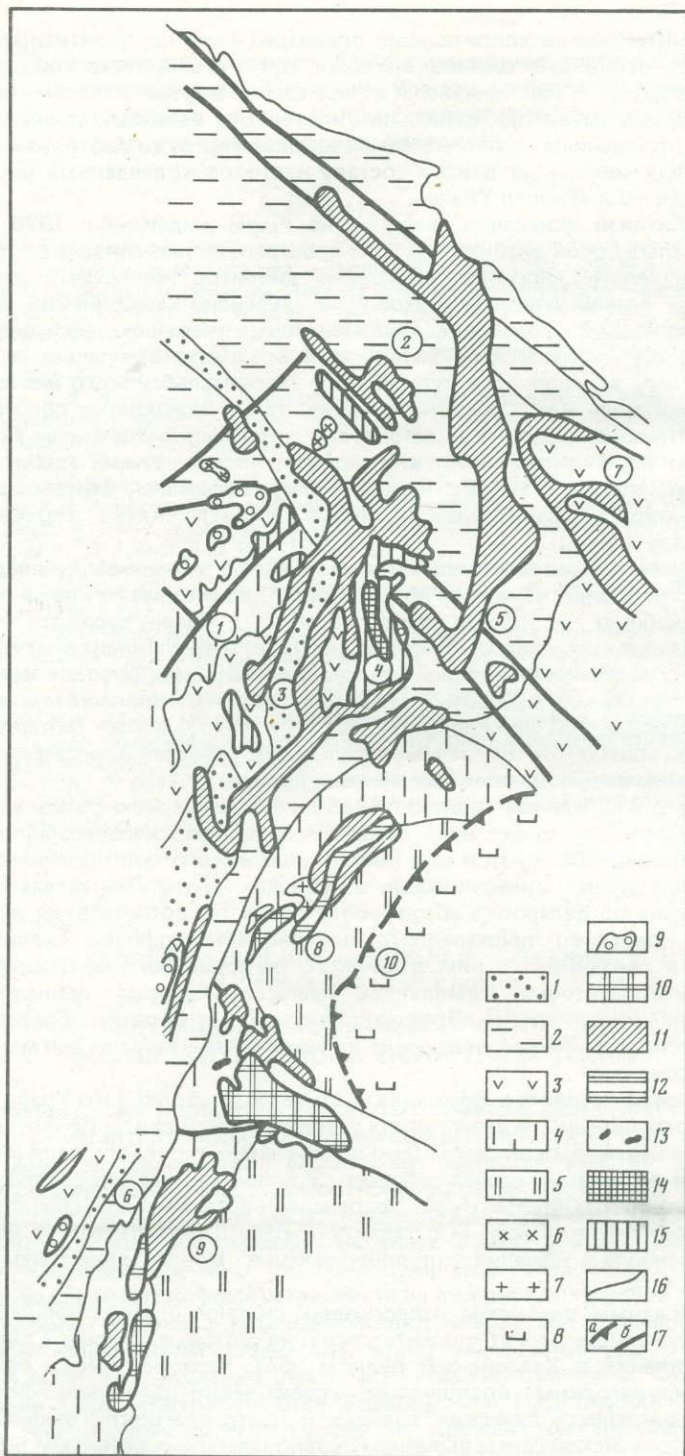
Изменение кварцевых порфиров вызывает формирование следующей зональности: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз → кварц, серицит, альбит, карбонат → кварц, серицит, альбит → кварц, серицит → кварц.

Оксеталитизация эффузивов среднего состава обусловлена поступлением К и Si с относительным их накоплением во внутренних зонах колонки и выносом железо-магнезиальных компонентов. С этим процессом сопряжено молибденово-медное прожилково-вкрапленное оруденение Лекынтальбейского месторождения. Рудная минерализация тяготеет к промежуточным и внутренним зонам ореолов измененных пород.

Наряду с изложенной точкой зрения на геологическую позицию оксеталитовой формации существует мнение о средне-верхнепалеозойском возрасте околорудных пород и руд Лекынтальбейского месторождения [11]. Выделенные стадии минерализации в пределах Саурей-Лекынтальбейского рудного узла по датировке абсолютного возраста соответствуют периодам наиболее отчетливо проявленного плутоно-метаморфизма сиалического профиля и связанного с ним зонального регионального метаморфизма в гнейсово-мигматитовых комплексах Урала, к которым принадлежит и харбейский комплекс [7]. Процессы омоложения древних образований — весьма распространенное явление в полихронном развитии мигматитовых комплексов.

**Известково-скарновая формация** в структурах Полярного Урала распространена ограниченно. В известняках немурюганской свиты Лонготюганского блока и бедамельской свиты Лекынтальбейского рудного поля в контактах с гранитоидами харбей-собского комплекса верхнепротерозойской габбро-диорит-гранодиоритовой формации установлены гранатовые и гранат-пироксеновые скарны с халькопиритом и магнетитом, не имеющие промышленного значения (рудопроявления Контактное, Немурюганское II).

Своеобразным примером известковых скарнов с наложенным свинцовым оруденением могут служить гранат-эпидотовые скарны Свинцового рудопроявления в Харбейском рудном поле, парагенетически связанные с полярноуральским комплексом гранит-лейкогранитовой формации. Здесь среди кристаллических сланцев и кварц-плагиоклаз-амфиболовых гнейсов няровейской свиты выявлена скарновая залежь размером 500 x 5 м,



замещающая прослой мраморизованных известняков. Установить биметасоматическую зональность в настоящее время не представляется возможным вследствие обильного развития разнообразных гистерогенных минералов. В составе эндоскарновой зоны предполагаются гранат-плагиоклазовые скарновые породы, в экзоскарных — гранат-эпидотовые образования. В результате наложения апокскарновых процессов возникли эпидот-альбит-актинолитовые метасоматиты и кварц-карбонат-серицитовые (с пиритом) березиты. Сульфидная минерализация представлена вкрапленностью галенита, пирита, реже халькопирита, сфалерита и пирротина.

**Грейзеновая формация** Полярного Урала представлена кварц-мусковитовой фацией жильных и прожилково-вкрапленных вольфрам-молибденовых и молибденовых месторождений (Харбейское, Лонготюганское, Сальтальбинское). Они сосредоточены в пределах сланцевого обрамления харбейского гнейсово-мигматитового комплекса и размещены в зонах экзо-и эндоконтактов гранитных массивов полярноуральского комплекса поздней байкальской гранит-лейкогранитовой формации. Геологический возраст последней устанавливается по секущим контактам с породами няровейской, немурюганской ( $PR_2$ ) и сядатинской ( $PR_2 - E$ ) свит. Галька этих гранитов обнаружена в конгломератах основания орангской свиты нижнего-среднего ордовика. В.Н. Охотников [9] полагает, что образование ханмейских и харбейских гранитов связано с проявлением раннеордовикского (или позднекембрийского — раннеордовикского) магматизма.

Согласно Л.Л. Подсосовой и др. [10], граниты полярноуральского комплекса сопоставимы с породами сальнеро-маньхамбовского комплекса, возраст которого определяется временным интервалом  $E_3 - O_1$ . Вместе с тем значения абсолютного возраста пород формации характеризуются значительной дисперсией: от 500 до 210 млн. лет с двумя нечеткими максимумами в 470—410 и 330—280 млн. лет. Это обусловлено, по-видимому, влиянием сиалического плутоно-метаморфизма, о чем свидетельствуют палингенно-метасоматические явления в массивах гранитоидов. Исключить влияние метаморфизма пока не представляется возможным. Приведенные факты заставляют считать возраст формации ранне-позднепалеозойским.

#### Рудоносные метасоматические формации Полярно-Уральского мегантиклинория

Геологические формации. 1—2 — верхний структурный этаж: 1 — известняково-песчано-алевритовая,  $O_{2-3}$ , алеврито-песчаная  $O_{1-2}$  (малопайпудинская, манитаньрдская, хантейская свиты, елецкие фации), 2 — известняково-песчано-алевритовая,  $O_{1-2}$ . песчано-глинисто-алевритовая углеродистая,  $O_{1-2}$ , натриевая базальт-липаритовая,  $O_{1-2}$ , трахибазальтовая,  $E_3 - O_3$  (орангская и сянгурская свиты, лемвинские фации); 3—4 — средний структурный этаж: 3 — андезит-дацит-липаритовая,  $PR_2 - C$ , базальт-андезито-дацитовая,  $PR_2$  (сядатинская, хойдышорская, кызыгельская, бедамельская свиты), 4 — глинисто-песчано-алевритовая,  $PR_2$ , натриевая базальт-липаритовая (тизнезашорская, немурюганская, няровейская свиты); 5 — нижний структурный этаж: алеврито-глинисто-песчаная,  $PR_1$  (париквасьшорская свита), metabазальтовая,  $PR_1$  (ханмейхойская свита); 6—8 — некоторые интрузивные формации: 6 — габбро-диорит-гранодиоритовая,  $D_2 - C$ , 7 — гранит-лейкогранитовая,  $R_{2-3}$ , 8 — дунит-перидотитовая,  $O_3 - S_1$ ; 9—15 — рудоносные метасоматические формации: 9 — гидрослюдистых метасоматитов, 10 — альбититовая, 11 — лиственил-березитовая, 12 — грейзеновая, 13 — известково-скарновая, 14 — оксеталитовая, 15 — кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов; 16 — геологические границы; 17 — разломы: а — I порядка (Главный Уральский разлом), б — II—III порядка. Цифры на схеме: 1 — Малокарский антиклинорий (Оченьрдская антиклиналь); 2—6 — Талота-Пайпудинский синклиний: 2 — Талотинский прогиб, 3 — Саурейская синклиналь, 4 — Лекынтальбейская антиклиналь, 5 — Хала-Тальбейская синклиналь, 6 — Пайпудинская синклиналь; 7—9 — Харбейский антиклинорий: 7 — Нундерминская антиклиналь, 8 — Марункеуская антиклиналь, 9 — Ханмейско-Харбейская антиклиналь; 10 — Щучинско-Войкарский мегасинклиний (Щучинский синклиний)

Типичным представителем грейзеновой формации является Харбейское месторождение, залегающее в пропилитизированных амфибол-плагиоклазовых диорито-гнейсах зоны экзоконтакта одноименного массива гранитов. Кварц-мусковитовые грейзены вокруг серии рудных залежей образуют единый зональный ореол. В обобщенных контурах выделяются внешняя, промежуточная и внутренняя зоны. Внешняя зона при мощности более 100 м характеризуется развитием кварца, мусковита, альбита, хлорита, эпидота, кальцита. Промежуточным зонам общей мощностью в первые метры вдоль отдельных жил и десятки метров вокруг серии сближенных жил свойственно постепенное замещение минералов исходных пород ассоциацией кварца, мусковита, турмалина и флюорита. Внутренние зоны кварц-мусковитового и мусковитового состава формируют околожилные оторочки шириной в первые сантиметры. Метасоматическая колонка грейзенов имеет вид: пропилитизированный диорито-гнейс → кварц, мусковит, альбит, хлорит, эпидот, кальцит, → кварц, мусковит, альбит, турмалин, флюорит → кварц, мусковит, турмалин, флюорит → кварц, мусковит, турмалин → кварц, мусковит → мусковит.

Грейзенизация гранитов эндоконтакта выразилась в их мусковитизации вдоль трещин на продолжении рудной зоны. Формирование грейзенов протекало вследствие поступления с растворами в зоны реакций Si, Al, K, F, S, C, H при выщелачивании остальных петрогенных компонентов.

Генетическая связь грейзеновых месторождений Полярного Урала с кембро-ордовикским магматизмом у многих исследователей не вызывает сомнений (В.Н. Охотников [8], Л.Л. Подсосова и др. [10]). В то же время определения абсолютного возраста слюд месторождений обладают весьма существенными различиями: 520–370 млн. лет, что отвечает кембро-карбону, и 380–250 млн. лет, что соответствует интервалу времени от среднего девона до границы перми [12]. Не обсуждая противоречивость этих цифр, можно допустить существенную роль сиалического плутоно-метаморфизма в омоложении не только байкальских гранитоидов, что справедливо подчеркивают М.В. Фишман, Н.П. Юшкин [12], но и связанного с ними оруденения.

**Кварц-альбитовые метасоматиты** выявлены на Саурейском барит-полиметаллическом и Харбейском вольфрам-молибденовом месторождениях в различной геологической обстановке. Вместе с тем они характеризуются общностью минерального состава, выраженного ассоциацией кварц+альбит+анкерит (доломит)+кимрит+пирит. С наибольшей детальностью эти метасоматиты изучены на Саурейском месторождении. Ореолы кварц-альбитовых изменений сопровождаются крутопадающими секущие разрывные нарушения при общей мощности от 10–12 до 30 м. В строении ореолов устанавливается отчетливая зональность, которая фиксируется в алевропесчанниках сменой от периферии к центру следующих зон метасоматической колонки (в скобках — мощности зон): алевропесчанник (кварц, альбит, хлорит, ортоклаз, олигоклаз) → кварц, альбит, хлорит, серицит, кальцит (первые метры до 25–27 м) → кварц, альбит, анкерит, кимрит (2–3 м) → кварц, альбит, кимрит (0,3–0,5 м) → кварц, альбит (сантиметры).

Прожилковые и прожилково-вкрапленные руды (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, кимрит) накладываются на внутренние кварц-альбит-кимритовую и кварц-альбитовую зоны. Богатые массивные руды с баритом более поздние и связаны с березитизацией, которая развивалась в тех же структурах.

**Лиственит-березитовая формация** Полярного Урала полигенна и полихронна. Березиты-листвениты сопровождают сурьмяную и полиметаллическую минерализацию (Харбейское, Ханмейское месторождения), параген-

ную гранит-лейкогранитовой формации, колчеданно-полиметаллические месторождения (Нижнеталотинское) натриево-базальт-липаритовой формации ранне-среднеордовикского возраста и барит-полиметаллическое (Саурейское месторождение, Орангское рудопроявление), медное и сурьмяное (Комсомольское месторождение, Молодежное, Новое рудопроявления) оруденение, парагенетически связанное с габбро-диорит-гранодиоритовой формацией среднего палеозоя.

Березитизация алюмосиликатных пород Харбейского и Ханмейского месторождений выразилась в развитии ассоциации кварц + серицит + карбонат + пирит. Интенсивность изменения невысокая (количество новообразованных минералов, как правило, не превышает 25–30%), зональность не контрастная или отсутствует.

В метаморфизованных аргиллитах Нижнеталотинского месторождения (Талотинский прогиб — северный фланг Талота-Пайпудынского синклиория) процесс березитизации обусловил формирование следующей метасоматической колонки: аргиллиты метаморфизованные (кварц, ортоклаз, хлорит, кальцит, серицит, лейкоксен) → кварц, серицит, кальцит, хлорит, (пирит, лейкоксен) → кварц, серицит, анкерит (пирит, лейкоксен) → кварц, серицит (пирит, лейкоксен).

Наибольшим разнообразием метасоматических колонок характеризуются березиты-листвениты габбро-диорит-гранодиоритовой формации в центральной части Талота-Пайпудынского прогиба (Саурейская синклиналь, обрамление Лекынтальбейской антиклинали). В алевропесчаниках Саурейского месторождения образуется зональность типа кварц, полевые шпаты, хлорит, серицит → кварц, карбонат, серицит, пирит → кварц, серицит, пирит → кварц, пирит. В глинистых известняках Орангского рудопроявления происходит замещение: кальцит, кварц, полевой шпат, хлорит → кварц, серицит, доломит. В фельзит-порфирах Изьяхойского рудопроявления процесс березитизации привел к формированию колонки калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит → калиевый полевой шпат, серицит, альбит, кварц → кварц, серицит, альбит → кварц, серицит → кварц (пирит).

Своеобразная метасоматическая колонка с пирротином и гудмундитом развивается по плагиогранитам Комсомольского месторождения сурьмы (очевидно, в более восстановленных условиях при дефиците серы): плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, хлорит, карбонат, магнетит → альбит, карбонат, серицит, кварц, пирротин → карбонат, кварц, серицит, пирротин → кварц, серицит, пирротин, гудмундит → кварц, гудмундит. В серпентинитах Комсомольского месторождения, Молодежного и Нового рудопроявлений образуются листвениты: серпентинит антигоритовый (серпентин, антигорит, карбонат, хромит, магнетит) → тальк, карбонат, хлорит → тальк, карбонат → серицит, фуксит, кварц, карбонат → кварц, карбонат.

В петрохимическом отношении процесс березитизации—лиственитизации осуществляется стандартно как гипогенное выщелачивание независимо от генетических взаимоотношений с различными магматическими формациями.

**Альбититовая формация** установлена на западном крыле Харбейского антиклинория и тяготеет к Лонготюганскому блоку Собского поперечного поднятия. Генетически она связана со средне-верхнепалеозойской аляскитовой (гранитовой) формацией интрузивно-метасоматических микроклипертитовых гранитов тайкеуского комплекса. Исследования Ф.Р. Апельцина с сотрудниками [1,2] позволили высказать мнение о формировании редкометальных гранитов Полярного Урала в процессе щелочного метасоматоза и сопутствующего магматического замещения в зонах инъекционной гранитизации.

Массивы гранитов в той или иной мере альбитизированы. Однако наибольшей интенсивности щелочной метасоматоз достигает в апикальных частях отдельных массивов. Зональность альбититов выражена в смене кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов кварц-альбитовыми и альбититами. Метасоматическая колонка апогранитных альбититов имеет вид [5]: микроклин-перититовый гранит (плагиоклаз, микроклин-перит, кварц, биотит) → альбит, микроклин решетчатый, кварц, эгирин → альбит, кварц, эгирин → альбит, кварц → альбит.

С дальнейшей эволюцией гидротермальных растворов на стадии повышающейся кислотности связано образование мусковит-кварцевых, флюорит-мусковитовых и кварцевых метасоматитов в массиве альбитизированных пород. Формирование альбититов осуществлялось при поступлении с растворами в граниты Na, Al, Fe<sup>3+</sup> и некоторой миграции за пределы зоны изменений K и Si. Для всех зон метасоматической колонки характерен обильный привнос F. Сопряженный процесс кислотного выщелачивания сопровождался существенным поступлением F, Ca, C, H, Si, K. Геохимические спектры альбититов, мусковит-кварцевых и флюорит-мусковитовых метасоматитов качественно идентичны. От производных щелочной стадии к кислотной последовательно увеличивается накопление редких элементов.

Абсолютный возраст редкометальных апогранитных альбититов Лонготюганского блока оценивается неоднозначно. Близкие значения в 300–225 и 330–245 млн. лет приводят Ф.Р. Апельцин и др. [2] и В.Н. Охотников [9]. М.В. Фишман и Н.П. Юшкин [12] датируют возраст редкометального оруденения в 360–330 млн. лет.

Гидрослюдистые метасоматиты с редкометально-полиметаллической специализацией распространены в полях развития субвулканических и экстрезивных тел средне-верхнепалеозойской трахибазальт-трахипаритовой формации в ядерной части Малокарского антиклинория (Оченырдская и другие антиклинали) и на западном крыле Хербейского антиклинория. Изменениям подвержены породы кислого (фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры, микрограниты и др.), реже основного (трахибазальтовые, трахиандезито-базальтовые порфириты, диабазы) состава. Ореолы отличаются зональным строением. В зависимости от исходных пород формируются различные метасоматические колонки: в кислых вулканитах — кварц-гидрослюдистая, в основных — карбонат-гидрослюдистая фации. Метасоматическая колонка кварц-гидрослюдистых метасоматитов имеет вид: фельзит-порфир (кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит) → кварц, калиевый полевой шпат, альбит, гидромусковит, карбонат (гематит) → кварц, калиевый полевой шпат, гидромусковит, карбонат (гематит) → кварц, гидромусковит, карбонат (гематит) → кварц, гидромусковит (гематит).

Зональность карбонат-гидрослюдистых метасоматитов выглядит следующим образом: базальтовый порфирит пропилитизированный (плагиоклаз, хлорит, эпидот, карбонат, магнетит, лейкоксен) → альбит, хлорит, гидромусковит, карбонат (гематит, лейкоксен) → альбит, гидромусковит, карбонат (гематит, лейкоксен) → гидромусковит, карбонат (гематит, лейкоксен).

Слюда представлена гидромусковитом структурной модификации 2M<sub>1</sub> + 1M. Развитие кварц-гидрослюдистой колонки связано с поступлением в породы Si, K, H, O, C и выносом из системы остальных компонентов. Гидрослюдистым метасоматитам свойствен специфический геохимический спектр: Pb, Zn, Mo, Zr, Sn, Cu, Y, Yb, La, Ba и др. При их наложении на структуры с более ранним копчеданно-полиметаллическим или барит-

полиметаллическим оруденением в спектре метасоматитов резко усиливается роль полиметаллов.

Рассмотренные геологоструктурные условия размещения, строение и состав рудоносных метасоматических формаций позволяют проанализировать характер и причины развития региональной метасоматической зональности.

В структурно-вещественных комплексах Полярного Урала достаточно отчетливо проявилась латеральная и вертикальная полиформационная метасоматическая зональность. Латеральная зональность фиксируется последовательной сменой от центра к периферии высокотемпературных рудоносных метасоматитов средне- и низкотемпературными. Выделяются два типа латеральной региональной зональности: 1) зональность слюдястых образований с халькофильной металлогенической специализацией; 2) зональность полевошпат-слюдястых метасоматитов с фрагментарным развитием железо-магнезиальных силикатных ассоциаций, которым соответствует смена редкометальной литофильной минерализации халькофильной, а затем халькофильно-литофильной. Обоим типам латеральной зональности свойственна западная асимметрия, восточные фланги, как правило, лишены крайних членов.

Первый тип зональности проявлен в северной части Талота-Пайпудынского антиклинория и окружающих его антиклинорных (Малокарской, Харбейской) структур. Наиболее отчетливо он выражен в пределах Саурей-Лекынтальбейского и расположенного северо-западнее Оченырдынского рудных узлов. От Лекынтальбейской антиклинали в направлении Оченырдынского поднятия, с одной стороны, и северного замыкания Харбейского антиклинория — с другой, наблюдается концентрически-зональное расположение рудно-метасоматических ассоциаций: оксеталиты (Cu, Mo) → кварц-серцит-хлоритовые метасоматиты (Cu) → листовиты-березиты (Pb, Zn, Ba, Sb и др.) → гидрослюдистые метасоматиты (редкие металлы, Pb и др.). Это наглядно видно на карте (см. рисунок) и на схеме обобщенной зональности (табл. 1).

Второй тип зональности характерен для западного обрамления Харбейского антиклинория и восточного крыла Малокарского антиклинория южной половины рассматриваемой территории (см. рисунок, табл. 2).

В Щучинско-Хадатинском, Лонготюганском, Харбейско-Пайпудынском блоках устанавливается пространственно-последовательный ряд формаций: известково-скарновая (Fe, Cu, Mo, Pb) — альбитовая (No, TR) — грейзеновая (Mo, W) — листовит-березитовая (Pb, Zn, Sb) — гидрослюдистая (редкие металлы, Pb). В пределах конкретных рудных полей зональное распределение комплексов метасоматических пород выражено более отчетливо.

Существуют различные точки зрения на причины проявления региональной зональности. Сторонники одной (С.Г. Караченцев, В.И. Силаев) усматривают в рудной зональности Саурей-Лекынтальбейского рудного узла основополагающую роль фациальной температурной зональности генетически единых образований. Основанием для такого заключения явились результаты минералогических и геохронологических исследований. По В.И. Силаеву [11], рудоотложение в рассматриваемой структуре осуществлялось в три последовательно проявленные стадии. В первую, с абсолютным возрастом 380—360 млн. лет, происходило отложение пирита; во вторую, отвечающую интервалу 300—265 млн. лет, возникла молибденит-сфалеритовая ассоциация; в третью (260—185 млн. лет) — образовался халькопирит-барит-галенитовый парагенезис. Хронологическая последовательность

Схема развития латеральной зональности первого типа  
в региональных структурах Полярного Урала

| Рудоносные метасоматические формации | Малокарский антиклинорий (Оченьрдская антиклиналь) | Талота-Пайпудынский синклиний |                               |                             | Северное замыкание Харбейского антиклинория (Нундерминская антиклиналь) |
|--------------------------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|-------------------------------------------------------------------------|
|                                      |                                                    | Саурейская синклиналь         | Лекын-Тальбейская антиклиналь | Хала-Тальбейская синклиналь |                                                                         |
| Гидрослюда                           | —————                                              |                               |                               |                             | ?                                                                       |
| Лиственит-березитовая                |                                                    | —————                         |                               | —————                       |                                                                         |
| Кварц-серицит-хлоритовая             |                                                    |                               | —————                         | —————                       |                                                                         |
| Оксеталитовая                        |                                                    |                               | —————                         |                             |                                                                         |

Таблица 2

Схема развития латеральной зональности второго типа  
в региональных структурах Полярного Урала

| Рудоносные метасоматические формации | Малокарский антиклинорий | Талота-Пайпудынский синклиний | Харбейский антиклинорий |
|--------------------------------------|--------------------------|-------------------------------|-------------------------|
| Гидрослюдистая                       | —————                    |                               |                         |
| Лиственит-березитовая                |                          | —————                         | —————                   |
| Грейзеновая                          |                          |                               | —————                   |
| Альбитовая                           |                          |                               | —————                   |
| Известково-скарновая                 |                          |                               | —————                   |

минералообразования реализуется в пространственном воплощении рудной зональности.

По нашим данным, эта схема нуждается в уточнении. Совершенно однозначно устанавливается возрастная последовательность генетически автономных рудно-метасоматических ассоциаций: кварц-серицит-хлоритовая колчеданная (серно- и медноколчеданная) → оксеталитовая молибденово-медная прожилково-вкрапленная → кварц-альбитовая и лиственит-березитовая полиметаллическая.

Иного мнения на природу эндогенной зональности придерживаются В.Н. Охотников, А.М. Маречев, авторы настоящей работы и другие

исследователи. Оно базируется на представлении о полихронном оруденении и связи его с различными по возрасту и составу магматическими комплексами, проявленными в определенной структурно-тектонической обстановке, т.е. на историко-геологическом принципе.

Подъярный Урал характеризуется сложным блоковым строением, обусловленным сопряжением добайкальских и байкальских северо-западных структур с каледоно-герцинскими структурами близмеридионального северо-восточного направления. Древние складчатые сооружения переработаны уральской складчатостью и плутоно-метаморфизмом, что существенно затушевало первичный структурный план. Мозаичность территории подчеркивается наличием многочисленных разломов диагональных и ортогональных систем, различающихся порядком, возрастом заложения и подновления. Участки пересечения, сопряжения или подновления структурных форм различного происхождения и порядков контролировали развитие полихронного магматизма и постмагматической деятельности. Положение метасоматических формаций в структурах территории, связь с магматическими формациями и комплексами в интерпретации авторов, металлогеническая специализация, индивидуальные особенности формаций отражены в их описании. Пространственное положение рудоносных метасоматитов в региональных структурах, показанное в табл. 1 и 2, в общих чертах соответствует распространению рудоносных магматических формаций.

Наряду с пространственно-генетическими связями рудоносного магматизма и метасоматизма эндогенная (латеральная и вертикальная) зональность в значительной степени определяется возрастными взаимоотношениями метасоматитов. В обобщенном виде этот тезис иллюстрируется табл. 3. Ее основой послужили реально наблюдаемые соотношения метасоматитов на конкретных рудных полях и месторождениях. В Лекынтальской рудном поле однозначно установлена такая последовательность развития метасоматических образований: дорудные пропициты—кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты—оксеталиты. Последние в структурном отношении занимают центральную часть вытянутого вдоль Бедашорского разлома линейного вулканического поднятия, сложенного в эруптивных центрах субвулканическими телами диоритов, кварцевых диоритов и кварцевых порфиров. На крыльях вулканической гряды в базальтоидах контрастной формации развиваются кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты. На Саурейском месторождении кварц-альбит-кимритовые метасоматиты с прожилково-вкрапленной полиметаллической минерализацией предшествуют образованию березитов с массивными галенитовыми рудами. Предгорное рудное поле сформировано последовательным рядом метасоматических пород: кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты—березиты—гидрослюдистые метасоматиты. На месторождениях и рудопроявлениях Оченырдынского поднятия установлена последовательность метасоматических образований березиты—гидрослюдистые метасоматиты. По скарнам Немурюганского и Свинцового рудопроявлений развиваются грейзены и березиты. Этот перечень примеров можно было бы продолжить.

Кроме полихронной формационной метасоматической зональности, имеются примеры развития температурной зональности (смена грейзенов березитами на фланге Харбейского месторождения и др.). Естественно, что внутри полиформационной зональности всегда появляется моноформационная (монофациальная) зональность отложения, обусловленная сменой физико-химических условий минералообразования.

Таким образом, проявление региональной метасоматической зональности может быть вызвано закономерной эволюцией в геологической

Схематические ряды латеральной и вертикальной метасоматической зональности  
Полярно-Уральского мегантиклинория

| Структурные этажи             | Магматические формации                                              | Латеральная зональность I типа       |                          |                  |                       |                | Латеральная зональность II типа |            |             |                       |                |
|-------------------------------|---------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------|------------------|-----------------------|----------------|---------------------------------|------------|-------------|-----------------------|----------------|
|                               |                                                                     | Рудоносные метасоматические формации |                          |                  |                       |                |                                 |            |             |                       |                |
|                               |                                                                     | Окссалиитовая                        | Кварц-серицит-хлоритовая | Кварц-альбитовая | Лиственит-бerezитовая | Гидрослюдистая | Известково-скарновая            | Альбитовая | Грейзеновая | Лиственит-бerezитовая | Гидрослюдистая |
| Кембрийско-верхнепалеозойский | Трахибазальт-трахилипаритовая<br>PZ <sub>1-3</sub> ТБЛ              |                                      |                          |                  |                       | —              |                                 |            |             |                       |                |
|                               | Аляскитовая PZ <sub>2-3</sub> А                                     | ?                                    |                          |                  |                       |                | —                               | ?          |             |                       |                |
|                               | Габбро-диорит-гранодиоритовая<br>D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub> ГДГ | —                                    |                          | —                | —                     |                |                                 | —          |             |                       |                |
|                               | Натриевых базальтов-липаритов<br>O <sub>1-2</sub> НБЛ               |                                      |                          |                  | —                     |                |                                 | —          | —           |                       |                |
|                               | Трахибазальтовая E <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> ТБ                  |                                      |                          |                  |                       |                | —                               |            | —           | —                     |                |
| Рифейско-кембрийский          | Гранит-лейкогранитовая<br>PZ <sub>1-3</sub> ГЛГ                     |                                      |                          |                  |                       |                |                                 |            |             |                       |                |
|                               | Андезит-дацит-липаритовая<br>PR <sub>2</sub> -C АДЛ                 | —                                    |                          |                  |                       |                |                                 |            |             |                       |                |
|                               | Базальт-андезит-дацитовая<br>PR <sub>2</sub> БАД                    |                                      | —                        |                  |                       |                |                                 |            |             |                       |                |
|                               | Натриевых базальтов-липаритов<br>PR <sub>2</sub> НБЛ                |                                      |                          |                  |                       |                |                                 |            |             |                       |                |
| Ряды вертикальной зональности | Ряды вертикальной зональности                                       | 2                                    | 1                        | 3                | 4                     | 5              | 1                               | 4          | 2           | 3                     | 5              |
|                               | Обобщенный ряд вертикальной метасоматической зональности            | (?)                                  |                          | 7                | 8                     | 9              |                                 | 6          | (?)         |                       | 9              |
|                               |                                                                     | 2                                    | 1                        |                  | 5                     |                | 3                               |            | 4           |                       |                |

истории Полярного Урала структур, магматизма и постмагматических явлений, сменой градиентов давления, температуры и концентрации во времени и пространстве. Не исключено сочетание латеральной и вертикальной зональности, нашедшее отражение в различных уровнях эрозионного среза рудовмещающих блоков. Однако этот вопрос на сегодняшний день изучен недостаточно.

Региональная метасоматическая зональность Полярного Урала подчеркивает блоково-поясное проявление региональной металлогенической зональности, но не повторяет ее. Выявленные закономерности пространственного размещения рудоносных металлогенических формаций и их парагенетических связей с магматизмом позволяют использовать метасоматиты для прогноза и поисков промышленных месторождений цветных, благородных и редких металлов в структурах Полярного Урала.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Апельцин Ф.Р., Якушин Л.Н.* Процесс щелочного метасоматоза и поздние гранитоиды Полярного Урала. — В кн.: *Метаморфизм горных пород Урала*. Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1970, с. 63—70.
2. *Апельцин Ф.Р., Скоробогатов Н.В., Якушин Л.Н.* Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации. М.: Недра, 1967. 199 с.
3. *Грязнов О.Н., Кейльман Г.А., Шехтман П.А.* Эндогенные рудоносные метасоматические формации Урала. — В кн.: *Рудоносные метасоматические формации Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, с. 4—6.
4. *Грязнов О.Н., Чесноков В.И., Берг Л.Я.* и др. Типы околорудных метасоматитов Полярно-Уральского мегантиклинория, их фации и формации. — В кн.: *Рудоносные метасоматические формации Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 30—32.
5. *Дворников Ю.А., Грязнов О.Н., Чесноков В.И., Белоусов А.Е.* Редкометальные метасоматиты Харьейского антиклинория (Полярный Урал). — В кн.: *Рудоносные метасоматические формации Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 35—36.
6. *Душин В.А., Макаров А.Б., Грязнов О.Н.* Рифейский вулканизм западного обрамления Харьейского антиклинория (Полярный Урал). Киев: Наук. думка, 1981, с. 19—20.
7. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
8. *Охотников В.Н.* Геология рудных образований Полярного Урала. Л.: Наука, 1975. 175 с.
9. *Охотников В.Н.* Рудные формации Полярного Урала и принципы их выделения. — Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР (Сыктывкар), 1976, вып. 22, с. 3—18.
10. *Подсосова Л.Л., Митюшкова В.С., Охотников В.Н.* и др. Магматизм и металлогения Полярного, Приполярного Урала и Северного Зауралья. — В кн.: *Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала*. Свердловск, 1969, с. 282—292.
11. *Силаев В.И., Андреев В.Л.* Геохимическая модель сульфидной гидротермальной минерализации севера Полярного Урала (на примере Саурей-Лекынтельейского рудного узла). — *Геология руд. месторождений*, 1982, № 2, с. 97—101.
12. *Фишман М.В., Юшкин Н.П.* Проблемы металлогении Европейского Северо-Востока. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1980. 28 с.

## РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРИИРТЫШСКОГО РАЙОНА РУДНОГО АЛТАЯ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗА КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Проблема использования гидротермально-метасоматических изменений для прогнозирования и оценки колчеданного оруденения одна из самых важных и сложных на Рудном Алтае. Ее разработкой в Прииртышском районе занимались Н.Н. Курек и А.И. Курек [7], П.Ф. Иванкин с соавторами [5], В.И. Чернов [19], Д.И. Горжевский с соавторами [2], М.Г. Хисамутдинов [17], В.Б. Чекваидзе [19] и др. Однако в прогнозных построениях основной упор был сделан на изучение взаимосвязи колчеданного оруденения с телами полно проявленных, относительно локальных гидротермалитов и окolorудных метасоматитов в пределах отдельных рудных узлов и полей. При этом внешние слабо проявленные зоны окolorудных метасоматитов учитывались в меньшей степени. На важность выявления и изучения региональных зон слабых изменений при прогнозно-металлогенических работах большое внимание обращалось в трудах В.А. Жарикова и Б.И. Омеляненко [4], В.А. Жарикова [3], Е.В. Плющова и О.П. Ушакова [12, 13] и ряда других исследователей. Особый интерес эта проблема приобретает в связи с разработкой специальной методики средне-крупномасштабного картирования слабо проявленных гидротермально-метасоматических образований [8] и выявлением на ее основе региональной метасоматической зональности, определенным образом контролирующей размещение гидротермальных месторождений в подвижных блоках земной коры [8, 11].

Специальное исследование, проведенное авторами в новом методическом ключе [8] в пределах центральной части Прииртышского района Рудного Алтая, дает возможность уточнить позицию разнообразных по геологическим условиям проявления колчеданных месторождений района (Николаевское, Рулихинское, Таловское, Ново-Березовское, Иртышское, Чудак и др.) в региональной метасоматической зональности и в конечном итоге для данной группы месторождений сформулировать дополнительные критерии их прогнозной оценки.

Изученная часть Прииртышского района приурочена к полосе сочленения палеозойских складчато-блоковых структур Рудно-Алтайской и Калба-Нарымской структурно-формационных зон (СФЗ), первая из которых представляет собой вторичную эвгеосинклинально-складчатую систему, сформированную на глубоко гранитизированном каледонском основании, а вторая — типичное миогеосинклинально-складчатое сооружение, отделенное от предыдущей СФЗ длительно развивавшимися разломами глубинного заложения [14, 17]. Отмеченное обстоятельство предопределило принадлежность различных частей рассматриваемой территории к разным подзонам отмеченных СФЗ (рис. 1). Вся северная половина района отвечает юго-западному крылу Алейского антиклинория (Алейская подзона Рудно-Алтайской СФЗ), сложенного преимущественно осадочными, осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами среднего девона—раннего карбона (собственно геосинклинальные базальт-липаритовая, дацит-андезитовая, терригенная нижнемолассовая формации) и прорывающими их во многих местах инверсионными средне-позднекаменноугольными гранито-

идными интрузиями змеиногорского комплекса (габбро-гранодиорит-плагиогранитовая формация). Крыло антиклинория полого погружается на юго-запад, что выражается в увеличении мощностей вулканогенных образований девона и появлении слабо деформированных синклинальных структур, выполненных осадочными породами малоульбинской свиты. Южная половина района принадлежит Иртышской зоне смятия (Иртышская подзона Калба-Нарымской СФЗ), срезающей по системе северо-западных нарушений юго-западное крыло Алейского антиклинория. Иртышская зона смятия представляет собой полосу линейных северо-западных складчато-блоковых структур с интенсивной мелкой складчатостью, многочисленными продольными разрывами, общим расслаблением и значительным метаморфизмом пород [14]. В изученной площади выделяются два блока: 1) северо-восточный, представленный порфироидами и порфиритоидами по девонским осадочно-вулканогенным образованиям юго-западного крыла Алейского антиклинория; 2) осевой, сложенный метаморфическим гнейсо-гранито-сланцевым комплексом пород, возникшим предположительно за счет песчано-сланцевых толщ среднедевонских орловской и белоусовской свит, а также интрузивных образований габбро-гранодиорит-плагиогранитовой формации.

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Приведенная на рис. 2 схема строения региональной метасоматической зональности центральной части Прииртышского района базируется на результатах специального крупномасштабного (1 : 50 000) картирования гидротермально-метасоматических образований, выполненного по относительно равномерной сети наблюдения (750 X 500 м со сгущением до (50—100) X 250 м в местах интенсивных гидротермальных преобразований пород). На участках, перекрытых чехлом рыхлых отложений, опробовался керн картировочных и глубоких скважин. Околорудные метасоматы и полно проявленные гидротермалиты изучались путем детального опробования пород вдоль наиболее представительных сечений рудных тел горными выработками и стволами глубоких скважин, характеризующими рудную, окологорудную и внешнюю зоны рудоконтролирующей зональности месторождений. Всего было изучено 3000 прозрачных шлифов собственных сборов, а также около 1000 шлифов производственных партий.

Как показано на рис. 2, в пределах рассматриваемой территории устанавливается существование четырех региональных метасоматических формаций (РМФ): 1) альбитофир-березитовой, связанной с развитием субмаринных вулканических построек  $D_2-C_1$  возраста; 2) фельдшпатолит-скарново-пропилитовой, обусловленной процессом внедрения и длительного становления инверсионных гранитоидных интрузий змеиногорского комплекса ( $C_{2-3}$ ); 3) пропилит-серицитолитовой, проявленной в северо-восточном блоке Иртышской зоны смятия в связи с активизацией в  $PZ_{2-3}$  тектонических движений и сопровождающей ее вспышкой гидротермальной деятельности; 4) фельдшпатолит-скарново-грейзеновой, закартированной в осевой части Иртышской зоны смятия среди пород метаморфического гнейсо-гранито-сланцевого комплекса продолжительно  $PZ_{2-3}$  возраста. Под региональной метасоматической формацией понимается статистически устойчивое сочетание региональных зон слабых изменений, объединенных общей зонально-стадийной структурой [13]. В генетическом отношении РМФ представляют собой совокупность зон распространения разнофациаль-



ных гидротермально-метасоматических изменений, обусловленных конкретным геологическим событием (внедрением и длительным становлением интрузивных массивов, развитием вулканических построек субмаринного или субазального типа, тектонической перестройкой района и т.д.). По объему понятия РМФ отвечает группе сопряженных метасоматических формаций [10] или формационно-генетическому ряду [1].

Сравнительная характеристика геологических обстановок проявления и рудоносности РМФ центральной части Прииртышского района Рудного Алтая приведена в таблице.

**Альбитофир-березитовая РМФ.** Формация включает зоны развития в различной степени проявленных альбитофировых ( $\Phi p$ ), гидросерцит-березитовых ( $Bz$ ), аргиллизитовых ( $Ap$ ), адуляритовых ( $Ad$ ) и вторично-кварцитовых алунит-каолинитовых ( $Bk_1$ ) минеральных ассоциаций. Перечисленная совокупность зон в наиболее полном первоизданном виде сохранилась в неактивизированных межгранитных блоках осадочно-вулканогенных пород базальт-липаритовой и дацит-андезитовой формаций юго-западного крыла Алейского антиклинория (см. рис. 2). Кроме того,

*Рис. 1.* Схема геологического строения центральной части Прииртышского района Рудного Алтая (составлена по материалам Прииртышской ГРЭ)

1-18 — формации в пределах Алейской подзоны Рудно-Алтайской СФЗ: 1 — зеленые кристаллические сланцы неясной формационной принадлежности,  $PZ_1$ ; 2-8 — морская базальт-липаритовая формация (2 — лосишинская свита,  $D_2e_2$  — туфопесчаники, туфоалевролиты и туфы дацито-липаритов, 3 — таловская свита,  $D_2gv$  — лавы и лавобрекчи липаритов, 4-6 — каменевская серия,  $D_3fr_{1-2}$ ; 4 — кремнисто-глинистые сланцы, туфоалевролиты, 5 — лавы, кластолавы и туфы андезито-базальтов, 6 — лавы, кластолавы дацито-липаритов, 7 — снегиревская свита,  $D_3fr_3$  — туфы, кластолавы липаритов, туфопесчаники, 8 — субвулканический комплекс липаритов и дацито-липаритов,  $D_3$ ); 9-14 — островная дацит-андезитовая формация (9 — нижнепихтовская подсвита,  $D_3fm_1$  — туфоконгломераты, туфопесчаники, лавы андезитов, 10-11 — среднепихтовская подсвита,  $D_3fm_2$ ; 10 — лавобрекчи, кластолавы дацитов, 11 — лавы, кластолавы андезитов, 12-13 — верхнепихтовская подсвита,  $D_3fm_3$ ; 12 — туфы, кластолавы, лавы андезитов, 13 — туфы андезитов, 14 — субвулканический комплекс диабазов и габбро-диабазов,  $D_3-C_1$ ); 15 — терригенная нижнемолассовая угленосная формация — малоульбинская свита,  $C_{1-2}$  (углистые аргиллиты, песчаники, конгломераты); 16-18 — габбро-гранодиорит-плаггиогранитовая формация,  $C_{2-3}$ , змеиногорский комплекс (16 — габбро, габбро-диориты, 17 — кварцевые диориты, диориты, 18 — гранодиориты, адамеллиты, плаггиограниты); 19-30 — формации в пределах Иртышской подзоны Калба-Нарымской СФЗ (19-21 — морская базальт-липаритовая формация: 19 — шипулинская свита,  $D_2e-gv$  — глинистые графитизированные сланцы, известняки, 20 — иртышская свита,  $D_2gv-D_3fr$  — порфиroidы по кластолавам и лавам липаритов, 21 — порфиroidы по субвулканическим телам липаритов,  $D_3$ ; 22 — островная дацит-андезитовая формация, пихтовская свита,  $D_3fm_3$  — порфиroidы по туфам, кластолавам и лавам андезито-дацитов, 23 — габбро-гранодиорит-плаггиогранитовая формация,  $C_{2-3}$ , змеиногорский комплекс — разгнейсованные кварцевые диориты и габбро-диориты, 24-26 — карбонатно-песчано-сланцевая формация: 24-25 — орловская свита,  $D_2e$  (24 — рассланцованные алевролиты, 25 — рассланцованные песчаники), 26 — белоусовская свита,  $D_3$  — кварц-серцит-хлоритовые сланцы по алевролитам и песчаникам, 27-30 —  $PZ_{2-3}$  (?) метаморфический гнейсо-гранито-сланцевый комплекс, возникший предположительно по песчано-сланцевым толщам орловской свиты и интрузивным образованиям змеиногорского комплекса: 27 — гнейсовидные плаггиограниты и адамеллиты, 28 — гнейсы, 29 — кристаллические сланцы, 30 — анатектические лейкократовые граниты); 31-32 — разрывные нарушения (31 — разломы: а — главные, б — второстепенные, 32 — надвиги); 33-37 — месторождения: 33 — собственно вулканогенные колчеданные медные и медно-цинковые, 34 — вулканогенно-плутоногенные колчеданные медные и полиметаллические, 35 — плутоногенные медные и железомедные, 36 — вулканогенно-тектонические колчеданно-полиметаллические, 37 — метаморфогенные редкометалло-медные



отдельные фрагменты формации, представленные участками альбитофировых и гидросерицит-березитовых изменений, закартированы среди порфиroidов и порфиритоидов Северо-Восточного блока Иртышской зоны смятия.

Преобладающими в составе РМФ кварц-хлорит-альбитовыми (альбитофировыми) объемными изменениями охвачены в той или иной степени (в среднем 30–40% новообразований) практически все породы березовской, таловской, каменевской, снежиревской, пихтовской и иртышской свит. При этом увеличение степени замещения пород альбитофировыми парагенезисами (до 80–100% новообразований) наблюдается, как правило, на значительных площадях (10–30 км<sup>2</sup>) при появлении в разрезе свит субвулканических тел липаритов и дацито-липаритов позднедевонского возраста, повсеместно преобразованных в полно проявленные кварцевые альбитофиры. Последние обычно в таких случаях наследуют эффузивный облик исходных вулканитов, что обусловлено постоянным участием в их строении однородных по структурным особенностям биоминеральных мелкокристаллических кварц-альбитовых агрегатов закономерного строения (бластосферолитов, бластопойкилитов, микрографических сростаний), включающих порфировые вкрапленники нацело альбитизированных полевых шпатов. В отличие от кварцевых альбитофиров по субвулканическим липаритам и дацито-липаритам полно проявленные кварц-альбитовые гидротермалиты, возникающие по вулканическим породам жерловой, покровной и удаленной пирокластической фаций, характеризуются менее однородным структурным рисунком. Для них

*Рис. 2.* Схема строения региональной метасоматической зональности центральной части Прииртышского района Рудного Алтая

1–5 — зоны развития гидротермально-метасоматических образований альбитофир-березитовой РМФ,  $D_2-C_1$ : 1 — альбитофиры —  $\Phi p$  (кварц + альбит ± хлорит ± карбонат), 2 — совмещение альбитофиров с гидросерицитовыми березитами —  $B_2 + \Phi p$  (участки интенсивного хлорит-карбонатного изменения альбитофиров), 3 — гидросерицовые березиты —  $B_2$  (кварц ± гидросерицит ± хлорит ± карбонат ± пирит), 4 — аргиллизиты —  $Ar$  (кварц ± гидрослюда ± каолинит ± пирит), 5 — адуляриты (кварц + адуляр) в совмещении с аргиллизитами и подчиненными каолинит-алузитовыми вторичными кварцитами —  $Ad + Ar (Bk_1)$ ; 6–12 — зоны развития гидротермально-метасоматических образований фельдшпатолит-скарново-пропилитовой РМФ,  $C_2-3$ : 6 — биотитовые фельдшпатолиты —  $\Phi л_2$  (кварц + кальшпат ± альбит и биотит), 7 — совмещение биотитовых фельдшпатолитов с хлоритовыми пропилитами —  $\Phi л_2 + Пх$ , 8 — скарны, скарноиды и апоскарновые метасоматиты —  $Ск$  (гранат + пироксен и амфибол и эпидот и карбонат), 9 — амфибол-биотитовые пропилиты —  $Паб$  (эпидот + амфибол + биотит ± кварц), 10 — эпидот-биотитовые пропилиты —  $Пхб$  (эпидот ± биотит ± кварц ± пренит), 11 — вторичные андалузитовые кварциты —  $Bk_2$  (кварц + мусковит + серицит + андалузит ± биотит ± пирит), 12 — совмещение фельдшпатолитов с кварц-мусковит-серицитовыми образованиями —  $\Phi л_2 + (Bk_2)$ ; 13 — контур распространения гидротермально-метасоматических образований фельдшпатолит-скарново-пропилитовой РМФ; 14–15 — зоны развития гидротермально-метасоматических образований пропилит-серицитолитовой РМФ,  $PZ_2-3$ : 14 — совмещение хлоритовых пропилитов с подчиненными альбитофирами —  $Пх ± (\Phi p)$ , 15 — серицитолиты с подчиненными кварц-хлорит-карбонатными метасоматитами стадии осаднения —  $Бс_1$  (кварц + серицит ± мусковит ± хлорит ± карбонат ± пирит ± альбит); 16 — контур распространения гидротермально-метасоматических образований пропилит-серицитолитовой РМФ; 17–20 — зоны развития гидротермально-метасоматических образований фельдшпатолит-скарново-грейзеновой РМФ,  $PZ_2-3$  (?): 17 — скарны, скарноиды и апоскарновые метасоматиты —  $Ск$  (эпидот + пироксен + гранат + амфибол), 18 — хлорит-амфиболовые пропилиты —  $Пха$  (эпидот ± хлорит ± амфибол), 19 — совмещение турмалиносодержащих фельдшпатолитов с мусковит-серицитовыми березитами —  $\Phi л_2 + Бс_2$ , 20 — совмещение турмалиносодержащих фельдшпатолитов с грейзенами —  $Гр + \Phi л_2$  (кварц + мусковит ± ± турмалин ± серицит ± полевой шпат); 21–25 — то же, что 33–37 на рис. 1; 26 — неизученные участки

Характеристика рудоносности и геологических обстановок проявления региональных метасоматических формаций (РМФ) центральной части Прииртышского района Рудного Алтая

| РМФ (генетический тип, возраст)                                    | Состав РМФ                                                                                                                                                                                   | Геологические обстановки проявления РМФ                                                                                                                                                                                                                                                                  | Формационно-генетический тип месторождения                                                                                                                                                                                                                                                                                              | Примеры месторождения                                   |
|--------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|
| Альбитофир-березитовая (субмаринный вулканогенный, $D_2-C_1$ )     | Альбитофиры ( $\Phi\rho$ ) + березиты гидросерицитовые ( $B_2$ ) + аргиллизиты ( $A\rho$ ) + + адуляриты ( $Ag$ ) + + вторичные кварциты алунит-каолининовые ( $B\kappa_1$ )                 | Неактивизированные межгранитные блоки пород базальт-липаритовой формации ( $D_2-C_1$ )<br><br>Неактивизированные межгранитные блоки пород островной дацит-андезитовой формации ( $D_3-C_1$ )                                                                                                             | Собственно вулканогенные колчеданные медные и медноцинковые в гидросерицитовых березитах и аргиллизитах<br><br>Собственно вулканогенные медноколчеданные в гидросерицитовых березитах, кварцевых жилах и штокверковых зонах                                                                                                             | Николаевское<br><br>Чудак                               |
| Фельдшпатолиит-скарново-пропилитовая (плутоногенный, $C_2-C_3$ )   | Фельдшпатолииты биотитовые ( $\Phiлб_2$ ) + скарны ( $C\kappa$ ) + пропилиты амфибол-биотитовые ( $Паб$ ) и эпидот-биотитовые ( $Пхб$ ) + + вторичные кварциты андалузитовые ( $B\kappa_2$ ) | Активизированные (контактово-метаморфизованные) блоки осадочно-вулканогенных пород $D_2-C_3$ и $D_3-C_1$ в ореолах контактового воздействия гранитоидов змеиногорского комплекса ( $C_2-C_3$ )<br><br>Поля развития гранитоидов змеиногорского комплекса и ореолы их ближайшего контактового воздействия | Вулканогенно-плутоногенные (частично регенерированные) колчеданно-полиметаллические в приконтактных вторичных кварцитах, роговиках, скарнах и апоскарновых метасоматитах с реликтами более ранних аргиллизитов и березитов альбитофир-березитовой РМФ<br><br>Плутоногенные медные и железомедные в скарнах и апоскарновых метасоматитах | Рулихинское, Таловское                                  |
| Пропилит-серицитолитовая (тектоногенный, $PZ_2-C_3$ )              | Пропилиты хлоритовые ( $Пх$ ) + серицитолиты с подчиненными кварц-хлорит-карбонатными метасоматитами стадии осаднения ( $B_1$ )                                                              | Активизированные (тектонически интенсивно нарушенные) блоки осадочно-вулканогенных пород ( $D_2-C_3$ , $D_3-C_1$ ) и интрузивных образований ( $C_2-C_3$ ) в пределах северо-восточного крыла Иртышской зоны сматия                                                                                      | Вулканогенно-тектоногенные (полностью или частично регенерированные) колчеданно-полиметаллические в серицитолитах и кварц-хлорит-карбонатных метасоматитах стадии осаднения с реликтами более ранних образований альбитофир-березитовой РМФ                                                                                             | Ново-Березовское, Березовское, Иртышское, Красноярьское |
| Фельдшпатолиит-скарново-грейзеновая (метаморфогенный, $PZ_2-C_3$ ) | Фельдшпатолииты турмалинсодержащие ( $\Phiлб_1$ ) + + скарны ( $C\kappa$ ) + грейзены ( $Гр$ ) + пропилиты хлорит-амфиболовые ( $Пха$ ) + + березиты мусковит-серицитовые ( $B_1$ )          | Участки развития метаморфического гнейсо-гранито-сланцевого комплекса пород ( $PZ_2-C_3$ ) в пределах осевой части Иртышской зоны сматия                                                                                                                                                                 | Метаморфогенные редкометалльно-медные в березитах, грейзенах и кварц-турмалин-карбонатных жилах                                                                                                                                                                                                                                         | Рулевское, Авроринское, Полеваевское                    |

наряду с широко развитым псевдоморфизмом альбита и хлорита типоморфны также выделения вторичных минералов в виде ксено- и идиобласт, лапчатых и сноповидных агрегатов, а также разнообразных прожилков, жилок и гнезд, особенно широко развитых в горизонтах алевролитов и песчаников. Однако и здесь альбитизация нередко приводит к возникновению сплошных кварц-хлорит-альбитовых мелкокристаллических агрегатов, придающих исходным осадочным породам магматогенный псевдофельзитовый облик [19].

Тесно взаимосвязанные в пространстве, в различной степени проявленные ( $> 20\text{--}30\%$  новообразований) скрыто-мелкокристаллические кварц-хлорит-карбонат-гидросерицитовые (гидросерицит-березитовые —  $B_2$ ), кварц-каолинит-гидрослюдистые (аргиллизитовые —  $Ap$ ), кварц-адуляровые (адуляритовые —  $Ad$ ) и кварц-гидросерицит-каолинит-алунитовые (вторично-кварцитовые —  $BK_1$ ) парагенезисы образуют внутри ореолов альбитизированных пород серию узких ( $0,5\text{--}2,5$  км), протяженных (до  $30\text{--}45$  км), линейных зон северо-западного простирания, в целом согласно (стратиформно) залегающих среди полого погружающихся на юго-запад осадочно-вулканогенных пород базальт-липаритовой и дацит-андезитовой формаций. В пределах изученной площади современной эрозионной поверхности вскрываются три такие стратиформные зоны, проявленные в разрезе осадочно-вулканогенных пород юго-западного крыла Алейского антиклинария на трех стратиграфических уровнях: на границах таловской и каменевской, каменевской и снегиревской свит, а также внутри среднепихтовской подсвиты. Такая приуроченность зон кварц-светлослюдистых изменений к определенным рубежам в разрезе обусловлена тем, что в их пространственном размещении главная роль принадлежит высокопористым и хорошо проницаемым стратифицированным горизонтам туфов, лавокластитов и туфопесчаников, развитым на границах перечисленных выше свит и зажатым с висячего и лежащего боков интенсивно альбитизированными лавовыми образованиями кислого состава. Реже эти зоны контролируются тектонически нарушенными приконтактными участками линейных субвулканических тел липаритов и дацито-липаритов. Наблюдаемая в настоящее время пространственная позиция отмеченных зон во многом обусловлена еще и планом поствулканических (по-видимому, соскладчатых) тектонических нарушений меридионального и северо-восточного направлений, вдоль которых они вместе с согласно вмещающими их блоками осадочно-вулканогенных пород испытывают существенные горизонтальные смещения и разбиваются на серии более мелких фрагментов. В строении стратиформных зон кварц-светлослюдистых изменений независимо от стратиграфического уровня их проявления устанавливаются элементы отчетливой ассиметричной поперечной и симметричной продольной латеральной зональности, являющейся на современном уровне эрозионного среза отражением вертикальной зональности в размещении метасоматитов. С учетом альбитофилов ряд ассиметричной поперечной зональности выглядит следующим образом (в направлении вектора максимальной изменчивости с северо-востока на юго-запад, или от лежащего бока моноклиальной структуры к висячему):  $\Phi p \rightarrow B_2 + (\Phi p) \rightarrow B_2 \rightarrow Ap \rightarrow Ap + Ad \rightarrow (BK_1)$ . При этом данный ряд достаточно хорошо отражает и возрастную упорядоченность перечисленных зон. Симметричная продольная зональность может быть рассмотрена путем объединения в единое целое двух сходящихся на алунит-каолинитовых вторичных кварцитах ( $BK_1$ ) рядов поперечной зональности:  $B_2 + (\Phi p) \rightarrow B_2 \rightarrow Ap \rightarrow Ap + Ad \rightarrow (BK_1) \leftarrow Ad + Ap \leftarrow Ap \leftarrow B_2 \leftarrow (\Phi p) + B_2$  (см. рис. 2) Здесь необходимо отметить, что

выделяемая в данных рядах зона совмещения альбитофиров с хлорит-карбонатными гидросерицитсодержащими парагенезисами березитового типа —  $(Фр) + Бг$  — является внешней зоной локально проявленных метасоматитов хлорит-карбонатного состава, рассматриваемых В.Б. Чекваидзе [18] в ранге самостоятельной формации околорудных метасоматитов.

Таким образом, выявленные особенности зонально-стадийного строения альбитофир-березитовой РМФ в совокупности с другими признаками (автометасоматическим характером проявления альбитофиров, аргиллизитов и т.д., закономерной пространственной упорядоченностью зон изменений относительно определенных фаций субмаринного вулканизма и элементов строения слоистой структуры вулканогенно-осадочных пород и т.д.) дают основание считать, что возникновение формации имело место на собственно геосинклинальном (доскладчатом) этапе развития района и теснейшим образом связано в пространстве и во времени с процессом становления субмаринных палеовулканических построек линейного типа, сложенных породами базальт-липаритовой и дацит-андезитовой формаций среднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

**Фельдшпатолит-скарново-пропилитовая РМФ.** Формация включает зоны развития в различной степени проявленных фельдшпатолитовых ( $Флб_2$ ), скарновых ( $Ск$ ), пропиловых ( $Паб, Пхб, Пх$ ) и вторично-кварцитовых диаспор-андалузитовых ( $Вк_2$ ) ассоциаций. В пространственном размещении перечисленных зон главная роль принадлежит инверсионным гранитоидным массивам змеиногорского комплекса, относительно контуров которых они занимают определенную позицию.

Во внутренних частях гранитоидных интрузий широко развиты средне-крупнокристаллические биотит-фельдшпатолитовые парагенезисы, которые обычно фиксируются в исходных породах в виде новообразований псевдоморфного калиевого полевого шпата и альбита, гранобластового кварца и мелкочешуйчатого бурого биотита. Фельдшпатолитовым изменением в той или иной степени (от 10 до 80% новообразований) охвачены породы практически всех гранитоидных массивов района и особенно сильно (до 60—100% новообразований) — отдельные части Межевской и Бузанихинской интрузий. В наиболее чистом виде фельдшпатолитовые зоны закартированы во внутренних частях гранитоидных массивов. На остальных участках массивов (и особенно в их эндоконтактах) распространены более сложные ассоциации, представленные сочетанием биотитовых фельдшпатолитов или с хлорит-эпидотовыми пропиловыми, или с кварц-мусковит-серицитовыми вторично-кварцитовыми слабо проявленными парагенезисами (5—15% новообразований), являющимися более поздними, чем фельдшпатолиты, гидротермально-метасоматическими образованиями. В контурах интрузий устанавливаются следующие два типа зональной упорядоченности: 1)  $Флб_2 \rightarrow Флб_2 + Пх$ ; 2)  $Флб_2 \rightarrow Флб_2 + (Вк_2) \rightarrow Флб_2 + Пх$ . Возрастная упорядоченность зон при этом имеет вид:  $Флб_2 \rightarrow Пх \rightarrow (Вк_2)$ .

В ореолах контактового воздействия отмеченных интрузий закартированы (мощностью 0,5—8 км) зонально построенные поля пропиловых изменений, имеющие максимальные площадные параметры на юго-западных пологопадающих сторонах гранитоидных массивов. Внутренние участки пропиловых полей, непосредственно примыкающие к поверхности контакта, представлены крупно-среднекристаллическими эпидот-биотит-амфиболовыми парагенезисами ( $Паб$ ), а их внешние, наиболее удаленные от контакта зоны — безамфиболовыми эпидот-биотитовыми, нередко тальк-содержащими мелкокристаллическими пропиловыми ассоциациями ( $Пхб$ ). В этом же направлении наблюдается затухание интенсивности

проявления пропилитовых изменений: от максимума (30–80% новообразований) у контакта с гранитами до минимума (5–10% новообразований) в периферических частях пропилитовых зон. К внутренним, наиболее интенсивно проявленным частям пропилитовых зон тяготеют локальные тела более ранних гранат-пироксен-амфиболовых скарнов, развитых, как правило, по горизонтам осадочных пород, а также андезито-базальтам, зеленым кристаллическим сланцам и габброидам ранней фазы внедрения змеиногорского комплекса. Нередко среди полей разнофазальных пропилитовых изменений (как правило, на контакте с гранитами) фиксируются небольшие (0,5–6,5 км<sup>2</sup>), но интенсивно проявленные (>40% новообразований) ореолы средне-крупнокристаллических кварц-мусковит-серицитовых диаспор- и андалузитсодержащих вторичных кварцитов. Таким образом, в ореолах контактового воздействия интрузий устанавливаются следующие наиболее распространенные варианты пространственной упорядоченности зон (от периферии к контакту): 1)  $Px_b \rightarrow Pa_b$ ; 2)  $Px_b \rightarrow Pa_b \rightarrow Sk$ ; 3)  $Px_b \rightarrow Pa_b \rightarrow V_{K_2}$ . При этом общая возрастная упорядоченность зон имеет вид:  $Sk \rightarrow Pa_b, Px_b \rightarrow V_{K_2}$ , а в целом для формации —  $Flb_2 \rightarrow Sk \rightarrow Pa_b, Px_b, P_x \rightarrow V_{K_2}$ . Перечисленные гидротермально-метасоматические образования, закартированные в ореолах контактового воздействия гранитоидных массивов среди пород базальт-липаритовой и дацит-андезитовой формаций, развиваются на фоне более древних ассоциаций альбитофир-березитовой РМФ. Отмеченное обстоятельство предопределило широкое распространение здесь явлений замещения более ранних и менее высокотемпературных альбитофировых, аргиллизитовых, гидросерицит-березитовых и вторично-кварцитовых (алунитсодержащих) ассоциаций более высокотемпературными скарновыми, пропилитовыми и вторично-кварцитовыми (андалузитсодержащими) приконтактовыми парагенезисами фельдшпатолит-скарново-пропилитовой РМФ. Особенно отчетливо эти взаимоотношения обнаруживаются в виде реакций гидрослюда  $\leftarrow$  серицит + андалузит, хлорит  $\leftarrow$  биотит, кварц + альбит  $\leftarrow$  эпидот + амфибол + кварц и т.д. в южной части Межевского и Секисовского массивов, а также в восточной экзоконтактовой области Бузанихинского массива.

Таким образом, выявленные элементы строения фельдшпатолит-скарново-пропилитовой формации однозначно указывают на ее неразрывную связь с процессом внедрения и длительного становления инверсионных гранитоидных интрузий змеиногорского комплекса.

**Пропилит-серицитолитовая РМФ.** Это простая двухчленная формация, развитая среди интенсивно тектонически нарушенных пород северо-восточного блока Иртышской зоны смятия. Как показали детальные петрографические исследования, входящие в состав РМФ зоны пропилитизации ( $P_x$ ) и серицитолитизации ( $Bc_1$ ) длительно развивались на фоне активных динамометаморфических преобразований пород базальт-липаритовой, дацит-андезитовой и габбро-гранодиорит-плагиогранитовой формаций. Данное обстоятельство повлекло за собой сложное совмещение в пространстве в пределах Северо-Восточного блока Иртышской зоны смятия ореолов пропилитизации и серицитолитизации с гидротермально-метасоматическими образованиями более древних альбитофир-березитовой и фельдшпатолит-скарново-пропилитовой РМФ. Альбитофировые, гидросерицит-березитовые, фельдшпатолитовые и пропилитовые ассоциации отмеченных формаций в метаморфизованном виде постоянно фиксируются среди рассланцованных пород шипулинской, иртышской и пихтовской свит, а также среди гнейсовидных гранодиоритов и кварцевых диоритов змеиногорского комплекса. На их фоне и развиваются протяженные

(до 10–12 км) линейные ореолы интенсивно проявленных ( $> 25\%$  новообразований) кварц-мусковит-хлорит-карбонат-серицитовых (серицитолитовых) и хлорит-эпидотовых (пропилитовых) ассоциаций сланцеватого облика. Серицитолиты и пропилиты имеют отчетливо приразломный характер проявления. Внутреннее строение ореолов серицитолитизации неоднородно. Их большая часть, как правило, сложена существенно кварц-мусковит-серицитовыми парагенезисами с подчиненным прожилковым хлоритом, карбонатом и реже альбитом или адуляром. Во внешних частях ореолов и особенно в местах их выклинивания преобладают кварц-хлоритовые, хлорит-карбонатные и реже хлорит-альбитовые метасоматиты так называемой стадии осаждения [2, 18]. С северо-востока к ореолам серицитолитов подступают зоны пропилитовых изменений, в пространственном размещении которых особая роль также принадлежит тектоническим нарушениям северо-западного направления. Однако в отличие от серицитолитов ореолы пропилитизации распространены несколько шире, развиваясь как среди рассланцованных пород самого Северо-Восточного блока, так и в сопредельных с ними ненарушенных вулканитах пихтовской свиты юго-западного крыла Алейского антиклинория.

Отмеченные пространственные и возрастные закономерности проявления сопряженных зон пропилитизации и серицитолитизации со всей убедительностью свидетельствуют о том, что они формировались с большим отрывом во времени от гидротермально-метасоматических образований более ранних формаций и связаны с активизацией в среднем—позднем палеозое тектонических движений и сопровождающей ее вспышкой гидротермальной деятельности.

**Фельдшпатолит-скарново-грейзеновая РМФ.** Это отчетливо метаморфогенная по происхождению формация, в состав которой входят в различной степени проявленные фельдшпатолитовые турмалинсодержащие ( $Флб_1$ ), грейзеновые ( $Гр$ ), скарновые ( $Ск$ ), пропилитовые ( $Пха$ ) и березитовые ( $Бс_2$ ) минеральные парагенезисы, во многом унаследовавшие гнейсовидный и сланцеватый облик исходных метаморфических пород. Зоны развития отмеченных ассоциаций закартированы в осевой части Иртышской зоны смятия среди метаморфических гнейсо-гранито-сланцевых образований предположительно  $PZ_{2-3}$  возраста. Здесь на фоне более ранних крупнокристаллических кварц-полевошпатовых турмалинсодержащих (фельдшпатолитовых) парагенезисов установлена широкая протяженная полоса кварц-светлослюдистых изменений, в строении которой выделяются две зоны: внутренняя, представленная кварц-серицит-мусковитовыми турмалинсодержащими сильно проявленными ( $> 30\%$  новообразований) ассоциациями, и сменяющая ее к северо-востоку и юго-западу внешняя зона, сложенная кварц-мусковит-карбонат-серицитовыми березитовыми парагенезисами. С северо-востока к полосе березитовых изменений подступает узкий протяженный ореол хлорит-амфиболовых пропилитов, развитый по зеленосланцевому комплексу пород и включающий стратиформные тела скарнов и скарноидов. Таким образом, в пространственном размещении гидротермально-метасоматических образований фельдшпатолит-скарново-грейзеновой РМФ устанавливаются элементы отчетливой симметрично-полосчатой зональной упорядоченности, выразившейся в следующей последовательности смены зон (от периферии к центру):  $Флб_1 + Бс_2 \rightarrow Гр + Флб_1 \rightarrow Флб_1 + Бс_2 \rightarrow Пха + Ск$ . При этом возрастная упорядоченность зон имеет вид:  $Флб_1 \rightarrow Гр \rightarrow Ск, Пха \rightarrow Бс_2$ .

Охарактеризованные зоны фельдшпатолит-скарново-грейзеновой РМФ в совокупности с ореолами ранее рассмотренных формаций (альбитофир-березитовой, фельдшпатолит-скарново-пропилитовой и пропилит-сери-

цитолитовой) образуют региональную метасоматическую зональность центральной части Прииртышского района Рудного Алтая, сформированную, как показали исследования, в результате сложного взаимодействия в пространстве и во времени субмаринного вулканогенного ( $D_2-C_1$ ), плутоногенного ( $C_{2-3}$ ), тектоногенного амагматического ( $PZ_{2-3}$ ) и метаморфогенного ( $PZ_{2-3}$ ?) гидротермального минералообразования.

### РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

По особенностям строения региональной метасоматической зональности и по закономерностям положения в ней разнообразных колчеданных месторождений территория района подразделяется на три блока: Северный, Центральный и Южный.

Северный блок, охватывающий юго-западное крыло Алейского антиклинория, характеризуется сложным сочетанием альбитофир-березитовых изменений, развитых по осадочно-вулканогенным породам  $D_2-C_1$  возраста, с зонами фельдшпатолит-скарново-пропилитовой РМФ, накладывающимися на предыдущие в ореолах контактового воздействия гранитоидных массивов змеиногорского комплекса. При этом связанные с развитием альбитофир-березитовой РМФ колчеданные медные и медно-цинковые месторождения (Николаевское, Чудак) расположены в неактивизированных межгранитных блоках осадочно-вулканогенных пород  $D_2-C_1$ , где они контролируются узкими стратиформными зонами гидросерицитовых березитов и аргиллизитов, заключенных среди обширных ореолов альбитизации. В то же время рудные тела Таловского, Рулихинского и других месторождений, приуроченных к области контактового воздействия интрузий, тяготеют к участкам скарнирования, ороговикования, приконтактовой пропилитизации и вторичной кварцитизации, нередко содержащих реликты более ранних альбитофир-аргиллизит-березитовых изменений. В рудных минеральных агрегатах данных месторождений постоянно фиксируются следы интенсивной перекристаллизации и перераспределения рудного вещества [2, 17]. Таким образом, в пределах Северного блока устанавливаются два типа колчеданных месторождений: 1) собственно вулканогенных медных и медно-цинковых (николаевский тип); 2) вулканогенно-плутоногенных (частично регенерированных) полиметаллических и медных (рулихинско-таловский тип), возникших за счет месторождения предыдущего типа в результате захвата в сферу активных контактово-термальных воздействий изначально рудноносных блоков осадочно-вулканогенных пород  $D_2-C_1$  (см. таблицу). Выделение в Северном блоке наряду с комбинированными по происхождению вулканогенно-плутоногенными колчеданными месторождениями еще и собственно плутоногенных скарново-железо-медных проявлений в целом проведено условно из-за недостаточной изученности некоторых из них.

Центральный блок, отвечающий в геотектоническом отношении северо-восточному крылу Иртышской зоны смятия, отличает сложное совмещение в пространстве узких приразломных участков пропилит-серицитолитовых изменений с ореолами более ранних альбитофир-березитовых и фельдшпатолит-скарново-пропилитовых образований, во многом затушеванных здесь из-за интенсивного динамометаморфизма пород. Для большинства известных в данном блоке колчеданно-полиметаллических месторождений (Иртышского, Березовского, Ново-Березовского) устанавливается четкая приуроченность в пространстве к протяженным узким зонам серицитолитизации, в пределах которых они тяготеют к границам с зонами пропилито-

вых изменений. При этом, как показано во многих публикациях [2, 5, 17, 20, 21], рудные тела отмеченных месторождений противоречиво сочетают в себе признаки формирования в вулканогенно-гидротермальных и тектоногенно-гидротермальных условиях. Таким образом, в отличие от Северного блока для Центрального блока характерен несколько иной, вулканогенно-тектоногенный тип полностью или частично регенерированных колчеданных месторождений (иртышский тип), возникших за счет собственно вулканогенных месторождений в результате вовлечения в сферу интенсивных амагматических тектоногенно-гидротермальных воздействий рудоносных блоков осадочно-вулканогенных пород базальт-липаритовой и дацит-андезитовой формаций.

Южный блок, охватывающий метаморфические образования осевой кристаллической полосы Иртышской зоны смятия, включает серию редко-металльно-медных месторождений и рудопроявлений (Авроринское, Полеваяское, Рулевское и др.), в пространственном размещении которых главная роль принадлежит зонам метаморфогенной фельдшпатолит-скарново-грейзеновой РМФ. Рудная минерализация отмеченных месторождений связана с участками развития кварц-турмалин-карбонатных жил и штокверков, заключенных среди ореолов березитизированных и грейзенизированных пород.

Таким образом, изучение региональной метасоматической зональности центральной части Прииртышского района Рудного Алтая показало, что связанные с развитием этой зональности различные колчеданные месторождения представляют собой в общем случае сложные полигенные и полихронные образования, обусловленные проявлением в определенной возрастной последовательности субмаринного вулканогенного (включая гидротермально-осадочный), плутоногенного и тектоногенного факторов гидротермального минералообразования. Как свидетельствуют результаты настоящего исследования, из числа перечисленных факторов основная роль в общем процессе колчеданного рудообразования в районе, по-видимому, принадлежала  $D_2-C_1$  субмаринному-вулканогенно-гидротермальному фактору минералообразования. Более поздние плутоногенные (фельдшпатолит-скарново-пропилитовые) и тектоногенные (пропилит-серицититовые) процессы приводили в основном к перераспределению ранее созданных концентраций полиметаллов и к их дополнительному концентрированию в более локальных зонах серицитолитизации, скарнирования и вторичной кварцитизации.

Установленные закономерности развития процессов рудоконцентрации не являются абсолютно новыми для Прииртышского района Рудного Алтая. В той или иной форме они не раз обсуждались в печати [2,5-7,9, 14-21]. Однако применение на рассматриваемой территории нового методического подхода к выделению и изучению зон разнофациальных гидротермально-метасоматических изменений дало возможность расширить историю проявления гидротермальной деятельности в районе, наметить в ней место основных рубежей колчеданного рудообразования и, как следствие, подойти к обоснованию трех основных формационно-генетических типов колчеданных месторождений, требующих привлечения различных методических подходов при их прогнозировании и оценке. Выявленные элементы строения региональной метасоматической зональности района (с учетом особенностей положения в ней колчеданных месторождений различных формационно-генетических типов) создают реальные предпосылки для осуществления в пределах рассматриваемой территории крупномасштабного прогнозного районирования на новой методической основе.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляев Г.М., Рудник В.А.* Зональность и комплементарность продуктов метасоматизма как основа их формационного анализа. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1978, с. 34—47.
2. *Горжевский Д.И., Чекавидзе В.Б., Исакович И.З.* Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М.: Недра, 1977. 197 с.
3. *Жариков В.А.* Некоторые закономерности метасоматических процессов. — В кн.: *Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании*. М.: Недра, 1966, с. 47—63.
4. *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.
5. *Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Кузбный В.С.* Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 286 с.
6. Колчеданные месторождения мира / М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов и др.; под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.
7. *Курек Н.Н., Курек А.И.* Серцитсодержащие породы. — В кн.: *Измененные околорудные породы и их поисковое значение*. М.: Госгеолтехиздат, 1954, с. 101—147.
8. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е.В. Плющев, О.П. Ушаков, В.В. Шатов, Г.М. Беляев. Л.: Недра, 1981. 262 с.
9. *Овчинников Л.Н., Баранов В.Д., Головин А.А.* Геолого-геохимический прогноз размещения колчеданно-полиметаллического оруденения на Алтае. — В кн.: *Металлогения и рудообразование*. Алма-Ата: Наука, 1979, с. 142—158.
10. *Омеляненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.
11. *Плющев Е.В.* Геологические условия проявления и рудоносность метасоматических формаций. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1978, с. 28—34.
12. *Плющев Е.В., Ушаков О.П.* Приповерхностный гидротермальный метаморфизм в девонских породах Центрального Казахстана. — *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1967, ч. 101, вып. 2, с. 190—203.
13. *Плющев Е.В., Ушаков О.П.* Формационный анализ эпипород на основе концепции об уровнях организации вещества. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. Л.: Недра, 1975, с. 24—33.
14. Прииртышский рудный район Алтая / В.С. Кузбный, Н.И. Стучевский, Б.П. Бедаев и др. Алма-Ата, 1975. 238 с.
15. Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая) / Н.Л. Бубличенко, Ю.Ю. Воробьев, П.Ф. Иванкин и др. М.: Недра, 1972. 260 с.
16. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977. 303 с.
17. *Хисамутдинов М.Г.* Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Л.: Недра, 1978. 195 с.
18. *Чекавидзе В.Б.* Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М.: Недра, 1981. 240 с.
19. *Чернов В.И.* Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. М.: Наука, 1974. 264 с.
20. *Щерба Г.Н.* Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — *Сов. геология*, 1974, № 9, с. 25—39.
21. *Яковлев Г.Ф., Хисамутдинов М.Г., Демин Ю.И.* Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — *Геология руд. месторождений*, 1975, № 3, с. 66—77.

*Ю.А. Богдасаров*

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ФАЦИАЛЬНОСТЬ КАРБОНАТИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Комплексы ультраосновной—щелочной карбонатитовой формации (УЩК) являются абсолютным рекордсменом среди всех рудно-петрографических формаций по вертикальной протяженности как силикатных членов, так и рудных дериватов. К числу последних принадлежат главным образом карбонатиты и генетически близкие им образования — апатитовые породы "рудного комплекса", апатитоносные слюдиты, альбититы и др. При этом главные продуктивные образования этого ряда — карбонатиты и апатитолиты — по вертикальной протяженности занимают не менее 10—15 км в пределах кольцевых массивов УЩК формации и, вероятно, более 20—25 км в пределах формации линейно-трещинных тел карбонатитов абиссальной фации глубинности [2, 13].

Разведочные и эксплуатационные работы на месторождениях, связанных с массивами УЩК формации, показали, что карбонатиты, в том числе их редкометалльные фации, являются лишь одними из членов комплексных образований рудно-породной серии, выделяемой нами под названием карбонатит-apatитовой. Она включает собственно карбонатиты, под которыми понимаем эндогенные образования щелочных формаций с содержанием сингенетичных карбонатов выше аксессуарного уровня (5—10%); пироксен- и форстерит-магнетит-apatитовые породы "рудного комплекса" ("фоскориты"); апатитоносные слюдиты, реже анхимономинеральные апатитовые породы. Формально в ряду карбонатиты—apatитолиты встречаются породы, весьма бедные как апатитом, так и карбонатами, например, магнетитовые и магнетит-форстеритовые породы ряда комплексных массивов Севера Сибири, однако по своему положению они весьма близки породам названного ряда и могут рассматриваться как безapatитовые фациальные разновидности этого семейства пород. Поэтому, говоря о распространении продуктивных дериватов карбонатитовых комплексов, мы в дальнейшем будем иметь в виду всю совокупность пород ряда.

Происхождение пород карбонатитовой серии и, в частности, возможность отнесения их к метасоматитам или породам магматического происхождения является одним из наиболее дискуссионных вопросов современной геологии. Поэтому полезно уточнить критерии отнесения рассматриваемых пород к образованиям того или иного генезиса. Отметим, что сейчас признаны представления о гетерогенности карбонатитов разных типов, температурных фаций и фаций глубинности. При этом гетерогенными являются различные тела даже в пределах одних и тех же массивов. В этом отношении карбонатиты гетерогенны так же, как и гетерогенны гранитоиды, нефелин-пироксеновые и меллитовые породы щелочных комплексов, пегматиты и близкие им породы пегматоидного строения. Совершенно отчетливо проявлена связь механизма карбонатитообразования с условиями глубинности: глубинные породы типично метасоматической природы, иногда метамагматиты, согласно определению Д.С. Коржинского, по мере перехода к верхам фаций сменяются телами выполнения с ограниченной ролью метасоматоза, интрузивно-экструзивными, а затем и типично эффузивными и туфогенными карбонатитами, прекрасно описанными, например, для Экваториальной Африки и вулканического комплекса ханнешин в Афганистане. Достаточно известны доводы в пользу обеих альтернативных

гипотез, выдвигавшихся в многочисленных дискуссиях и обширной литературе, посвященной этим проблемам. В связи с этим хотелось бы обратить внимание на сравнительно мало разработанный вопрос о вариативности составов карбонатитов и ряда сопровождающих их пород щелочных комплексов и роли этого фактора как источника информации о их генезисе. Известно, что составы магматических щелочных, а отчасти и других пород располагаются довольно четко на параболической кривой диаграммы, построенной в координатах средний состав—коэффициент вариации каждого из главных породообразующих и примесных компонентов; последними для щелочных пород обычно являются ниобий и фосфор [3].

Нами было показано [3], что если массивы щелочных сиенитов находятся на кривой, близкой к полученной И.Д. Царовским [14] для интрузивно-магматических миаскитовых пород Украины, то рассматривавшиеся нами данные представительных выборок по карбонатитам расположены весьма хаотично, не обнаруживая приуроченности к параболической кривой  $x-v$ . Последнее становится понятным, если учесть высокие значения коэффициентов вариации не только примесных, но и ведущих компонентов пород карбонатит-апатитолитового ряда, например кремнезема, глинозема, окислов кальция, железа, фосфора, щелочных металлов и др. Так, в представительных пробах с длиной опробования в несколько метров колебания в содержаниях упомянутых окислов достигают 2—3 порядков. Это характерно, например, для чередования анхимономинеральных кальцитовых или доломитовых карбонатитов с магнетит- и флогопит-кальцитовыми породами, флогопит-апатитовыми слюдитами и другими породами, развитыми в пределах комплексов Маймеча-Котуйской и Восточно-Саянской провинций. При этом лишь в отдельных случаях можно говорить о ликвационных взаимоотношениях некоторых из названных разновидностей, например для комплекса вуориярви [6]. Интересны данные о колебаниях состава одного из ведущих породообразующих минералов — оливина — в меланократовых карбонатитах Черниговской зоны на Украине. В пределах соседних штуфов, отобранных из керна скважин, т.е. на расстоянии, измеряемом сантиметрами, составы оливинов меняются в пределах 20—25 мол.%, а иногда и больше — для фаялита в интервале 30—50 мол.%. Это наблюдается в породах, формировавшихся в абиссальной фации глубинности и спокойной тектонической обстановке — в моностадиальных условиях, практически без проявлений интракарбонатитовых движений. При этом указанные особенности состава характерны для ранних, наиболее высокотемпературных карбонатитов, в отношении которых и возможны представления о магматическом или интрузивном происхождении. Однако столь значительная вариативность состава карбонатитов, обнаруживаемая на примере их первичных, метасоматически неизмененных разновидностей, делает магматическую концепцию их образования весьма сомнительной, так как невозможно представить себе для типично магматических пород, например гранитоидов или гипербазитов, варьирование содержания кремнезема, магнезии или окислов железа в диапазоне 2—3 порядков. Столь высокая вариативность составов пород указанных рядов достигается лишь для разновидностей, вторично измененных под воздействием летучих компонентов (грейзены, отчасти вторичные кварциты и др.). Применительно к рассматриваемым УЩК формациям такими постмагматическими образованиями, вероятно, являются породы апатитолит-карбонатитового ряда.

Еще более сложен и дискуссионен вопрос о механизме образования пород "рудного комплекса", пироксен- или форстерит-магнетит-апатитовых "фоскоритов". Значительная часть этих пород, во всяком случае их ранних, первичных фаций, образуется не метасоматически, а в результате выпол-

нения пространства подвижным расплавом или флюидом. Такие разновидности этих пород прекрасно изучены на Ковдоре, Вуориярви, некоторых массивах других провинций СССР, Африки, Канады.

До последнего времени классической провинцией распространения магматических фаций "рудных пород" считалась Маймеча-Котуйская, где для всех других членов серий — силикатных пород, в ряде случаев и карбонатитов — роль неметасоматического породо- и минералообразования предполагалась преобладающей [5]. Однако сейчас эти представления мы вынуждены ревизовать. В частности, в массиве Ыраас породы "рудного комплекса" образуют мощный штокверк в ийолит-мельтейгитах и фенитах и представлены парагенезисом диопсид—магнетит—апатит. При этом силикатный минерал обнаруживает явные признаки образования в результате взаимодействия магнетит-апатитового расплава—флюида с вмещающими силикатными породами, богатыми пироксеном. Иногда наблюдаются постепенные переходы от флогопитизированной нефелин (или канкринит)-пироксеновой породы к породам состава флогопит—пироксен—апатит, а затем к типичным трехминеральным "рудным ассоциациям" с магнетитом. Однако самым интересным в этом отношении оказалось обнаружение признаков метасоматического образования форстерита по диоксиду или авгит-диопсиду с постепенной сменой парагенезиса пироксен—магнетит—апатит ассоциацией форстерит—магнетит—апатит. Судя по микроскопическим наблюдениям, агрегативные обособления форстерита проникают в скопления диопсида, обрастают или замещают отдельные их кристаллы. В пределах отдельных жил и прожилков есть участки устойчивого равновесного существования обоих силикатных минералов. При этом форстеритовые парагенезисы явно тяготеют к осевым частям тел, характеризующимся некоторым повышением "лейкократовости" составов, а диопсидовые ассоциации слагают краевые, призальбандовые их части. Указанные взаимоотношения совершенно идентичны таковым в метасоматически-зональных карбонатитах Южной и Северо-Восточной Сибири, где смена внешних фациальных зон карбонатитов с пироксеном тыловыми с форстеритом весьма характерна и установлена как для ранних карбонатитов без тантало-ниобатов, так и для этих пород второй стадии с редкометальной минерализацией [1, 10]. По этим данным, реакционные взаимоотношения силикатных минералов — пироксена, форстерита и флогопитов — являются, наряду с рядом геологических критериев, главными признаками, свидетельствующими о существовании метасоматической зональности инфильтрационного типа с закономерным чередованием указанных парагенезисов по направлению от внешних частей тел к тыловым. Таким образом, по крайней мере в пределах одного массива провинции Севера Сибири — Ыраас — признаки существования метасоматической зональности в "рудных породах" могут считаться установленными.

Есть основания полагать, что подобный пример не единичен и метасоматические взаимоотношения между разновидностями пироксеновых и форстеритовых пород "рудного комплекса" будут обнаружены и в пределах других массивов. Весьма вероятно существование подобных взаимоотношений в пределах петрографически близкого аналога Ырааса — массива Себляяр на Кольском полуострове, где пироксеновые и форстеритовые разновидности этого типа чередуются друг с другом [7]. Позднейшие стадии изменения этих первичных парагенезисов заключаются в смене раннего безводного силиката амфиболами, флогопита — тетраферрифлогопитом, в появлении кальцита, в резком увеличении содержаний сульфидов, а также в смене практически единственного раннего редкометального минерала — бадделеита — цирконом, что, несомненно, обусловлено метасо-

матозом и идентично широко развитым в карбонатах многих массивов преобразования ранних пироксен- и оливин-кальцитовых или доломитовых карбонатитов в амфиболовые. Применительно к Маймеча-Котуйской провинции эти явления развиты в главных апатитоносных массивах — на Ыраасе, Есее, Далбыхе и отчасти Магане. Указанные признаки метасоматического механизма образования карбонатных или апатитовых пород данных комплексных массивов, разумеется, не могут исчерпывающе свидетельствовать об агрегатном состоянии породо- и рудообразующей жидкости, которая с равной степенью вероятности может быть названа и раствором, и расплавом. Поскольку породы сложены в значительной степени фазами, содержащими летучие компоненты —  $\text{CO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  ( $\text{CO}_2$  преобладает над  $\text{P}_2\text{O}_5$ ),  $\text{F}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  при их суммарном содержании, измеряемом десятками массовых процентов, эту минералообразующую систему предпочтительнее рассматривать как высокоподвижный флюид, обладающий значительной способностью к метасоматическим преобразованиям вмещающих пород вплоть до полного их замещения. Применительно к карбонатитам подобные выводы неоднократно делались другими исследователями; здесь подчеркивается, что весьма сходными в принципе признаками обладает и существенно апатитовый флюид, хотя по условиям образования породы этого состава сдвинуты в отчетливо более высокотемпературную область и в связи с этим минералообразующий субстрат в значительно большей степени напоминает расплав по сравнению с карбонатитовым. Ниже мы постараемся показать, что это находит отражение, в частности, в уровне содержания редких элементов, входящих в состав как собственных фаз (цирконатов, ниобатов и др.), так и ряда породообразующих минералов.

Как было показано В.С. Самойловым и автором ранее [2, 13], по условиям глубинности образования все известные карбонатитовые комплексы удобно подразделять на пять фаций глубинности — абиссальную, мезоабиссальную, гипабиссальную, приповерхностную (субвулканическую) и вулканическую. Существенными источниками редкометальной и железо-фосфорно-флогопитовой минерализации являются, однако, только три первые; роль двух других, при формировании которых значительно возрастает магматический фактор в ущерб метасоматическому, более скромна.

Массивы *абиссальной фации глубинности* принадлежат не к классической УЩК формации массивов центрального типа, а к формации так называемых линейно-трещинных тел, представленных преимущественно карбонатитами при относительно небольшой роли других магматических силикатных пород, кроме фенитов [4]. Таковы линейно-трещинные карбонатитовые образования Черниговской зоны на Украине, Ильмено-Вишневогорского региона на Урале и Пенченгской зоны (Татарский массив) в Приангарье и комплекс Сиилинярви в Финляндии. Массивы этого типа сложены карбонатитами преимущественно метасоматической природы, хотя и отличаются друг от друга по принадлежности к температурным фациям и ряду геологических особенностей. Образование карбонатитов Черниговской зоны разломом на Украине происходило при весьма длительном карбонатном метасоматозе, вероятно, магматической стадии в глубоких условиях среди ультраметаморфитов докембрия. Отличительной особенностью этих карбонатитов является их практически моностадийное образование в тектонически спокойных условиях. Это доказывается независимыми геологическими и геохимическими материалами, включая состав элементов-примесей изотопные данные и др.

Относительно высокие содержания редких элементов в карбонатитообразующей жидкости и оптимальный для формирования редкометальных минералов температурный (450–700°С) режим предопределили

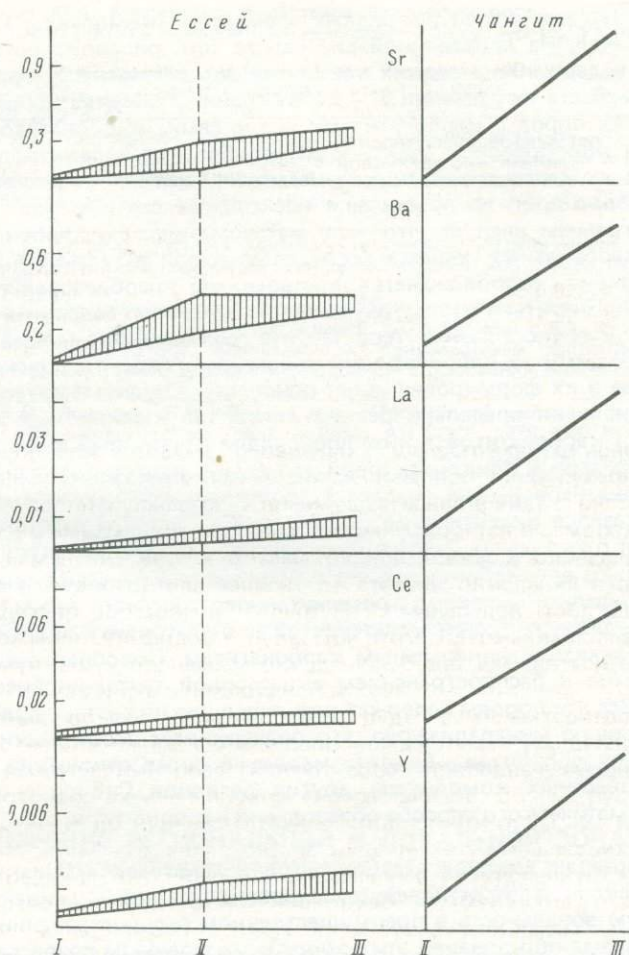
очень пестрый спектр редкометальных минералов: пироклоры-гатчеттолиты с варьирующим содержанием Та, фергусонит, ортит, колумбит, циркон, баделлеит, эшинит и многие другие. Характерен, однако, весьма низкий уровень их содержания, не выходящий за рамки аксессуарного, что связано с отсутствием интракарбонатитовой тектоники, часто определяющей формирование так называемых рудно-редкометальных стадий в составе полистадийного карбонатитового процесса.

Особенности метасоматического развития карбонатитов Украины в целом характеризуются рядом своеобразных черт. Во всех случаях породы несут черты кристаллизации из относительно высокотемпературной "карбонатитовой жидкости", заместившей вмещающие метаморфиты докембрия с образованием мощной зоны фенитов.

В Ильмено-Вишневогорской зоне карбонатитов Урала [9] и в породах Пенченгской зоны Енисейского кряжа [8] условия образования карбонатитовых метасоматитов существенно отличаются от украинских. Карбонатиты Урала развиты как образования трех-четырёх разновременных стадий, хорошо различающихся по составу парагенезисов и редкометальной минерализации, и в этом отношении являются аналогами кольцевых комплексов УЩК. Метасоматиты Енисейского кряжа, где карбонатитообразование проходило в карбонатном субстрате, представлены относительно низкотемпературными фациями, отвечающими доломит-кальцит-амфиболовой фации комплексов УЩК [12]. Это предопределило небольшой набор минералов, низкое содержание ряда элементов-примесей в составе рудных аксессуарных минералов (магнетит, пироклор, циркон) и ряд других особенностей. Метасоматический характер карбонатитообразования в данном случае не вызывает сомнений [8]; в целом, вероятно, карбонатиты р. Пенченги являются апокарбонатными низкотемпературными аналогами линейно-трещинных проявлений украинских карбонатитов и комплекса Сиилиярви в Финляндии.

Массивы *мезоабиссальной фации глубинности*, к которой отнесен ряд комплексов Южной и Северо-Восточной Сибири [13], изучены и разведаны лучше других массивов. В них резко превалирует метасоматический механизм образования карбонатитов. Детальная характеристика особенностей минералообразования, в том числе по зонам инфильтрационной колонки метасоматитов, по составу исходных (вмещающих карбонатиты) пород, стадиям процесса и другим факторам, хорошо известна и описана во многих работах [1, 2, 10–12]. В частности, на этих массивах была продемонстрирована широчайшая степень вариации отношения Nb/Ta (в диапазоне от единиц до многих тысяч) как в тантало-ниобатах каждого парагенезиса, так и в содержащих их карбонатитах. Это совершенно недостижимо в магматическом процессе, например в редкометальных гранитах, аполгранитах, аглаитовых нефелиновых сиенитах с лопаритом и в карбонатитах отчеливо магматической природы (в комплексах этого типа Экваториальной Африки).

Провинцией широкого развития карбонатитов и других пород массивов *гипоабиссальной фации глубинности* является Маймеча-Котуйская, ряд особенностей формирования карбонатитов и апатитовитов которой уже упоминался. Другой отличительной чертой формирования пород этого ряда в пределах крупных апатитоносных массивов (Ессей, Ырасс, Маган) является исключительно низкое содержание ряда типоморфных элементов, главным образом ниобия, тантала и TR, находящееся ниже уровня кларка для данной формации в целом и на 1–2 порядка ниже по сравнению с карбонатитами или "рудными породами" других массивов в большинстве пород апатитолит-карбонатного ряда. Вероятно, это объясняется тем, что



Изменение содержаний (в %) редких элементов (средние данные) в карбонатных осадочных породах и формировавшихся среди них карбонатах массивов Ессей и Чангит Маймеча-Котуйской провинции

I — вмещающие карбонатные породы (доломитсодержащие известняки) на расстоянии 3,5 км от границ массива Ессей; II — карбонатные породы в зоне непосредственного контакта с карбонатами обоих массивов; III — кальцитовые карбонаты

температурные условия образования данных пород находились вне диапазона кристаллизации редкометалльных аксессуаров карбонатитового процесса: апатитолиты и карбонатсодержащие магнетитолиты формировались при более высоких, а доломитовые и амфибол-кальцитовые карбонаты, по-видимому, при более низких температурах. Достаточно низкими были и изначальные концентрации большинства примесных редких элементов (кроме Ba) во всех последовательно кристаллизовавшихся сериях магматитов и метасоматитов.

Своеобразным критерием отнесения карбонатитов в карбонатных породах к образованиям магматического или метасоматического генезиса ока-

зался характер распределения редких элементов (комплексы Ессей, Чангит и Далбыха). На приведенной диаграмме (см. рисунок) сопоставлены данные по содержаниям редких элементов в карбонатных породах ордовикского возраста на удалении 3—4 км от границы массива Ессей для зоны контакта этих пород с карбонатитами и для самих карбонатитов. На массиве Чангит опробовались дайко- и некоксообразные тела карбонатитов и вмещающие их карбонатные породы кембрия, причем расстояния между точками отбора проб не превышали нескольких сантиметров. Из приведенной диаграммы следует, что если метасоматическое карбонатитообразование в карбонатных породах Ессей, отмечаемое визуально в ходе полевых наблюдений, сопровождается постепенным преобразованием известняков в карбонатиты и соответствующим изменением содержания редких элементов, то некоксообразные тела Чангита геохимически весьма контрастны с вмещающими их карбонатными толщами и говорить о заметной роли метасоматоза в их формировании нет оснований. Однако в других случаях, даже при наличии предельно резких контактов карбонатных осадочных пород и жил карбонатитов в них, происходил отчетливый инфильтрационный метасоматоз в приконтактной зоне. Так, изотопный состав Sr для жилы карбонатитов и вмещающего ее доломитового мрамора на массиве Далбыха оказался индентичным ( $0,7033 \text{ } ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) при расстоянии точек опробования от контакта 2—4 см. Этот массив отличается широким развитием не только апокарбонатных, но и апойолитовых карбонатитов, слюдистых апатитолитов и пород промежуточного состава с весьма постепенными переходами от ийолит-мельтейгитов к апатитовым слюдитам, флогопитовым и анхимономинеральным карбонатитам. Подобная фациальность подчеркивается и распространением акцессорной тантал-ниобиевой минерализации. Все эти породы содержат варьирующую по составу редкометалльную акцессорную минерализацию, что подчеркивает особенности строения подобных метасоматитов. Данный массив в этом отношении является аналогом известных комплексов других регионов Сибири с преобладанием метасоматического способа образования карбонатитов.

Столбообразные массивы карбонатитов и генетически близких им пород, комплексов УЩК и линейно-трещинных зон обнаруживают четкую вертикальную зональность в преимущественном распространении того или иного механизма образования этих пород с постепенным возрастанием снизу вверх роли магматического карбонатито- или апатитолитообразования.

Механизм пороодообразования этой серии является одним из главных факторов концентрации оруденения, в частности редкометалльного. Оно довольно однородно по составу в существенно магматических телах выполнения карбонатитов и апатит-магнетит-силикатных пород, где чаще всего представлено одним бабделитом, реже ниобатами, и является пестрым по составу и сложно дифференцированным в метасоматитах.

Другим фактором концентрации и распределения полезной минерализации в ходе карбонатитового процесса является дифференцированность метасоматитов (по фациям температур и давления), что обусловлено структурно-тектоническими условиями становления массива.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасаров Ю.А. О распределении редкометалльной минерализации в карбонатитах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1969, 98, № 4, с. 395—406.
2. Багдасаров Ю.А. Некоторые вопросы гетерогенности карбонатитов и оруденения в ультраосновных—щелочных карбонатитовых комплексах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, 107, с. 685—696.

3. *Багдасаров Ю.А.* Вариативность составов некоторых пород ультраосновной—щелочной формации как критерий их генезиса. — Докл. АН СССР, 1979, 244, № 6, с. 1451—1455.
4. *Багдасаров Ю.А.* Линейно-трещинные тела карбонатитов — новая субформация ультраосновных—щелочных карбонатитовых комплексов. — Докл. АН СССР, 1979, 248, № 2, с. 412—415.
5. *Егоров Л.С.* Породы фоскоритовой серии (магнетит-апатитовые руды) массива Ессей и некоторые общие вопросы петрологии, классификаций и номенклатуры апатит-оливин-магнетитовых пород ийолит-карбонатитовых комплексов. — В кн.: Щелочной магматизм и апатитоносность Севера Сибири. Л.: НИИГА, 1980, с. 39—60.
6. *Лапин А.В.* О геологических примерах проявления ограниченной смесимости в рудно-силикатно-карбонатитовых расплавах. — Докл. АН СССР, 1976, 231, № 3, с. 694—697.
7. *Лапин А.В.* Минеральные парагенезисы апатитовых руд и карбонатитов массива Себляяр. — Геология руд. месторождений, 1977, 19, № 4, с. 21—33.
8. *Лапин А.В., Плошко В.В., Саваньяк Ю.В.* Приразломные щелочные метасоматиты и связанные с ними карбонатитоподобные образования Енисейского кряжа. — Докл. АН СССР, 1981, 258, № 5, с. 1181—1185.
9. *Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А.* Карбонатиты щелочной провинции Ильменских—Вишневых гор на Урале. — Докл. АН СССР, 1978, 240, № 4, с. 930—933.
10. *Пожарицкая Л.К.* О генезисе карбонатитов. — В кн.: Вопросы петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1966, с. 90—130.
11. *Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 267 с.
12. *Самойлов В.С.* Карбонатиты. М.: Наука, 1977. 292 с.
13. *Самойлов В.С., Багдасаров Ю.А.* Фации глубинных карбонатитов и генетически связанных с ними пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 27—35.
14. *Царовский И.Д.* Критерии различия явлений метасоматоза и магматизма в щелочных породах. — В кн.: Происхождение щелочных пород. М.: Наука, 1964, с. 70—80.

УДК 553.2:553.22

*В.П. Рогова, О.Н. Корниенко, О.М. Москалев, В.В. Давыдов,  
Л.Ф. Ермаченко*

### СООТНОШЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ И ЛОКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Нами изучался характер распределения минеральных ассоциаций региональной аргиллизации, не имеющей пространственной и временной связи с магматическими проявлениями. В результате исследований выявлены объемная зональность в распределении парагенезисов, а также соотношение локальных и региональных гидротермально-метасоматических изменений.

Минеральные ассоциации метасоматитов выявлены в процессе проведения минералогического картирования масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000 и 1:1000—1:10 000 с применением оптического и дифрактометрического методов, кроме того, широко использовались спектральный, рентгено-спектральный, пламенно-фотометрический анализы. Соотношение слоистых минералов в аргиллизитах определялось в ориентированных препаратах на установке ДРОН-2 по методике, разработанной Ю.А. Швановым.

В результате исследований выявлено, что гидротермально-метасоматические преобразования пород охватывают целиком породы вулканотектонических и вулканогенно-осадочных впадин и массивы гранитоидов. На фоне региональных гидротермально-метасоматических изменений картируются околотрещинные метасоматиты, в пределах которых локализуется оруденение.

**Ареалы региональных метасоматических изменений.** В измененных породах картируются минеральные ассоциации, которые можно отнести к продуктам кремнещелочного метасоматоза, грейзенизации, пропилитизации, цеолитизации, березитизации, аргиллизации и низкотемпературной альбитизации.

1. Наиболее ранними минеральными ассоциациями в гидротермально-метасоматических образованиях являются кварц-калишпатовая и кварц-альбитовая. Ареалы калишпатизированных пород распространены в верхних горизонтах эффузивов кислого состава. Калишпатизация выразилась в образовании псевдосферолитовых радиально-лучистых обособлений калиевого полевого шпата. Содержание окиси калия в породах повышается до 6–7%. С глубиной калишпатизация сменяется альбитизацией. Альбит замещает основную массу породы. Количество его возрастает до 60–70% соответственно, и окись натрия увеличивается до 6–7% и более. По периферии и в верхних частях ореолов альбитизации породы окварцованы. Мелкозернистый кварц в виде точечных скоплений развит по калиевому полевоому шпату. На удалении от ареала альбитизации точечные скопления кварца группируются в агрегаты, участками образующие сплошные массы. В небольшом количестве в кварце присутствует каолинит. Размеры ареалов кварц-альбитовых изменений в зависимости от интенсивности гидротермального процесса колеблются от первых до десятков квадратных километров. Морфология ареала подчинена узору тектонических нарушений.

2. Площадная грейзенизация выразилась в развитии крупнозернистого кварца, корродирующего полевые шпаты. Содержание его в гранитах увеличивается до 40–50%. Биотит замещен мусковитом в центральных частях ареала и хлоритом — в периферийных. Отдельные штоки мезозойских и большие площади палеозойских гранитов в областях активизации охвачены грейзенизацией, ареалы которой составляют десятки — первые сотни квадратных километров.

3. На грейзеновые парагенезисы накладываются кварц-эпидот-актинолит-карбонатные минеральные ассоциации, которые отнесены к пропилитовому типу изменений. Размеры ареалов пропилитизированных пород составляют десятки и сотни квадратных километров и имеют зональное строение. В центральной части развиты актинолит, эпидот, кварц, в меньшей мере хлорит (пеннин, клинохлор), карбонат. По направлению от центра к периферии актинолит исчезает, наиболее широко распространены эпидот, хлорит, менее развит карбонат и в периферийных зонах хлорит-карбонатная ассоциация сменяется карбонатной. В разрезах в зависимости от уровня эрозионного среза картируется либо кварц-эпидот-хлоритовая минеральная ассоциация, либо хлорит-карбонатная. В отдельных приразломных впадинах хлорит-карбонатная ассоциация выше по разрезу сменяется монтмориллонит-цеолитовой, возможно, являющейся приповерхностной фацией пропилитов. К пропилитизированным породам приурочены повышенные концентрации полиметаллов, серебра, в пределах локальных ореолов формируются полиметаллические рудные тела.

4. В гранитоидах, вулканитах и вулканогенно-осадочных отложениях картируется прожилково-метасоматическая цеолитизация без видимой пространственной связи с пропилитами. Цеолиты представлены главным образом ломонтитом и десмином. Местами отмечается замещение цеолитов монтмориллонитом. Пржилки цеолит-монтмориллонитового состава в гранитах пересекают зоны грейзенизации и серицитизации, а также кварц-вольфрамитовые и кварцевые жилы с вкрапленностью сульфидов. Ареалы ломонтит-десмин-монтмориллонитового состава имеют протяженность

более 10 км при ширине в первые сотни метров. В зонах цеолитизации наиболее широко распространены ломонтит, десмин, изредка встречаются эпидесмин, гейландит. Интенсивность цеолитизации в зонах различная; в центральных частях распространены цеолитовые, кварц-цеолитовые брекчии, в альбандах которых олигоклаз и калиевый полевой шпат полностью замещены цеолитами. В промежуточной зоне замещается только олигоклаз, а во внешней зоне он замещен частично. Горизонтальная и вертикальная зональность выразилась в смене цеолитов разного состава по падению и простирацию отдельных тектонических зон. Во внутренних частях зон преобладает ломонтит, который по падению и простирацию сменяется сначала десмином, затем изотропным цеолитом. Зональность в распределении цеолитов наблюдается как в крутопадающих зонах изменений в гранитах, так и в пологих зонах, проявленных в песчаниках верхнеюрского—нижнемелового возраста. По преобладающему цеолиту можно определить эрозионный срез минерализованных зон.

5. Березитизация наиболее широко развита в верхнепалеозойских, в меньшей степени — в мезозойских породах. В отдельных горизонтах верхнепалеозойских—нижнемезозойских эффузивов кварц-серцитовая минеральная ассоциация имеет площадное распространение.

6. В мезозойских и кайнозойских отложениях наиболее широко распространены минеральные ассоциации аргиллизитов. Объемная зональность аргиллизитов в гранитах выразилась в последовательной смене по направлению от внутренних зон к внешним ассоциаций: кварц-каолинитовой, монтмориллонитовой, иллит-ректоритовой, иллитовой, иногда хлоритовой и карбонатной. Состав аргиллизитов не зависит от состава замещаемых пород. Подобная же зональность отмечается и в пологих ореолах, развитых в осадочных и осадочного-вулканогенных толщах, в эффузивах кислого и основного состава. По преобладающему минералу с поверхности можно установить уровень эрозионного среза минерализованных зон. Зональность региональных зон аргиллизации выразилась в смене на глубину и по латерали каолинита монтмориллонитом, иллитом, иногда хлоритом и карбонатом. В зависимости от современного уровня эрозионного среза, степени поднятости и опущенности отдельных блоков приразломных впадин и вулcano-тектонических структур в качестве новообразований фиксируются каолинит, монтмориллонит или гидрослюда, ареалы которых имеют размеры от сотен до первых тысяч квадратных километров и охватывают полностью терригенно-вулканогенные толщи депрессионных структур.

**Фациальные типы региональной аргиллизации и их соотношения с локальными телами аргиллизитов.** В соответствии с уровнями эрозионного среза установлены следующие фациальные типы региональной аргиллизации: каолинит-монтмориллонит-иллитовый, монтмориллонит-иллитовый, иллитовый.

Большое значение для интерпретации наблюдаемой зональности аргиллизитов имеет блоковая тектоника, обуславливающая появление на одном эрозионном уровне различных гидротермальных ассоциаций. Размеры таких участков достигают десятков — первых сотен квадратных километров.

Состав слоистых минералов в ареалах региональной аргиллизации не зависит от состава вмещающих пород. Так, во впадинах с каолинит-монтмориллонит-иллитовым фациальным типом аргиллизации (рис. 1) ареал каолинита развит с поверхности до глубин 300 м и более, отмечается в осадочно-терригенных образованиях и вулканитах.

С глубиной зона каолинитизации сменяется прерывистой зоной монтмориллонита, которая также фиксируется в породах разного состава. На

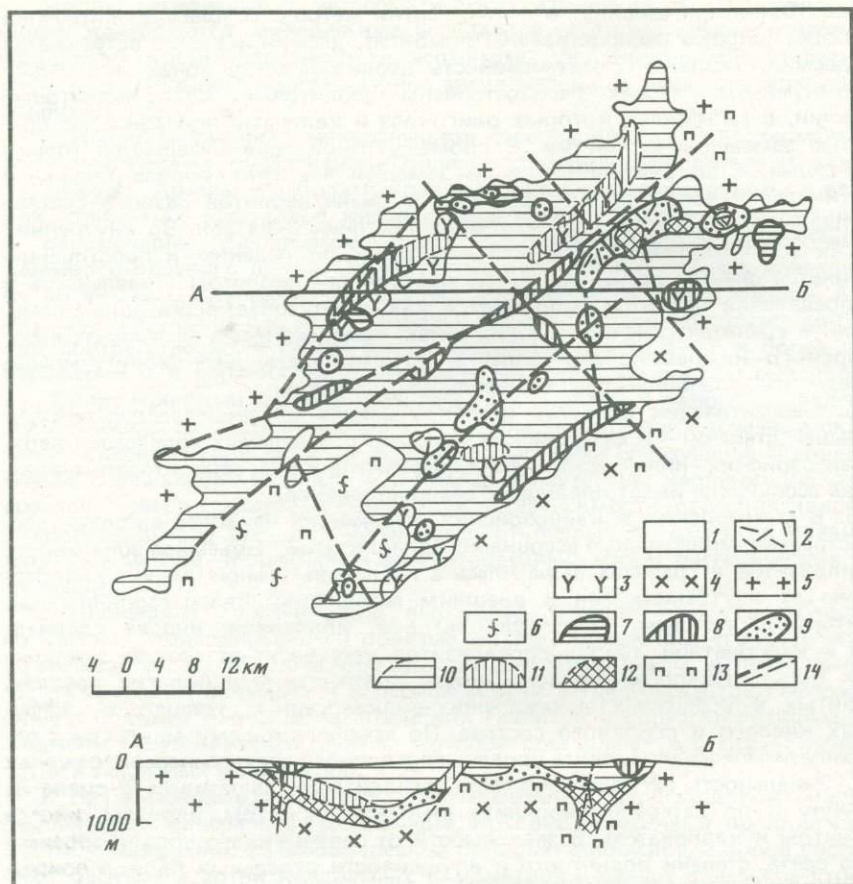


Рис. 1. Схема размещения гидротермально-метасоматических образований каолинит-монтмориллонит-иллитового фациального типа аргиллизитов

1-3 — эффузивно-осадочные породы мезозойского возраста: 1 — осадочные породы, 2-3 — вулканы (2 — кислого состава, 3 — основного и среднего составов); 4-5 — гранитоиды (4 — гранодиориты, 5 — граниты); 6 — метаморфизованные гранитоиды протерозойского возраста; 7-12 — гидротермально-метасоматические образования аргиллизитов: 7-9 — локальные тела (7 — каолинитовые, 8 — монтмориллонитовые, 9 — смешанно-слоистого минерала типа иллита-ректорита), 10-12 — региональные ареалы изменений (10 — каолинитовые, 11 — монтмориллонитовые, 12 — иллитовые); 13 — минеральные ассоциации пропилитов; 14 — разрывные нарушения

глубинах более 300 м от поверхности в опущенных блоках и на современном эрозионном срезе в поднятых блоках картируется зона иллита. Она охватывает как терригенно-вулканогенные породы разнообразного состава, так и верхнюю часть гранитоидов фундамента.

Монтмориллонит-иллитовый фациальный тип аргиллизации также установлен в вулканотектонических структурах и приразломных впадинах (рис. 2). На уровне современного эрозионного среза картируется ареал монтмориллонита, охватывающий алевролиты, аргиллиты, прослои эффузивных пород основного и кислого состава. На глубинах 300-600 м и более монтмориллонитовый ареал сменяется иллитовым в базальных го-

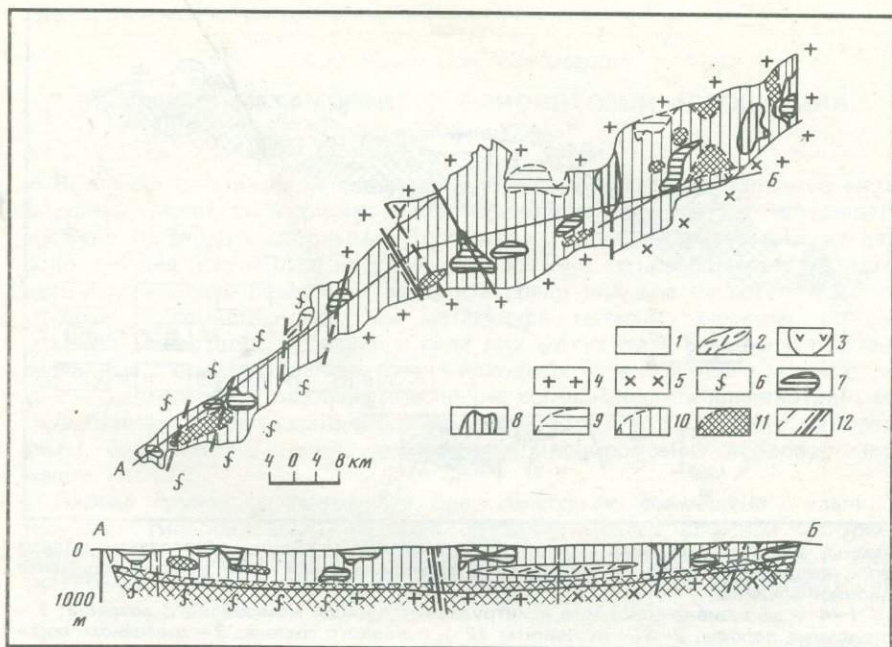


Рис. 2. Схема размещения гидротермально-метасоматических образований монтмориллонит-иллитового фациального типа аргиллизитов

1-3 — эффузивно-осадочные породы мезозойского возраста: 1 — осадочные породы, 2-3 — вулканы (2 — кислого состава, 3 — среднего и щелочного состава); 4-5 — гранитоиды фундамента палеозойского возраста (4 — граниты, 5 — гранодиориты); 6 — метаморфизованные гранитоиды протерозойского возраста; 7-11 — гидротермально-метасоматические образования аргиллизитов: 7-8 — локальные тела (7 — каолиновые, 8 — монтмориллонитовые), 9-11 — региональные ареалы изменений (9 — каолиновые, 10 — монтмориллонитовые, 11 — иллитовые); 12 — разрывные нарушения

ризонтах эффузивно-осадочной толщи, в верхних частях гранитоидов фундамента и обрамления. Ареал аргиллизации участками пространственно совмещен с ареалом кварц-альбитовых изменений, развитых в отложениях впадины. На фоне региональных монтмориллонитовых изменений отмечаются реликтовые участки каолинизированных пород, а в зонах дробления установлены каолинитовые метасоматиты.

Иллитовый фациальный тип аргиллизации также картируется в вулканотектонических структурах и вулканогенно-осадочных впадинах. Ареал развития иллита охватывает (рис. 3) осадочные породы, эффузивы основного, кислого и щелочного состава, а также верхние части гранитоидов фундамента впадин, где пространственно совмещен с проявлениями пропилитизации (хлорит-эпидотовая, хлорит-карбонатная и цеолитовая фации).

Рассмотренные фациальные типы аргиллизации, охватывающие крупные блоки вулканогенно-осадочных толщ, содержат в качестве включений отдельные локальные тела аргиллизитов с характерной концентрической зональностью. Внутренние зоны таких тел сложены в основном типовым минералом соответствующей фации: а) каолинитом в ареалах каолинит-монтмориллонит-иллитового типа; б) монтмориллонитом с подчиненным

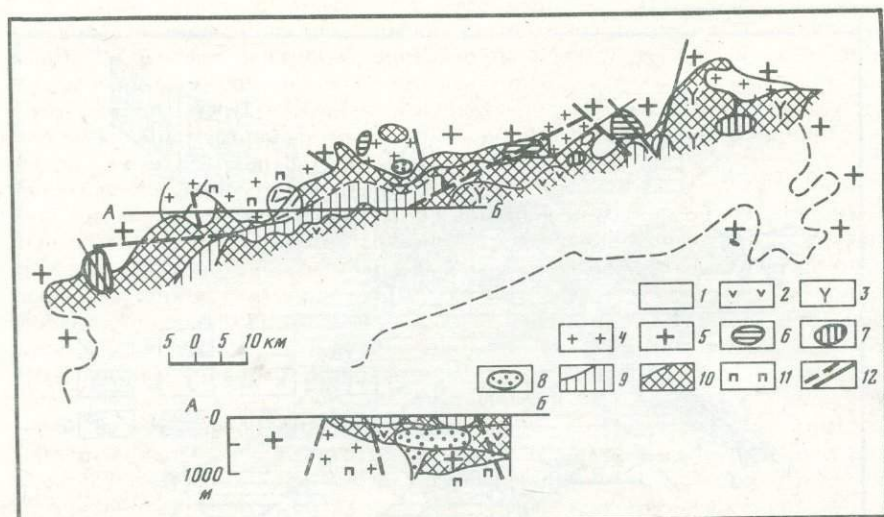


Рис. 3. Схема размещения гидротермально-метасоматических образований иллитового фациального типа аргиллизитов в северо-восточной части вулканоседиментационной впадины

1-4 — эффузивно-осадочные и интрузивные породы мезозойского возраста: 1 — осадочные породы, 2-3 — вулканиты (2 — основного состава, 3 — щелочного состава), 4 — щелочные граниты; 5 — гранитоиды палеозойского возраста; 6-10 — гидротермально-метасоматические образования аргиллизитов: 6-8 — локальные тела (6 — каолинитовые, 7 — монтмориллонитовые, 8 — смешанно-слоистых минералов типа иллита-ректорита, хлорита-монтмориллонита), 9-10 — региональные ареалы изменений (9 — монтмориллонитовые, 10 — иллитовые); 11 — минеральные ассоциации пропицитов; 12 — тектонические нарушения

каолинитом в ареалах монтмориллонит-иллитового фациального типа; в) иллитом в ареалах иллитового типа. Во внешних зонах этих локальных тел появляются смешанно-слоистые минералы типа иллит-ректорита и хлорита.

Формирование региональных ареалов аргиллизации и локальных тел аргиллизитов предшествует рудообразованию и отделено от последнего проявлением низкотемпературной альбитизации, парагенезисы которой иногда наложены на минеральные ассоциации иллит-ректоритовых метасоматитов.

В зависимости от положения локальных тел аргиллизитов в тех или иных фациальных ареалах региональной аргиллизации они вмещают различную эпитермальную минерализацию. На фациальном уровне каолинизации отмечаются проявления самородного мышьяка, сурьмы, золота, реальгара, киновари, аурипигмента, флюорита, на уровне развития региональной монтмориллонитизации — рудопроявления полиметаллов, флюорита, на уровне формирования иллита — рудопроявления мелкочешуйчатого низкотемпературного молибденита, полиметаллов, флюорита. Отсюда вытекает практическая значимость проведенного исследования.

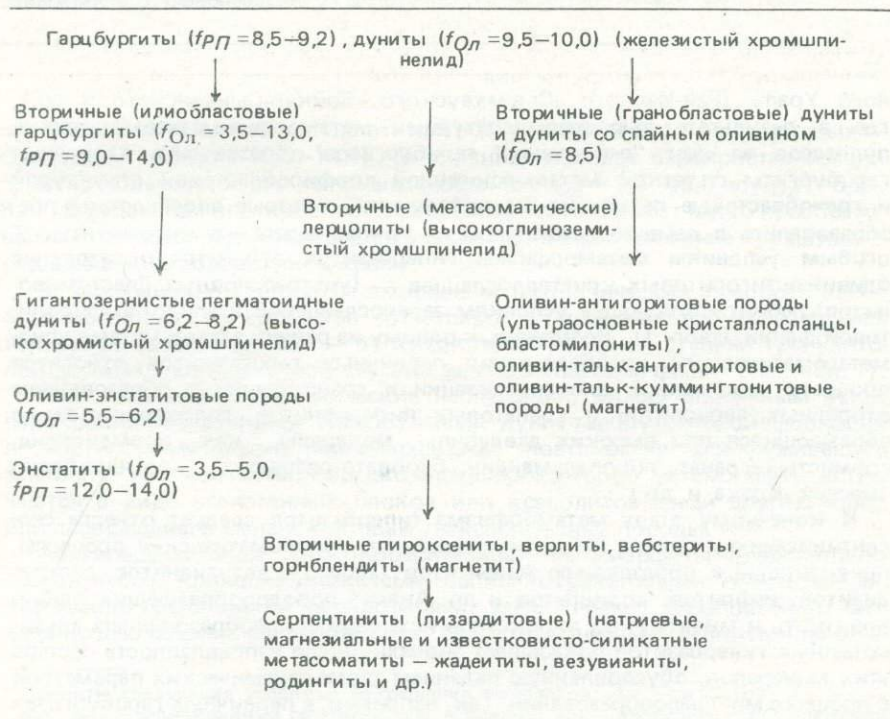
## ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИТОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ (на примере Урала)

В тесной генетической связи с офиолитами известны различные метаморфиты, природа и структурное положение которых до настоящего времени оставались спорными. Проведенные нами детальные геолого-петрологические и минералогические исследования метаморфитов офиолитового пояса Урала позволили выделить среди них две петрогенетические группы со свойственными им метаморфно-метасоматическими особенностями минералообразования. Среди них могут быть выделены породы, связанные с преобразованием самих исходных гипербазитов и метаморфитов — апогипербазитов, пространственно сопряженных с альпинотипными гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации, и апогаббровые метаморфиты, сопряженные с породами дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Первая группа метаморфитов пространственно совмещена с альпинотипными гипербазитами, которые характеризуются сложной историей становления и преобразования. Эволюцию состава исходных альпинотипных гипербазитов можно проследить на примере некоторых массивов Поляр-

Таблица 1

Последовательность преобразования пород дунит-гарцбургитовой формации



Результаты химических анализов (в вес. %) породообразующих минералов  
метаморфитов офиолитовой ассоциации Урала

| Компоненты                     | 808     | 430    | 183     | 333     | 220     | 1-М     | 26      |
|--------------------------------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 53,33   | 53,26  | 54,93   | 55,00   | 54,75   | 55,40   | 62,03   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,14    | 0,60   | 0,22    | 0,32    | 0,21    | 0,27    | 0,06    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,49    | 7,51   | 8,51    | 11,54   | 10,11   | 10,50   | 16,81   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,15    | 1,79   | 1,68    | 1,54    | 2,05    | 2,10    | 0,99    |
| FeO                            |         | 2,07   | 2,18    | 2,79    | 2,12    | 1,80    |         |
| MnO                            | 0,04    | 0,04   | 0,04    | 0,09    | 0,05    | 0,06    | 0,03    |
| MgO                            | 15,30   | 11,70  | 11,84   | 9,15    | 9,82    | 9,57    | 1,52    |
| CaO                            | 24,55   | 17,36  | 16,51   | 14,50   | 15,64   | 14,80   | 5,25    |
| Na <sub>2</sub> O              | He опр. | 3,08   | 4,05    | 5,41    | 5,04    | 5,00    | 12,30   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,16    | 1,00   | 0,07    | 0,06    | 0,05    | 0,40    | 0,02    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,84    | 1,20   | 0,17    | 0,10    | Сл.     | He опр. | 0,80    |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | He опр. | 0,50   | He опр. | He опр. | He опр. | "       | He опр. |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | "       | 0,16   | "       | "       | "       | "       | "       |
| Сумма                          | 99,96   | 100,27 | 100,20  | 100,40  | 99,84   | 99,99   | 99,79   |

Обр. 808 — хромдиопсид из метасоматических лерцолитов, массив Крака, Южный Урал; обр. 430 — омфацил из апогипербазитовых эклогитов, метаморфический комплекс хребта Марун-Кей, Полярный Урал, [6]; обр. 183 — омфацил из карининовых эклогитов, хребт Марун-Кей [6]; обр. 333 — омфацил из альмандиновых эклогитов (апогаббровых); обр. 220 — омфацил II, хребт Марун-Кей; обр. 1-М — омфацил II из эклогитовых сланцев, хребт Марун-Кей; обр. 26 — жадеит, Сыумкеуский массив, Полярный Урал; обр. 66/12 — роговая обманка из амфиболитизированных эклогитов, хребт Марун-Кей; обр. 571 — роговая обманка из амфиболитизированных эклогитов,

ного Урала (Рай-Изского, Сыумкеуского, Войкар-Сынынского и др.), где в результате высокотемпературных метаморфно-метасоматических процессов за счет "первичных" гарцбургитов образовались вторичные гарцбургиты с четкой метаморфогенной порфиروبластовой структурой и гранобластовые пегматоидные метадуныты, которые впоследствии преобразовались в оливин-энстатитовые и мономинеральные энстатититы. К особым условиям метаморфизма гипербазитов относится образование оливин-антигоритовых кристаллосланцев (ультраосновных blastsмилолитов), соответствующее условиям зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (табл. 1). Возможно, к одному из ранних этапов метаморфно-метасоматического преобразования первичных гарцбургитов относятся процессы наложенной диопсидитизации и гранитизации с образованием вторичных лерцолитов и гранатовых пироксенитов, содержащих такие образующиеся при высоких давлениях минералы, как хромдиопсид, хромистый гранат, пиропальмандин, буровато-розовый хромшпинелид (массив Крака и др.).

К конечному этапу метаморфизма гипербазитов следует отнести серпентинизацию и тесно с ней взаимосвязанные метасоматические процессы, приводившие к образованию жадеититов (табл. 2), везувианитов, диопсидитов, нефритов, родингитов и др. Анализ породообразующих оливинов, орто- и мноклиновых пироксенов исходных и преобразованных альпипотипных гипербазитов показывает эволюционную направленность состава этих минералов, обусловленную падением термодинамических параметров в процессе минералообразования. Так, например, в первичных гарцбургитах

| 66/12  | 571     | 29      | 2047    | 577     | 577/1   | 570     | 10      |
|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 48,60  | 44,27   | 50,53   | 43,00   | 37,28   | 37,47   | 37,85   | 41,62   |
| 0,30   | 2,61    | 0,31    | 0,78    | 0,30    | 0,15    | 0,17    | 0,33    |
| 11,92  | 10,90   | 10,80   | 10,56   | 18,59   | 19,41   | 20,28   | 20,02   |
| 0,55   | 21,46   | 5,51    | 4,85    | 5,44    | 17,07   | 3,82    | 9,58    |
| 4,17   |         |         | 9,72    | 17,82   | 17,07   | 16,22   | 9,58    |
| 0,07   | 0,09    | 0,06    | 0,22    | 1,91    | 0,85    | 1,16    | 0,40    |
| 17,61  | 5,35    | 17,92   | 13,70   | 4,10    | 6,32    | 6,38    | 19,61   |
| 10,80  | 13,91   | 14,04   | 11,40   | 14,52   | 13,12   | 14,11   | 4,94    |
| 2,55   | He опр. | He опр. | 2,40    | He опр. | He опр. | He опр. | He опр. |
| 0,60   | 1,03    | 0,47    | 0,20    | "       | "       | "       | 0,36    |
| 0,17   | 0,19    | 0,89    | He опр. | "       | "       | "       | 3,45    |
| 2,43   | He опр. | He опр. | 0,86    | "       | "       | "       | He опр. |
| 0,43   | "       | "       | He опр. | "       | "       | "       | "       |
| 100,20 | 99,80   | 99,73   | 100,49  | 99,96   | 100,60  | 99,99   | 99,95   |

Мамытский массив, Южный Урал; обр. 29 — амфибол из амфиболитизированных эклогитов, хребет Марун-Кеу; обр. 2047 — роговая обманка из гранатовых амфиболитов, Рай-Изский массив, п. п. п. = 2,80 вес. %; обр. 577 — гранат из эклогитоподобных пород, Мамытский массив; обр. 577/1 — гранат из амфиболитизированных эклогитоподобных пород, Мамытский массив; обр. 570 — гранат из тылаита (бластомилонита), Мамытский массив; обр. 10 — пироп из дунитов, Кемпирсайский массив (аналитик Ю.Д. Смирнова).

ортопироксен представлен энстатитом<sup>1</sup> ( $f_{Pл} = 8,5-9,2$ ), а во вторичных — бронзитом ( $f_{Pл} = 10,0-14,0$ ). В оливинах по мере перекристаллизации заметно повышается его магнезиальность (от  $f_{Ol} = 9,5-10,0$  до  $f_{Ol} = 6,2-8,2$ ). В целом при перекристаллизации гипербазитов имеет место преобразование и перераспределение рудного вещества и возникновение хромитовых руд с высоким содержанием хрома.

В эволюционном ряду метаморфно-метасоматических преобразований альпинотипных гипербазитов отчетливо устанавливается регрессивная направленность процессов — от высокотемпературной ступени гранулитовой до низкотемпературной ступени зеленосланцевой фации (см. табл. 1).

Как показывают геологические наблюдения, между описанным выше перекристаллизованными гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации и апогипербазитовыми метаморфитами повсеместно обнаруживаются тектонические контакты. Нередко апогипербазитовые метаморфиты встречаются в виде ксеногенных блоков или ксенолитов среди других пород или превращены в меланократовые гнейсоподобные породы.

Апогипербазитовые (высокобарические) метаморфиты представлены гранатовыми клинопироксенитами, шпинель-гранатовыми вебстеритами, плагиоклаз-гранатовыми перидотитами, эденитовыми, пироповыми и сапфиринсодержащими амфиболитами, бластомилонитами, эклогитоподобны-

<sup>1</sup> Приняты следующие условные сокращения минералов: Ам — амфибол; Гр — гранат; МП — моноклинный пироксен; Ол — оливин; Пл — плагиоклаз; РО — роговая обманка; РП — ромбический пироксен; Ру — рутил; Цо — цоизит; Шп — шпинель; Эл — эпидот.



Рис. 1. Метаморфизованный плагиоклазовые перидотит. Реакционные каемки ромбического пироксена вокруг оливина. Мамытский гипербазитовый массив, увел. 160

ми породами и эклогитами (апогипербазитовыми). Состав этих метаморфитов характеризуется парагенезисом ортопироксена (гиперстена), моноклинного пироксена (диопсида, хромдиопсида), хромистого омфацита, эденита, дистена, шпинели, корунда и граната с высоким содержанием пиропового компонента (30–60%), нередко обнаруживается хромистый гранат с содержанием двуокиси хрома до 9,5%. Обычно для этих пород наблюдается парагенезис  $РП + МП + Гр$  (пироп) +  $Шп + Ам$ , т. е. ассоциация минералов, характерная для гранулитовой фации метаморфизма или шпинель-пироксеновой фации глубинности, по Н.Л. Добрецову [1]. Эти метаморфиты широко распространены в пределах малькского комплекса на Полярном Урале [5]. Здесь они встречаются в виде линзообразных тел различной мощности (от нескольких десятков до первых сотен метров), иногда группирующихся в цепочки, вытянутые на несколько километров среди более молодых метагабброидов. Гранат-шпинелевые вебстериты тесно взаимосвязаны с гранатовыми пироксенитами и гранат-плагиоклазовыми перидотитовыми. В составе этих пород отмечаются оливин, гиперстен, клинопироксен, гранат, амфибол, плагиоклаз (анортит), желтовато-бурый хромшпинелид и шпинель (трех генераций).

В результате проявления метаморфических процессов между породообразующими минералами возникли сложные реакционные взаимоотношения, что обусловило появление различных структур. Наиболее широко распространены своеобразные венцовые каемки ромбического и моноклинного пироксена вокруг оливина (рис. 1). Образование их можно представить в виде схематической реакции  $Ол + Пл_{80} = РП + МП + РО + Шп + Пл + Гр$ .

В группе апогипербазитовых метаморфитов нами рассматриваются также эклогитоподобные породы — друзиты и эклогиты марункеуского

## Последовательность преобразования (сверху вниз) апогипербазитовых и апогаббровых метаморфитов

| Апогипербазитовые эклогиты                                                                                  | Апогаббровые эклогиты                                                                                | Апогаббровые метаморфиты                                                                                                                          |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Гарцбургиты, плагиоклазовые перидотиты (троктолиты), плагиоклазовые пироксениты                             | Габброиды, габбро-нориты, габбро-диабазы                                                             | Габброиды, габбро-нориты, метагаббро                                                                                                              |
| Друзитовые эклогитоподобные породы                                                                          | Друзитовые эклогитоподобные породы                                                                   | Двупироксеновые габбро-нейсы с бластомилонитовой структурой                                                                                       |
| Пироповые омфацит-оливиновые эклогиты (с высокохромистым омфацитом)                                         | Гранат-омфацит-амфиболовые эклогиты (омфацит с высоким содержанием натрия)                           | Эклогитоподобные породы — друзиты или эпидотцоизитовые габбро-амфиболиты                                                                          |
| Пироповые омфацит-каринтиновые эклогиты                                                                     | Гранат-омфацит-амфиболовые эклогиты (с барраузитом, гастингситом и роговой обманкой)                 | Гранатовые амфиболиты, гранат-эпидот-цоизитовые амфиболиты, скаполитовые амфиболиты (пегматоидные жилы с роговой обманкой, гранатом и ильменитом) |
| Гранат-биотит (мусковит)-каринтиновые амфиболиты (с реликтами омфацита)                                     | Очковые эклогитовые сланцы с омфацитом II. Жилы с омфацитом, мусковитом и рутилом                    | Плагиогранитизация, плагиоклазовые амфиболиты, амфиболовые плагиогнейсы                                                                           |
| Очковые (альбит)-гранатовые амфиболиты, гранитизированные амфиболиты. Жилы с омфацитом, фукситом и дистеном | Гранат-кварц-биотит-мусковитовые, гранат-кварц-дистен-мусковитовые сланцы (кислотного выщелачивания) | Зеленсланцевые диафториты по амфиболитам                                                                                                          |

метаморфического комплекса, расположенного к западу от малькского. Н.Г. Удовкина [6] описывает все постепенные взаимопереходы от исходных гипербазитов через друзит-эклогиты до типичных эклогитов. Под микроскопом отчетливо устанавливаются замещения плагиоклаза гранатом, а также сопряженное возникновение каемок моноклинного пироксена на контакте оливина с плагиоклазом, приводящее к образованию друзит-эклогитов. В дальнейшем по плагиоклазу и бронзиту развивается моноклинный пироксен типа омфацита, и в конечном счете порода переходит в гранат-омфацитовый (пироповый) эклогит. Омфациты из апогипербазитовых эклогитов различаются по содержанию двуокиси хрома (до 1,20%), магния, железа и щелочности (см. табл. 2). При диафторезе и перекристаллизации эклогиты через каринтиновые разности (см. табл. 2) переходят в гранат-каринтиновые амфиболиты (табл. 3).

За счет эклогитов формируются также своеобразные очковые эклогитовые сланцы, где порфиробласты представлены вторичным омфацитом (см. табл. 2), отличающимся повышенной железистостью и более низким содержанием двуокиси натрия. Устанавливается прямая зависимость щелочности омфацита от состава исходной породы. Омфациты из апогипербазитовых эклогитов (см. табл. 2) значительно беднее натрием (3—4%) по сравнению с омфацитами из апогаббровых эклогитов (5—8%).

На Южном Урале апогипербазитовые метаморфиты вскрываются в западной части Мамытского гипербазитового массива, расположенного

в 1,5 км к востоку от Кемпирсайского, и в других местах. Метаморфиты здесь представлены гранатовыми пироксенитами, пироповыми, сапфириновыми и эденитовыми амфиболитами. Гранат-эденитовые амфиболиты сложены бесцветным амфиболом (эденитом), гранатом (с содержанием пироповой составляющей до 35--40%), дистеном и голубовато-зеленым сапфирином. Эти породы характеризуются плохо выраженной гнейсовидностью, вследствие чего имеют массивный роговикоподобный облик.

Вторая петрогенетическая группа метаморфитов — апогаббровых — тесно ассоциирует с породами дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Однако взаимоотношения между метаморфитами и породами дунит-клинопироксенит-габбровой формации до настоящего времени не выяснены. В дунит-клинопироксенит-габбровую формацию включены метадуныты, плагиоклазовые перидотиты (троктолиты), верлиты, клинопироксениты, тылаиты, порфиробластические гнейсовидные габбро, анортозиты и другие породы так называемого полосчатого комплекса, обнаруживающие сложную эволюцию метаморфно-метасоматических преобразований исходных "базитов".

На Урале данная формация пород проявлена наиболее широко и устанавливается в пределах всех габбро-гипербазитовых комплексов. Сложность внутреннего строения "габбровых массивов" и многообразие состава их пород свидетельствуют о длительной эволюции исходных "базитов". В породах описываемой формации обнаруживаются взаимопереходы от метадунытов, плагиоклазовых перидотитов через верлиты и клинопироксениты до гнейсовидных порфиробластических габброидов.

Петрологический анализ этих пород показывает, что их преобразование происходило на значительной глубине при высоких температурах и относительно низких давлениях, отвечающих условиям гранулитовой фации. Последовательность преобразования пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации может быть представлена следующим рядом: гипербазиты, плагиоклазовые перидотиты (троктолиты), метадуныты, оливиниты → верлиты, пироксениты, плагиоклазовые верлиты, вебстериты и пироксениты, тылаиты (бластомилониты) → мелано-, мезо- и лейкократовые порфиробластические габбро-гнейсы (бластогнейсы), жильные образования, плагиоклазиты (анортозиты) → ортомагматические габбро (пироксеновые, двупироксеновые, оливиновые, амфиболовые, жильные габбро-нориты, диоксид-анортитовые габбро).

Для этих пород характерны ортопироксен, моноклинный пироксен, оливин, основной плагиоклаз, амфибол и другие минералы. Наиболее интересна в данной ассоциации пород природа порфиробластических гнейсовидных габброидов (рис. 2), слагающих более 60% всех "массивов" Платиноносного пояса Урала. Анализированный нами пироксен из этих пород показывает состав авгита (табл. 4, ан. 9221), аналогичный составу пироксена из вторичных (метасоматических) пироксенитов того же пояса. Ромбический пироксен сходен по составу с ортопироксеном из основных гранулитов и плагиогнейсов (см. табл. 4, ан. 9093). Эти данные свидетельствуют о том, что рассмотренная ассоциация пород в действительности имеет метаморфогенную [2], а не интрузивную природу, как полагали раньше.

Взаимоотношения рассмотренных выше пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации с апогаббровыми метаморфитами чаще всего обнаруживают тектонический контакт. Апогаббровые метаморфиты пространственно ассоциируют с габбро-гипербазитовыми комплексами, размещаясь по периферии или внутри этих массивов в виде тектонических блоков с автономной структурой.



Рис. 2. Порфиробластическое гнейсовидное габбро. Порфиробласты моноклинного пироксена в амфибол-оливин-пироксеновой основной массе. Массив Денежкин Камень, увел. 160

Метаморфиты апогаббровой группы наиболее разнообразны по петрографическому составу и представлены различными меланократовыми двупироксеновыми породами — гнейсо-гранулитами, амфиболитами, эклогитоподобными породами (гранат-пироксеновыми, двупироксеновыми), эклогитами (апогаббровыми) и бластомилонитами по ним. Минералогическое изучение этих пород показывает, что процесс метаморфно-метасоматического преобразования "базитов" является длительным, охватывает несколько этапов общей регрессивной направленности эволюции. Наиболее ранние метаморфиты представлены двупироксеновыми гнейсо-норитами, пироксеновыми и двупироксеновыми амфиболитами, эклогитоподобными породами и эклогитами. На последующих этапах метаморфизма образуются гранат-пироксеновые породы, друзиты, гранатовые, эпидот-гранатовые, цоизитовые и плагиоклазовые амфиболиты, горнблендиты и различные зеленосланцевые диафориты. Данная группа метаморфитов определяется парагенезисом и соотношением натриевого пироксена, амфибола, цоизита, скаполита, плагиоклаза и граната. Последний обнаруживает переменный состав: пиропового компонента 20–30%, алмандинового 40–60%. Сопутствующие минералы — рутил, ильменорутит, ильменит, магнетит, муассанит и др.

Ранние метаморфиты обладают сложной внутренней структурой с субширотным (не уральским) простиранием, в то время как более поздние — субмеридиональным уральским направлением. Это свидетельствует о значительно более древнем возрасте двупироксеновых пород. Свежие двупироксеновые габбро-гнейсы представлены темно-розового до почти черного цвета породами, сложенными ортопироксеном (25–30%), моноклинным пироксеном (15–35%), амфиболом (5–10%), плагиоклазом

Таблица 4

Результаты химических анализов (в вес. %) породообразующих минералов  
метаморфитов офиолитовой ассоциации Урала

| Компоненты                     | 2035    | 2043  | У-407 | 2043  | 121    | 1759  | 750    |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 40,92   | 46,02 | 41,51 | 54,55 | 52,50  | 50,48 | 52,11  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,05    | 0,2   | 0,006 | 0,01  | 0,03   | 0,28  | 0,38   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,61    | 0,68  | 0,17  | 1,26  | —      | 3,22  | 1,05   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | —       | —     | 0,51  | —     | 5,55   | 2,44  | —      |
| FeO                            | 10,53   | 9,11  | 2,98  | 5,23  | 3,76   | 18,88 | 22,46  |
| MnO                            | 0,18    | 0,10  | 0,05  | 0,14  | 0,18   | 0,14  | 0,67   |
| MgO                            | 47,59   | 50,04 | 53,91 | 36,58 | 35,52  | 21,46 | 23,06  |
| CaO                            | —       | —     | 0,11  | 0,10  | 0,10   | 1,80  | 1,05   |
| Na <sub>2</sub> O              | —       | —     | —     | 0,03  | —      | 0,20  | —      |
| K <sub>2</sub> O               | 0,02    | —     | —     | 0,03  | 0,36   | 0,08  | —      |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,08    | —     | 0,11  | 0,39  | —      | 0,005 | —      |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | Не опр. | —     | —     | 0,70  | 2,11   | 0,81  | —      |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | "       | —     | —     | 0,20  | 0,10   | 0,09  | —      |
| Сумма                          | 99,98   | 99,98 | 99,36 | 99,22 | 100,21 | 99,19 | 100,78 |

Обр. 2035 — оливин из первичных гарцбургитов, Рай-Изский массив, Полярный Урал; обр. 2043 — оливин из вторичных (метаморфогенных) гарцбургитов, Рай-Изский массив; обр. У-407 — оливин из вторичных (гранобластовых) дунитов, Рай-Изский массив [5]; обр. 2043 — ромбический пироксен из вторичных гарцбургитов, Рай-Изский массив; обр. 121 — энстатит из энстатитов, Рай-Изский массив; обр. 1759 — ортопироксен из метагаббро-норитов, Хабаровинский массив, Южный Урал [4]; обр. 750 — ортопироксен из вебстеритов, Хабаровинский массив; обр. 9093 — фер-

(15—50%). Последний принадлежит ряду битовнит—анортит. Моноклинный пироксен близок по составу к салиту из основных гранулитов. Ортопироксен представлен светло-розовым гиперстеном. Нередко в габбро-гнейсах встречается голубоватый высокотемпературный кварц, разъедающий плагиоклаз и пироксен. По мнению В.И. Ленных и др. [3], в микроструктуре некоторых габбро-гнейсов обнаруживаются следы дробления и перекристаллизации, т. е. они являются своеобразными высокотемпературными blastsмилонитами.

На Южном Урале апогаббровые метаморфиты широко распространены в пределах Кемпирсайского массива, где слагают так называемый черный габбро-амфиболитовый комплекс. Здесь они представлены двупироксеновыми, пироксеновыми, гранат-пироксеновыми породами, переходящими в гранатовые, скаполитовые, эпидот-цоизитовые, плагиоклазовые амфиболиты и различные меланократовые гнейсы (гранат-амфиболовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые и др.).

Двупироксеновые габбро-гнейсы в некоторых блоках (малыкский, хардуский комплексы Полярного Урала) сопровождаются оторочкой из эклогитоподобных пород (друзитов), где гранат в виде реакционных каемок расположен между пироксеном и плагиоклазом. Здесь, по-видимому, имеет место реакция  $МП_1 + РП + Пл_{80-90} = Гр + МП_2 + РО + Пл_{60} + РУ$ . Такие процессы, как показывают детальные минералого-петрографические исследования, могли происходить в условиях наложенного метаморфизма при  $t = 750^\circ \text{C}$  и  $P = 10-15$  кбар.

В других блоках (Мамытский) эклогитоподобные породы слагают целиком весь блок, но в результате диафореза они переходят в более

|  | 9093  | 779   | 779/2 | 779/1  | 577     | 577/1   | 577/2   | 9221    | 922/1   |
|--|-------|-------|-------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|
|  | 49,52 | 51,56 | 56,49 | 54,86  | 48,81   | 46,48   | 52,11   | 50,73   | 51,04   |
|  | 0,29  | 0,12  | 0,06  | —      | 1,31    | 3,11    | 0,90    | 0,08    | 0,74    |
|  | —     | —     | —     | —      | 5,81    | 9,41    | 1,59    | He опр. | He опр. |
|  | —     | —     | —     | —      | —       | —       | He опр. | —       | —       |
|  | 27,93 | 7,27  | 6,91  | 4,74   | 12,80   | 19,04   | 11,78   | 10,46   | 10,08   |
|  | 1,0   | 0,13  | 0,11  | 0,27   | 0,09    | —       | —       | 0,35    | 0,28    |
|  | 19,14 | 34,25 | 31,80 | 24,90  | 6,68    | 6,80    | 8,49    | 13,65   | 13,25   |
|  | 1,91  | —     | 3,18  | 13,56  | 24,03   | 14,17   | 24,50   | 23,78   | 24,09   |
|  | —     | —     | —     | —      | —       | —       | —       | —       | —       |
|  | 0,12  | 0,06  | 0,07  | 0,29   | 0,27    | 0,55    | 0,34    | 0,40    | 0,43    |
|  | 0,07  | 1,30  | 1,18  | 1,53   | 0,17    | 0,41    | 0,16    | 0,32    | 0,10    |
|  | —     | —     | —     | —      | He опр. | He опр. | He опр. | He опр. | He опр. |
|  | —     | —     | —     | —      | —       | —       | —       | —       | —       |
|  | 99,98 | 99,7  | 99,80 | 100,15 | 99,97   | 99,47   | 99,80   | 99,77   | 99,99   |

рогиперстен из габбро-гнейсов, Кумбинский массив, Средний Урал; обр. 779 — бронзит с высоким содержанием хрома из эклогитоподобных пород, Мамытский массив, Южный Урал; обр. 779/2, 779/1 — ортопироксен из эклогитоподобных пород, Мамытский массив; обр. 577, 577/1, 577/2 — моноклиный пироксен из эклогитоподобных пород, Мамытский массив; обр. 9221 — моноклиный пироксен из гнейсовидных габбро, массив Денежкин Камень, Средний Урал; обр. 922/1 — моноклиный пироксен из порфиروبластов гнейсовидных габбро, массив Денежкин Камень.

низкотемпературные разности. В неизмененных гранат-пироксеновых (эклогитоподобных) породах гранат и моноклиный пироксен являются основными породообразующими минералами. По минеральному и химическому составу, структурно-текстурным особенностям и плотностям эти породы приближаются к эклогиту. В описываемых породах отмечаются вариации состава минералов. В некоторых эклогитоподобных породах моноклиный пироксен относится к диопсиду с очень низким содержанием жадеитового компонента (хардюзский комплекс и др.). В южноуральских (мамытских) эклогитоподобных породах моноклиный пироксен представлен салитом, ферросалитом и диопсидом (см. табл. 4, обр. 577, 577/1, 577/2).

В определенных условиях апогаббровые метаморфиты переходят в типичные альмандиновые эклогиты (марункеуский комплекс). Эти эклогиты сложены омфацитом (без хрома), но с высоким содержанием двуокиси натрия (6—8%), альмандином (с 20—30% пироповой составляющей). Каринтин, дистен и фуксит, характерные для апогипербазитовых эклогитов, не встречаются. По составу эклогиты более железистые и более титанистые и по химическому составу сходны с двупироксеновыми габбро-гнейсами.

В целом для апогаббровых метаморфитов можно выделить четыре этапа метаморфно-метасоматического преобразования. Первый, наиболее высокотемпературный этап соответствует условиям гранулитовой фации. К нему относятся двупироксеновые габбро-гнейсы, гиперстеновые и альмандин-гиперстеновые гнейсы с голубоватым кварцем. В условиях высоких давлений по метагабброидам образуются эклогитоподобные породы (друзиты) и альмандиновые эклогиты.

На втором этапе метаморфизма образуются специфические тектониты (бластомилониты), фиксирующие границу "горячей тектоники", по А.А. Ефимову [2]. На данной стадии происходит частичная или полная перестройка структур метагабброидов.

Стретьим этапом метаморфизма в условиях амфиболитовой фации (глубинного диафтореза) связано образование нового парагенезиса минералов: роговой обманки, граната, эпидота, цоизита, плагиоклаза, рутила. Последний в ряде случаев образует богатые руды с содержанием минерала до 4,5%.

Повсеместно наблюдается амфиболитизация двупироксеновых габбро-гнейсов, эклогитоподобных пород и эклогитов. Парагенезис  $Gr + PO$  (РП, МП реликт) +  $Эп$  (Цо) +  $Пл_{50-60} + Ру$  характерен для амфиболитовой фации. В условиях диафтореза ромбический пироксен замещается моноклинным пироксеном, который, в свою очередь, преобразуется в амфибол. В пределах одного образца нами с помощью микронзондирования было прослежено изменение состава при переходе от ортопироксена (гиперстена) через моноклинный пироксен в темно-бурый амфибол (см. табл. 4, обр. 779, 779/1, 779/2). При таком замещении порода переходит в гранатовые амфиболиты (с реликтами моноклинного пироксена). Гранат в данном парагенезисе состоит главным образом из альмандина (60—65%). Распределение граната в породе неравномерное, при этом он тяготеет к зонам отчетливо выраженной гнейсовидности. Устанавливаются и прожилковидные его скопления, секущие гнейсовидную полосчатость. Встречаются разности амфиболитов, где порфириобласты граната достигают 12 см в диаметре (р. Малько). Гранатовые амфиболиты имеют обычно грубополосчатую, реже массивную текстуру с четкой порфириобластовой структурой. Гранат нередко обладает зональным строением: центральная, более темно-розовая часть зерна обогащена пироповой составляющей, а внешняя, светло-розовая — альмандиновым и гроссуляровым компонентами. Совокупность приведенных данных свидетельствует о регрессивном характере минералообразования в процессе метаморфно-метасоматического формирования этих пород.

В условиях эпидот-амфиболитовой фации гранат замещается плагиоклазом и порода переходит в плагиоклаз-роговообманковый амфиболит, а при замещении плагиоклаза эпидотом и цоизитом — в эпидот-цоизитовые разности (см. табл. 3).

При плагиомигматизации амфиболиты переходят в амфиболовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы.

Четвертый этап метаморфизма характеризуется условиями зеленосланцевой фации с образованием парагенезисов с сине-зеленой роговой обманкой, актинолитом, хлоритом, эпидотом, альбитом и сфеном.

Геолого-петрографическое и минералогическое изучение метаморфитов офиолитовой ассоциации на примере Урала позволило выделить среди них два генетических типа: апогипербазитовые и апогаббровые.

Первая группа пород, связанная с породами дунит-гарцбургитовой формации, представлена гранатовыми пироксенитами, шпинель-гранатовыми вебстеритами, эклогитоподобными породами и эклогитами (апогипербазитовыми). Метаморфиты включают чистый пироп, зеленую шпинель, хромдиопсид, хромистый гранат, хромистый омфацил и другие высокобарические минералы. Такой характерный парагенезис породообразующих минералов свидетельствует об образовании апогипербазитовых метаморфитов в  $P-T$  условиях, характерных для верхней мантии. Они отнесены нами к "мантийным" метаморфитам.

Апогаббровые метаморфиты представлены двупироксеновыми габбро-гнейсами (гранулитами), эклогитоподобными породами (друзитами), эклогитами (апогаббровыми), гранатовыми, скаполитовыми, эпидот-цоизитовыми амфиболитами и т. д., состав которых определяется парагенезисом и соотношением натриевого пироксена, амфибола, цоизита, плагиоклаза и граната.

Данная ассоциация минералов позволяет полагать, что породы были метаморфизованы на значительной глубине в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма и, возможно, их следует отнести к метаморфитам "базальтового слоя". Предполагается, что эти метаморфиты представляют собой подобие пород "базальтового слоя" [5].

Для всех метаморфитов офиолитовой ассоциации достаточно определено устанавливается многоэтапность и длительность эволюции исходных пород. Эти образования представляют единый метаморфно-метасоматический эволюционный ряд с регрессивным характером минералообразования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
2. Ефимов А.А. "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 24—42.
3. Ленных В.И., Вализер П.М., Пучков В.Н. Глаукофановые сланцы и амфиболиты в северо-западном контакте Войкар-Сынынского гипербазитового массива. — Тр. Ильмен. гос. заповед., 1979, вып. 26, с. 3—31.
4. Маевое В.И. О природе габброидов восточной части Хабаровинского массива. — Тр. Ильмен. гос. заповед., 1979, вып. 26, с. 59—69.
5. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н.Л. Добрецов, А.П. Казак, Ю.Е. Молдавандцев и др. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
6. Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 191 с.

УДК 553.261

В.Л. Русинов

### УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Под вертикальной метасоматической зональностью будем понимать смену в вертикальном разрезе через комплекс измененных пород одних метасоматических фаций другими либо изменение в этом же направлении строения колонки околожильной зональности. Область малых и умеренных глубин наиболее благоприятна для проявления такой зональности. В этой области в гидротермальных системах особенно значительны вертикальные градиенты температуры, кислотности и фугитивности кислорода, которые и определяют главные черты вертикальной зональности. Величины градиентов и формы проявления зональности в значительной степени зависят от структурно-геологических условий, в которых протекает гидротермальный процесс. Различаются случаи приблизительно одновременного образования зон колонки (при описаниях руд они получили название "фациальная" зональность, которое примем и мы) и случаи наложения метасоматитов стадии сопряженного осаждения на предварительно выщелоченные породы ("стадийная" зональность). Если фациальная зональность связана со стационарными градиентами внешних условий в области минералообразования, то стадийная зональность обусловлена кислотно-основной

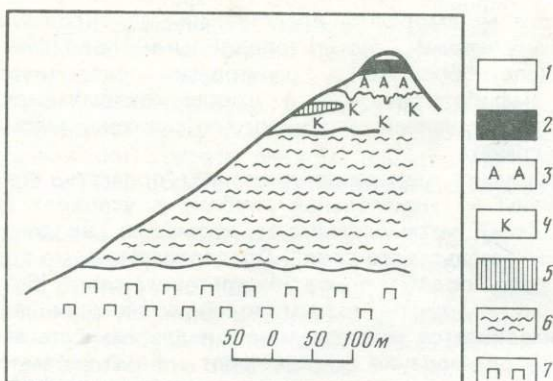


Рис. 1. Зональность аргиллизированных пород на горе Алунитовой [15]

1 — игнимбриты ольской свиты; 2 — монакварциты; 3 — алунитовые кварциты; 4 — каолинитовые кварциты; 5 — агальматолиты; 6 — аргиллизированные липариты; 7 — пропилиты по андезито-дацитам

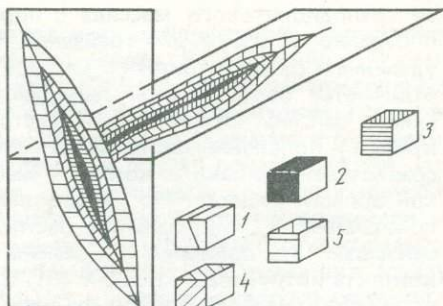
дифференциацией в потоке растворов и проявлением вследствие этого опережающей волны кислотных компонентов.

Рассмотрим сначала особенности фациальной зональности на примерах рудных месторождений Дальнего Востока СССР, образовавшихся в приповерхностных условиях. Околорудные метасоматиты в этих месторождениях представлены аргиллизированными породами и вторичными кварцитами. Верхняя зона метасоматического ореола обычно имеет пластообразную форму и залегает в целом согласно с литологическими границами вмещающей вулканогенной толщи (рис. 1). Снизу вверх сменяются фаши: 1) альбит-хлоритовые (или эпидот-хлоритовые) пропилиты; 2) аргиллизированные породы кварц-гидрослюдистого состава; 3) каолинитовые кварциты; 4) алунитовые кварциты и линзы алунит-каолинитовых пород — агальматолитов (зона присутствуют не всегда); 5) монакварциты. Детальные примеры такой зональности были проанализированы в литературе [6, 15]. Принципиальная же их особенность состоит в интенсивном окислении сероводорода гидротермальных растворов в верхней части метасоматического ореола и в возникновении из-за этого зоны ультракислого метасоматизма, сложенной кварцитами. Эта зона, имеющая, как правило, линзо- или пластообразную форму, обычно перекрыта покровами или потоками лав и других труднопроницаемых для растворов пород, которые подверглись слабому изменению типа пропилитизации малой интенсивности.

Под зоной окварцевания в кварц-алунитовых и кварц-каолинитовых породах расположены гнезда и линзы, сложенные высокоглиноземистыми минералами — каолинитом и алунитом. Такие линзы представляют собой участки концентрированного отложения перемещенного глинозема, имеют незначительное распространение и не образуют сплошной зоны. В некоторых случаях, например на горе Алунитовой (Северо-Восток СССР), под линзами агальматолитов каолинит-алунитового состава наблюдались прожилки алунита, проникающие в расположенную ниже кварц-каолинитовую зону. При этом заметного окварцевания с выносом глинозема из пород, залегающих ниже кварц-алунитовой зоны, не отмечается. Наиболее вероятным источником глинозема прожилков и линз является поэтому самая верхняя зона — монакварцитов. В случае "обычного", восходящего, движения растворов следовало бы ожидать обратных соотношений — замеще-

Рис. 2. Строение ореолов околожильного метасоматита на Дубровском месторождении [5]

1 — рудная жила; 2 — турмалиновые метасоматиты; 3 — кварц-турмалиновая порода; 4 — кварц-серицитовая порода; 5 — кварц-серицит-хлоритовая порода



ния минералов верхней зоны (алунита) минералами нижней (каолинитом). Следовательно, мы вправе полагать, что в некоторых участках верхней части метасоматического ореола наряду с общим восходящим движением гидротермальные растворы просачивались и сверху вниз.

Другая группа — это метасоматиты, формирующиеся вблизи от активных контактов гранитоидных массивов. К ним относятся грейзены и вторичные кварциты медно- и молибден-порфировых месторождений. Скарны здесь не рассматриваются, так как представляют собой неблагоприятный объект для изучения вертикальной зональности.

Особенности вертикальной зональности в олово- и вольфрамоносных грейзенах изложены в многочисленных работах [1, 5, 10, 14 и др.]. В общем зональность имеет вид (снизу вверх): альбитизированные, калишпатизированные граниты—грейзенизированные граниты—мусковитовые грейзены (с касситеритом)—кварцевые жилы (с вольфрамитом, касситеритом, шеелитом), часто с топазом или с турмалином. Такая зональность в общем отвечает падению температуры от глубоких горизонтов к верхним и сопровождается нарастанием кислотности возникающих минеральных парагенезисов. Вертикальный градиент температуры, следовательно, можно рассматривать в данном случае как главный фактор метасоматической зональности. Кислотно-основная дифференциация в грейзенизирующих растворах проявлена относительно слабо, судя по незначительному развитию продуктов стадии сопряженного отложения. Правда, некоторыми исследователями отмечается эволюция кислотности—щелочности растворов во времени [14]: сначала кислотность нарастает до максимума (кварцевые и кварц-топазовые грейзены), а затем падает, и тогда возникают мусковит-микроклиновые и микроклиновые поздние метасоматиты. Своеобразна концентрическая зональность отложения олова в грейзенах, связанная с симметричным нарастанием содержания олова вверх и вниз от центральной части жилы. Наблюдается и соответствующая концентрическая зональность в околожильных метасоматитах, зоны которых повторяются симметрично вверх и вниз от центра жилы (рис. 2).

Зональность метасоматитов в медно- и молибден-порфировых месторождениях принципиально близка к охарактеризованной выше зональности грейзенов и заключается в смене снизу вверх ортоклазовых метасоматитов "филлизитами" по терминологии В.С. Попова [12] (кварц-серицитовыми породами) и далее аргиллизитами (кварц-каолинитовыми и кварц-каолинит-монтмориллонитовыми породами). Своеобразие же вертикальной зональности этого типа состоит в развитии аргиллизированных пород, содержащих глинистые минералы (каолинит и монтмориллонит), а также в формировании на ряде месторождений зоны высокоглиноземистых кварцитов с андалузитом, диаспором и корундом, приуроченной к контак-

ту гранодиоритового массива с породами кровли. В целом зональность определяется, как и для грейзенов, падением температуры снизу вверх, с удалением от гранитоидного массива. Однако порфировые месторождения отличаются более значительным градиентом температуры, с чем, по-видимому, связаны относительно быстрое падение температуры в породах кровли и появление таких низкотемпературных минералов, как каолинит, сравнительно близко к контакту массива. Возникновение в приконтактной области существенно окварцованных пород свидетельствует о резком поокислении гидротермальных растворов в этой зоне. Ряд исследователей связывают это поокисление с резким перепадом температур именно в зоне контакта интрузива с кровлей [8]. Следует отметить при этом сравнительно высокотемпературный характер кварца, особенно ранних этапов. По данным изучения газово-жидких включений [12], температуры их гомогенизации достигают  $400^{\circ}\text{C}$ . Глинозем, растворенный в процессе кислотного выщелачивания и окварцевания, несколько позже отлагался здесь же в виде прожилков и линзочек андалузита, корунда и других высокоглиноземистых минералов. Судя по высокотемпературному характеру этих минералов, их осаждение происходило при температурах, вряд ли заметно более низких, чем температуры окварцевания, и, следовательно, система охлаждалась медленно. Существенно, что глинозем практически не выносился за пределы зоны окварцевания, а лишь переотлагался в составе других минералов и в иных формах выделения. Таким образом, изучение зональности метасоматитов не позволяет обнаружить признаков течения направленного потока растворов. Во вмещающих породах в некоторых месторождениях наблюдается смена с глубиной низкотемпературных пропилитов более высокотемпературными, эпидот-, а иногда и ортоклазсодержащими (например, в месторождении Сан-Мануэль [12]), что также обусловлено температурным градиентом.

Среди метасоматитов, удаленных от интрузивных контактов, можно различать три группы по отчетливости и форме проявления вертикальной зональности: 1) метасоматиты колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений с отчетливой "стадийной" вертикальной зональностью и кислотно-основной дифференциацией растворов; 2) пропилиты, в которых развиты температурная фациальная зональность и магнизиальный метасоматизм; 3) окложильные метасоматиты некоторых жильных месторождений золота, серебра, свинцово-цинковых и др., в которых вертикальная зональность не проявлена или наблюдается неотчетливо.

Основные черты зональности колчеданных месторождений были суммированы В.П. Логиновым [9]. Принципиально метасоматический ореол в вертикальном разрезе характеризуется нарастанием снизу вверх степени окварцевания, а у верхней границы ореола — концентрированным осаждением выщелоченного ниже глинозема в виде мономинеральных серицитовых пород. К кровле метасоматического ореола приурочены также и стратифицированные колчеданные залежи, пространственно тесно ассоциирующие с серицитолитами. При этом серицитоциты слагают пластообразные, тоже стратифицированные тела, тяготеющие к флангам колчеданных линз. Часто наблюдается пересечение кварц-серицитовых пород и мономинеральных скоплений серицита прожилками пирита; сфалерита и халькопирита — главных минералов массивных колчеданных руд. Можно полагать поэтому, что оруденение было наложено на окolorудные метасоматиты. Часто колчеданные руды окаймляются оторочкой железистого хлорита мощностью от нескольких сантиметров до 1–2 м, образовавшейся приблизительно одновременно с рудой. Таким образом, процесс становления колчеданных месторождений был сложным. Наиболее ранним моментом в

его развитию было выщелачивание пород и их окварцевание, формирование кварц-серицитовых пород подрудного ореола. Выщелоченные компоненты отлагались у верхней границы ореола и по флангам. На предрудные метасоматиты наложилось оруденение с синрудными хлоритовыми оторочками. Пространственные соотношения участков окварцевания и сопряженного осаднения глинозема свидетельствуют в пользу предположения, что гидротермальные растворы, достигая определенного горизонта, фиксируют вавшего кровлю руд и метасоматитов, выше почти не проникали, а растекались в стороны от канала вдоль стратиграфического контакта. Схематически вертикальный ряд метасоматических зон имеет вид (снизу вверх): 1) пропилиты (альбит + кальцит + хлорит + кварц + серицит); 2) кварц + серицит + хлорит; 3) кварц + серицит; 4) кварц (зона не всегда присутствует); 5) серицитолиты сопряженного осаднения.

Колчеданно-полиметаллические месторождения при общем сходстве околорудных метасоматитов с колчеданными обладают и некоторыми отличиями. К их числу относятся присутствие среди продуктов сопряженного осаднения хлоритолитов и более широкое развитие карбонатсодержащих пород, приближающихся к березитам. Детальные исследования, проведенные В.Б. Чекваидзе [17], позволили выделить несколько типов вертикальной зональности в этих месторождениях в зависимости от строения метасоматического ореола, определяемого геологическими условиями формирования месторождений. Если же отвлечься от этих различий, то принципиальная схема зональности состоит в развитии на глубине кислотного выщелачивания с окварцеванием и серицитизацией пород и последовательным выносом оснований (снизу вверх сменяются зоны: 1) пропилиты с эпидотом или кальцитом; 2) хлорит + кальцит + серицит + кварц; 3) хлорит + серицит + кварц; 4) серицит + кварц), а сверху — сопряженного осаднения вынесенных оснований с последовательным образованием вверх: 1) хлоритовых, 2) хлорит-карбонатных, 3) хлорит-карбонат-альбитовых метасоматитов. Порядок зон может в разных случаях несколько варьировать, однако общая схема выщелачивание—осаднение выдерживается в большинстве случаев за исключением "открытого" типа зональности, в котором метасоматиты осаднения проявлены слабо.

В пропилитах известна зональность как чисто температурная, так и "температурно-метасоматическая". Примером температурной зональности может служить смена эпидот-актинолит-хлоритовых пропилитов в докембрийском фундаменте адулярсодержащими безэпидотовыми пропилитами в перекрывающих вулканитах периода мезозойской активизации в районе Станового хребта [2]. Граница зон резкая и полностью совпадает с межформационным несогласием между фундаментом и мезозойскими вулканитами. Смена зон обусловлена, по-видимому, сильным разбавлением поднимающихся пропилитизирующих растворов вадозными водами, насыщавшими зону контакта и горизонт вулканитов. Несколько иной характер температурной зональности описан в образованиях, которые по широте распространения близки к продуктам регионального метаморфизма. Такие образования наблюдаются, например, в Аджаро-Триалетской зоне Кавказа [3]. Границы между зонами здесь постепенные, мощными зон больше (более 1 км), и характер зональности напоминает регионально-метаморфический: актинолит-эпидотовая—кальцит-хлоритовая—цеолитовая фации.

Принципиально другой случай охарактеризован для пропилитов, вмещающих оловянное оруденение в Сихотэ-Алине [13] и в золоторудных полях [16]. Глубинная зона пропилитов в этих примерах характеризуется привнесением магния, а также калия и отчасти железа, что приводит к метасоматической биотитизации пород. Наиболее интенсивна биотитизация

в породах складчатого фундамента, сложенного терригенными породами. При переходе к вышележащим недислоцированным вулканитам биотитизация затухает, проникая вверх лишь вдоль нарушений. В стороне от нарушений вулканиты превращены в эпидот-хлоритовые пропилиты.

Существует довольно обширная группа месторождений, в которых, несмотря на их протяженность, вертикальная метасоматическая зональность околожильных метасоматитов не проявлена или проявлена весьма не отчетливо. Сюда относятся некоторые месторождения благородных металлов, образовавшиеся в гипабиссальной или близкой к ней фации глубинности, полиметаллические (например, Квайса на Кавказе), ртутные (Никитовка) и некоторые другие. Все они характеризуются незначительным температурным градиентом и отсутствием признаков кислотно-основной дифференциации растворов.

Как видно из изложенного материала, устойчивость тех или иных метасоматических фаций и формаций определяется в основном температурой и кислотностью растворов. В некоторых случаях (в наиболее приповерхностных месторождениях) большую роль приобретает фугитивность кислорода. Кроме того, на границы полей устойчивости ассоциаций минералов, содержащих карбонаты, влияет фугитивность углекислоты, а на границы полей гумбеитов, эйситов и других метасоматитов с калий- и натрийсодержащими минералами — режим щелочнометальности. В соответствии с этими соображениями для того, чтобы возможно нагляднее графически изобразить взаимоотношения между формациями и фациями метасоматитов, были выбраны координаты температура—кислотность раствора и построены несколько сечений для разных мольных долей углекислоты во флюиде. В соответствии с экспериментальными данными [11, 20, 18], область типично околорудных метасоматитов с пропилитами и березитами соответствует высокому содержанию углекислоты, мольная доля которой во флюиде превышает 0,06. Этот случай отражен на диаграмме рис. 3<sup>1</sup>, которая является схематичной, поскольку величину рН раствора нельзя сопоставить для разнотемпературных образований. Однако диаграмма имеет смысл для сопоставления параметров в пределах каждого из выделенных рядов метасоматической зональности, а также для образований, близких по температуре. В целом диаграмма дает приближенное представление об относительной величине параметров формирования метасоматитов. В основу рис. 3 положена схема метасоматических формаций и фаций, опубликованная в работе [7]. В нее внесены некоторые изменения, учитывающие существующую неопределенность знаний о соотношениях формаций гумбеитов и эйситов, а также разделение формации кварц-серицитовых пород на серицит-кварцевую и хлорит-серицит-кварцевую фации. Несколько смещена в область низких температур линия, соответствующая границе кварц-серицитовых и аргиллизированных пород, что ближе соответствует наблюдаемым в природе примерам развития алунитовых кварцитов и кварц-серицитовых пород в соседних зонах единой метасоматической колонки (например, в некоторых порфирировых и колчеданных месторождениях). Границы между формациями и фациями проведены либо по имеющимся в литературе экспериментальным данным (поле березитов, фации вторичных кварцитов), либо по данным прямых измерений температуры и оценки рН растворов в современных геотермальных областях (часть

<sup>1</sup> В статье приняты следующие условные сокращения минералов на рисунках: *Аб* — альбит; *Акт* — актинолит; *Ал* — алунит; *Анк* — анкерит; *Би* — биотит; *Гс* — гидрослюда; *Ка* — кальцит; *Каол* — каолинит; *Кв* — кварц; *М* — монтмориллонит; *Мус* — мусковит; *Оп* — опал; *Прт* — пренит; *Прф* — пирофиллит; *Пу* — пумпеллит; *Сер* — серицит; *Хл* — хлорит; *Ц* — цеолиты; *Эп* — эпидот.

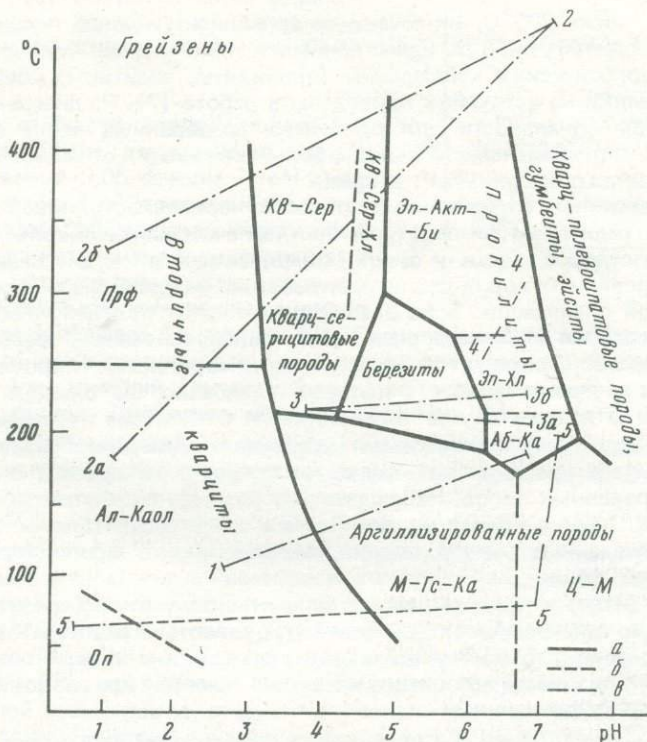


Рис. 3.  $T$ - $pH$  схема метасоматических формаций и фаций низких—средних температур  
 а — границы формаций; б — границы фаций; в — тренды вертикальной зональности: 1-1 — в эпитермальных месторождениях (гора Алуניתовая), 2-2а — в медно-молибден-порфировых месторождениях, 2-2б — в грейзенах, 3-3а, 3б — в колчеданно-полиметаллических месторождениях, 4-4 — в пропилитах, 5-5-5 — в современных геотермальных областях;  $[K^+]$  =  $10^{-3}$ — $10^{-1}$  м/л,  $N_{CO_2}$  = 0,06—0,10

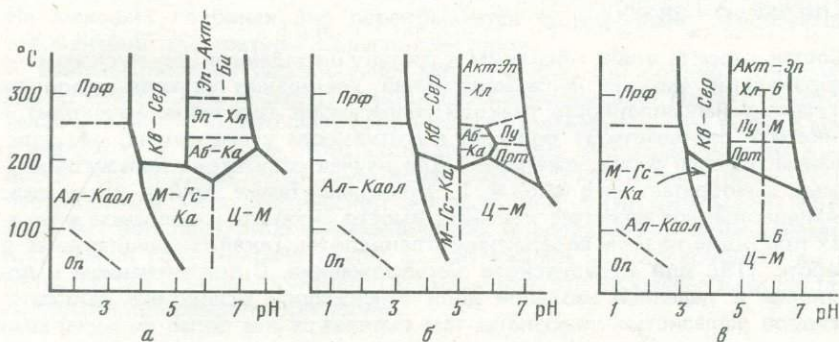
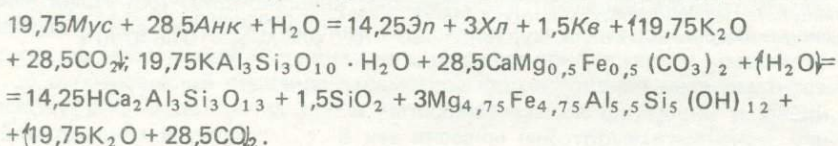
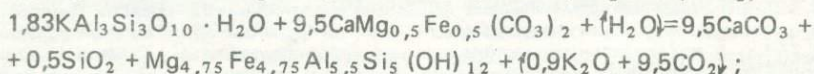
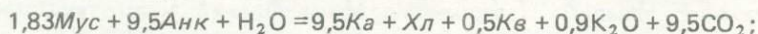


Рис. 4. Схематические  $T$ - $pH$  диаграммы формаций и фаций метасоматитов  
 а —  $N_{CO_2} > 0,06$ ; б —  $N_{CO_2} < 0,06$ ; в —  $N_{CO_2} = 0,01$ ; б-б — тренд зональности в пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма

диаграммы ниже 200°С, включающая аргиллизированные породы и вторичные кварциты), либо по качественным и приближенно-количественным данным геологических наблюдений (пропилиты, эйситы, гумбеиты). Детальные ссылки на источники приведены в работе [7]. На диаграмме показаны тренды зональности для различных разобранных выше объектов. Как видно, вертикальная зональность большинства этих объектов схематично описывается показанными трендами.

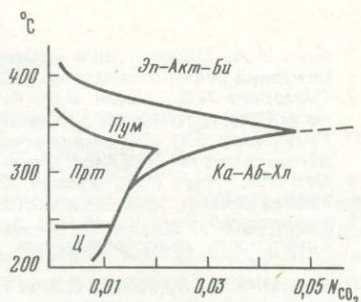
В современных геотермальных областях зональность определяется в основном градиентом температуры при незначительных локальных вариациях рН растворов. Лишь у самой поверхности происходит резкая смена аргиллизированных пород цеолит-монтмориллонитовой фации продуктами интенсивной опализации. Зона опалитов возникает под действием ультракислых растворов, обусловленных конденсацией из газовой фазы анионов сильных кислот. Промежуточные зоны (монтмориллонит-гидрослюда-кальцитовая и алунит-кварцевая), которые следовало бы ожидать согласно диаграмме, в данном случае не возникают. Отсутствие их, по-видимому, связано с крайне неравновесными условиями минералообразования при низкой температуре и резкой смене кислотности на границе опалитов и аргиллизированных пород. Наблюдаемому разрыву соответствует пунктирный участок линии тренда на рис. 3. Не вполне соответствуют диаграмме также колчеданные месторождения, заключенные в пропилитах альбит-кальцитовой фации, для которых характерен переход от пропилитов к кварц-серпичитовым породам, минуя березиты. Отсутствие березитов может быть связано с меньшей мольной долей углекислоты в растворах и сокращением вследствие этого поля устойчивости магнезиально-железистых карбонатов, уступающих место ассоциациям кальцит + хлорит или эпидот + хлорит в соответствии с уравнениями



Состав хлорита принят близким к составу шериданита [4], мусковита — теоретический, эпидота — безжелезистый. Упрощения составов не влияют на главную направленность реакций: парагенезис березитов (мусковит + анкерит) соответствует большей фугитивности углекислоты, чем парагенезисы правых частей уравнений. Для случая отсутствия березитов диаграмма приобретает вид рис. 4, а. Возможна также другая тенденция: преимущественное развитие кальцита вместо анкерита и доломита в березитах при более низком содержании углекислоты. Такая тенденция описана в работе [19] для Дарасунского месторождения. С приближением к поверхности и падением мольной доли углекислоты вследствие дегазации растворов железистые карбонаты там сменяются все более кальциевыми при расширении поля развития кальцита.

Согласно экспериментальным данным [20], при дальнейшем понижении доли  $\text{CO}_2$  до 0,06 становятся устойчивыми сначала пумпеллит, а затем и пренит, ассоциации которых вытесняют парагенезисы альбит + кальцит + хлорит и альбит + эпидот + хлорит. Эти соотношения схематически пред-

Рис. 5.  $T-N_{CO_2}$  диаграмма полей устойчивости некоторых минералов метаморфических и метасоматических пород по данным [20]



ставлены на рис. 5, отображающем данные работы [20]. При величине  $N_{CO_2}$  немного менее 0,06 сечение  $T-pH$  имеет вид, как на рис. 4, б. Это сечение соответствует промежуточному типу между обычными пропилитами и продуктами регионального метаморфизма, как, например, в упоминавшемся уже случае вулканогенных толщ Аджаро-Триалетии [3]. При повышенной активности натрия (и при той же мольной доле  $CO_2$ ) в растворах происходит спилитизация пород и, как крайний случай, образование существенно альбитовых пород — адинол. При очень малом содержании углекислоты в растворах ( $N_{CO_2} = 0,01$  и меньше) мы приходим к диаграмме, отражающей вертикальную зональность регионального метаморфизма пренит-пумпеллитовой и сопутствующих фаций (см. рис. 4, в).

Рассмотренные примеры вертикальной метасоматической зональности показывают, что в гидротермальных рудных месторождениях наиболее мощными факторами ее возникновения являются стационарные градиенты температуры и фугитивности кислорода. Эти градиенты заметно проявляются в особых геологоструктурных условиях (под экранами, на контактах разнородных сред и т. д.). В случае, если канал циркуляции гидротермальных растворов представлен крутопадающей трещиной, заключенной в однородной толще пород, градиенты и зональность проявляются слабо или не возникают. Действие динамических факторов, приводящих к дифференциации растворов в фильтрующемся потоке, также обнаруживается наиболее отчетливо в случае значительного температурного градиента (например, в близповерхностных и приконтактовых месторождениях) в виде опережающей волны кислотных компонентов. Существенно, что кислотно-основная дифференциация в потоках среднетемпературных растворов обнаруживается на ограниченном интервале глубин и приурочена к верхней части метасоматического ореола. Признаки действия фильтрационного эффекта отмечаются в глубинных условиях при малом градиенте температуры. На меньших глубинах оно перекрывается более сильно действующими градиентами температуры и других факторов.

Взаимоотношения вертикальной метасоматической и рудной зональности достаточно сложны и требуют специальных исследований. Однако некоторые закономерности можно сформулировать в предварительном виде. В месторождениях, в которых контрастно проявлена метасоматическая зональность, как правило, существует ясная рудная зональность. При отсутствии вертикальной метасоматической зональности рудная зональность обычно либо не проявлена, либо выражена слабо. Следовательно, термодинамический режим сохранялся в целом по протяжении как прерудного метасоматизма, так и рудоотложения. По-видимому, эти процессы были достаточно близки по времени проявления.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А.А. Околорудные изменения гидротермально-пневматолитических месторождений редких элементов. — Сов. геология, 1961, № 4, с. 51—64.
2. Григорьев Л.С., Коган В.С., Русинов В.Л. Золотоносные пропилиты Центральной части Станового хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, с. 27—34.
3. Гугушвили В.И. Поствулканический процесс в древних островных дугах и интрадуговых рифтах. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 216 с.
4. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. М.: Мир, 1965. 114 с.
5. Дубровский В.Н., Кизгай И.Н. Зональность оловорудных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1966, т. 1, с. 38—54.
6. Еремин Р.А., Ярмолюк В.В. К геологии субвулканических образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 6, с. 1351—1353.
7. Зотов А.В., Логинов В.П., Русинов В.Л. Закономерности низко- и среднетемпературного метасоматизма. — В кн.: Геология рудных месторождений, петрография, минералогия и геохимия. М.: Наука, 1982, с. 126—129.
8. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.
9. Логинов В.П. Эндогенная зональность колчеданных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 2, с. 53—79.
10. Онтоев Д.О. Зональность вольфрамовых месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 72—88.
11. Плюснина Л.П. Термодинамический режим низкотемпературного метаморфизма. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 64—72.
12. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфириновых месторождений. М.: Наука, 1977. 169 с.
13. Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня. — Геология руд. месторождений, 1973, № 1, с. 23—31.
14. Рундквист Д.В. Зональность грейзенов. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982, с. 126—147.
15. Русинов В.Л., Русинова О.В. Вариации вертикальной зональности при околорудной аргиллизации, их причины и петрогенетическое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10, с. 59—66.
16. Русинов В.Л., Зиньков А.В., Бороденков А.Г. Железо-магнезиальный метасоматизм в некоторых рудных месторождениях. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 74—87.
17. Чекавидзе В.Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М.: Недра, 1981. 253 с.
18. Шаповалов Ю.Б., Зарайский Г.П. Экспериментальное моделирование средне-низкотемпературных метасоматитов кислотного выщелачивания гранитоидных пород. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 31—39.
19. Щербань И.П., Дроздовская А.А., Широких И.Н. Некоторые черты вертикальной зональности березитов (на примере Дарасунского месторождения). — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982, с. 47—59.
20. Plyusnina L.P., Ivanov I.P. Thermodynamic regime of metamorphism of basic volcanic rocks after experimental data. — Canad. J. Earth Sci., 1981, 18, N 8, p. 115—121.

О.П. Ушаков

## О ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗОЛОТО- И УРАНОНОСНЫХ БЕРЕЗИТОВ

Одной из хорошо известных металлогенических закономерностей является пространственное сонахождение близких по возрасту месторождений золота и урана. Эта закономерность проявляется достаточно четко, несмотря на то что по накопленным к настоящему времени данным золото и уран в процессе эволюции земной коры проявляют противоположные геохимические тенденции. В ряде случаев вопреки такой тенденции эти элементы образуют характерные рудные провинции, в которых, кроме золота и урана, промышленные месторождения других металлов не известны. В то же время в одних и тех же месторождениях оба эти компонента отмечаются редко (один из них либо пропускается, либо действительно отсутствует).

Взаимоотношения месторождений золота и урана в литературе рассматривались в основном только с позиций их положения в тектонических структурах и последовательности образования во времени [2, 3]. Геохимический парадокс сонахождения урана и золота при этом выпал из поля зрения и требует еще объяснения, которое может существенно обогатить наши теоретические знания. Выяснение же зональных взаимоотношений этих металлов приведет непосредственно к поисковым, практическим выводам.

Одним из объектов, благоприятных для изучения взаимоотношений урана и золота, являются месторождения упомянутых металлов, связанные с березитами. Эти месторождения, имеющие сходные черты, заметно отличаются друг от друга, в том числе деталями околорудных изменений. Золотоносные березиты характеризуются разнообразием и обилием сульфидов, крупнокристаллическим кварцем и крупночешуйчатым серицитом. Встречаются рутил, пирофиллит, турмалин, т.е. эти березиты имеют особенности, сближающие их с грейзенами и вторичными кварцитами. Внешние зоны описываемых метасоматитов часто представлены актинолитсодержащими пропилитами. В ряде случаев в золотоносных березитах отмечается увеличение роли кварца к поверхности, а с глубиной — светлой слюды [5] и карбоната. В ураноносных березитах, наоборот, карбонат присутствует в заметном количестве, как правило, ближе к поверхности, уступая на глубине место хлориту. Сульфидов немного, и их количество с глубиной уменьшается. Представлены они в основном пиритом. Эти березиты имеют более мелкозернистый кварц и тонкочешуйчатый серицит. Часто встречается гидрослюда. В пропилитах, слагающих внешние зоны таких березитов, актинолит отсутствует. Следовательно, ураноносные березиты являются более низкотемпературными, чем золотоносные.

При сопоставлении обоих типов березитов и рассмотрении их возможного соотношения в пространстве следует иметь в виду довольно широкое распространение обратной зональности в пределах ураноносных рудных полей и отдельных месторождений, на что указывают многие исследователи. Так, известны примеры (рис. 1, а), когда высокотемпературные месторождения W, Sn, Be расположены в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов, а более низкотемпературные месторождения урана приурочены к внутренним частям этих же массивов. Отмечен также случай (см. рис. 1, б), когда относительно низкотемпературное урановое месторождение приурочено к контакту гранитного массива, а высокотемпературное редкометальное —

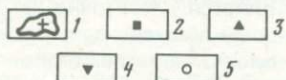
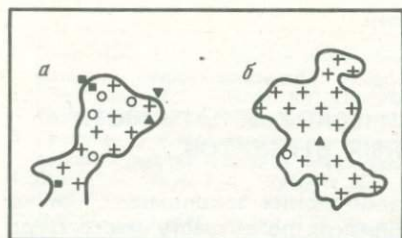
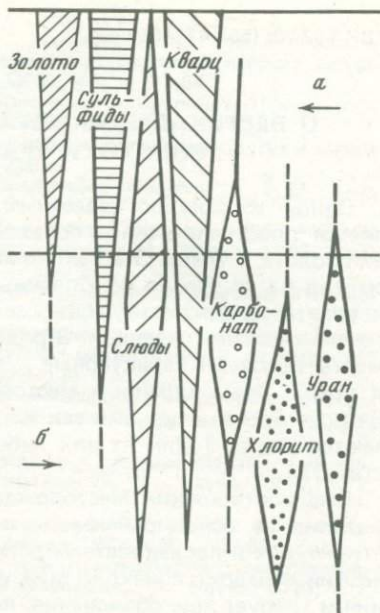


Рис. 1. Пространственные взаимоотношения высокотемпературной редкометальной и низко-среднетемпературной урановой минерализации (а, б — пояснения в тексте)

1 — гранитные массивы; 2–5 — месторождения и рудопроявления: 2 — вольфрамовые, 3 — оловянные, 4 — бериллиевые, 5 — урановые

Рис. 2. Схема возможного соотношения золотоносных (а) и ураноносных (б) березитов в вертикальном разрезе при обратной зональности



находится в центральной части того же массива (т.е. по латерали имеет место прямая, нормальная зональность). Однако на глубине редкометальные грейзены этого месторождения сменяются более низкотемпературным пирит-флюорит-кальцит-настурановым оруденением. В самих урановых месторождениях также отмечается обратная зональность. Например, на одном объекте установлена смена урановой минерализации, связанной с эйситами, на глубине более низкотемпературными ураноносными арриллизитами. Тенденцию к обратной зональности на урановых месторождениях можно усмотреть и в том, что рядом исследователей [3] установлено возрастание содержания сульфидов к верхним частям месторождений. При этом уран-молибденовое отношение увеличивается с глубиной. Описан и противоположный случай [4], когда уран-молибденовое отношение с глубиной уменьшается (проявление прямой зональности).

Учитывая сказанное, можно предположить взаимопереход охарактеризованных березитов как в виде прямой, так и в первую очередь в виде обратной зональности. Вверху могут располагаться относительно высокотемпературные существенно кварцевые, многосульфидные золотоносные березиты, в которых с глубиной увеличивается содержание карбоната, ниже — низкотемпературные существенно карбонатные малосульфидные ураноносные разности, в которых карбонат на глубине сменяется хлоритом (рис. 2). Реальность существования такой зональности подтверждается наблюдениями Л.В. Былинской (устное сообщение) на кварц-арсенипиритовом месторождении золота, согласно которым в карбонатизированных вмещающих породах повышается содержание урана (с 9 до 113 г/т), а содержание золота падает (с 0,27 до 0,008 г/т).

Предложенная схема вероятного соотношения двух типов березитов требует всесторонней проверки. Тем не менее уже сейчас там, где в золотоносных березитах с глубиной отчетливо увеличивается роль карбоната и уменьшается количество сульфидов или имеются другие признаки обрат-

ной зональности, необходимо учитывать возможность появления урановых руд.

Для выяснения взаимоотношения золото- и ураноносных березитов и других подобных вопросов следует при разведке месторождений, кроме изучения вещественного состава руд, проводить минералогическое картирование, т.е. обязательно рассматривать особенности минерального состава руд и околорудных изменений в пространстве. Проведение такого рода работ может привести как к теоретическим, так и к практическим выводам и позволит избежать пропуска уранового оруденения на золотых месторождениях и золотого — на урановых.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Вертушков Г.Н.* Минералогическое картирование. — Тр. Свердлов. горн. ин-та, 1972, вып. 86, с. 3—12.
2. *Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И.* Соотношение гидротермального уранового оруденения с эндогенными оруденениями других металлов в пределах рудных районов и полей. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М.: Наука, 1966, с. 396—423.
3. *Модников И.С., Скворцова К.В.* О вертикальной зональности молибден-урановых месторождений. — *Геология руд*, месторождений, 1974, № 2, с. 51—59.
4. *Рехарский В.И.* К вопросу о закономерностях распределения молибдена и урана в минерализованных зонах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 8, с. 20—33.
5. *Сазонов В.Н.* Роль горизонтальной и вертикальной зональности метасоматитов березит-лиственитовой формации в поисках и прогнозе оруденения. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: Наука, 1974, с. 114—115.

УДК 553.26.22

*В.Б. Чекваидзе*

### ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОРЕЛОВ ОКОЛУРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Колчеданно-полиметаллические месторождения, локализующиеся в осадочно-вулканогенных толщах, характеризуются протяженными (в плане и на глубине) и интенсивными ореолами окolorудных изменений. Последние на объектах различных колчеданносных регионов существенно различаются по минеральному составу и структуре зональных колоннок, что определяет их формационную принадлежность. В последовательном ряду колчеданных провинций, различающихся по типу магматизма [4, 14, 17] — липаритоидный (хандизинский) — базальт-липаритоидный (рудноалтайский) — андезитоидный (малокавказский, куроко) — базальтоидный (уральский, кипрский), намечается следующая смена метасоматических формаций и субформаций: березиты—кварц-серицитовые метасоматиты — вторичные кварциты и гидрослюдистые аргиллизиты — гидрослюдисто-каолинитовые аргиллизиты. Соответственно меняется и состав руд месторождений от свинцово-цинкового к колчеданно-полиметаллическому и цинк-медноколчеданному.

Метасоматическим ореолам свойственно зональное строение как вкрест простирания растворопроводящих структур (поперечная зональность), так и в направлении восстания этих структур (продольная зональность). По типу проявления продольной (часто вертикальной) зональности колче-

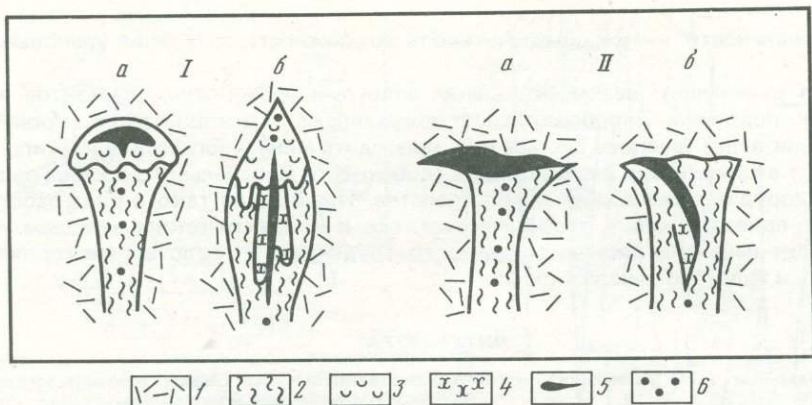


Рис. 1. Морфогенетические типы ореолов околорудных изменений (I — закрытый, II — открытый; подтипы: а — нетелескопированный, б — телескопированный)  
 1 — вмещающая осадочно-вулканогенная толща; 2 — метасоматиты выщелачивания; 3 — метасоматиты осаждения; 4 — синрудные хлоритолиты; 5 — концентрированные рудные тела; 6 — рассеянное прожилково-вкрапленное оруденение

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

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

Вертикальная зональность осложняется пространственной и временной позицией руд и сопровождающих их синрудных метасоматитов. В одних случаях наблюдается отчетливое наложение руд и синрудных образований на зоны выщелачивания, в других — руды локализуются на выклиниваниях зон выщелачивания и при наличии метасоматитов осаждения выступают как близко парагенные с ними образования. Соответственно внутри каждого из ранее отмеченных типов ореолов изменения целесообразно выделить два подтипа — телескопированный и нетелескопированный (см. рис. 1).

**Ореолы закрытого типа** характерны для проявлений формации кварц-серицитовых метасоматитов и в наиболее отчетливом виде выражены на месторождениях Рудного Алтая. Последние могут быть подразделены на две группы: 1) объекты складчато-блоковых районов; 2) объекты региональных зон смятия.

Месторождения первой группы (Орловское, Золотушинское, Ново-Золотушинское, Рубцовское, Риддер-Сокольное и др.) обнаруживают тесную пространственно-парагенетическую связь с субвулканическими интрузиями липаритовых порфиров, являющихся составными членами рудовме-

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

| Метасоматическая зона |                             | Главные парагенезисы минералов                                        | Компоненты      |                      |
|-----------------------|-----------------------------|-----------------------------------------------------------------------|-----------------|----------------------|
|                       |                             |                                                                       | привнесенные    | вынесенные           |
| Уровень осадочения    | Серицитовая                 | Серицит— (доломит, кальцит) — рутил — пирит                           | S, K, (Mg)      | Na                   |
|                       | Серицит-карбонат-хлоритовая | Кварц — серицит — карбонат (кальцит, доломит) — хлорит— рутил — пирит | S, Ca, Mg       | Na, Si               |
|                       | Хлоритовая                  | Хлорит — (кварц) — <b>рутил</b> — пирит                               | S, Mg, Fe, (Al) | Na, K, Ca, Si        |
| Уровень выщелачивания | Кварц-серицитовая           | Кварц—серицит— (гидрослюда) — рутил — пирит                           | S, K, Si        | Na, Ca, Mg, Fe, (Al) |

щающей базальт-липаритовой вулканогенной формации. Генеральный план продольной метасоматической зональности на объектах этой группы выражен в смене метасоматитов выщелачивания, развитых внутри и в экзоконтактах порфировых тел, метасоматитами осадочения, локализующимися в тектонически нарушенных вмещающих породах. В целом зональная колонка имеет четырехчленное строение со сменой от глубин к поверхности следующих зон метасоматитов (табл. 1): кварц-серицитовых (нередко с гидрослюдой); хлоритовых; серицит-карбонат-хлоритовых; карбонат-серицитовых и существенно серицитовых. Особенности химизма метасоматических замещений в различных зонах [5, 15] свидетельствуют о выносе в низах колонки оснований с последующим их дифференцированным перетолжением по вертикали. Сквозные компоненты раствора — калий и сера.

Рудные залежи тесно ассоциируют с метасоматитами осадочения при близко парагенных взаимоотношениях пороодо- и рудообразующих минеральных ассоциаций, что определяет нетелескопированный подтип ореолов изменений. В соответствии с зональностью метасоматитов осадочения состав руд меняется с приближением к поверхности от медного и медно-цинкового к полиметаллическому и барит-полиметаллическому.

Рудоносные метасоматиты осадочения накладываются на неизменные процессом выщелачивания вмещающие породы, контролируются зонами дробления и брекчирования и сопровождаются обильными телами эксплозивных брекчий и карбонатными штокверками выполнения. В зонах изменения устанавливается значительный (до 40°С на 100 м) палеотемпературный градиент [1]. Эти данные указывают на слабое проявление кислотно-основной дифференциации растворов и ведущую роль (в смене условий выщелачивания условиями осадочения компонентов) факторов резких падений температур и давлений при выходе гидротерм из порфиров в тектонически нарушенные вмещающие породы. Эти факторы, очевидно, определили и снижение кислотности растворов вдоль колонки, поскольку в сопряженных зональных рядах пороодо- и рудообразующих элементов (железо—магний—кальций—калий; медь—цинк—свинец—барий) устанавливается закономерное уменьшение условных потенциалов ионизации [6]. Эти же

Обобщенная вертикальная метасоматическая колонка на месторождениях региональных зон смятия Рудного Алтая

| Метасоматическая зона |                                       | Главные парагенезисы минералов                          | Компоненты   |                       |
|-----------------------|---------------------------------------|---------------------------------------------------------|--------------|-----------------------|
|                       |                                       |                                                         | привнесенные | вынесенные            |
| Уровень осаджения     | Кварц-альбитовая                      | Кварц-альбит-рутил-пирит                                | S, Na, Si    | Ca, Mg                |
|                       | Карбонат-хлоритовая                   | Кальцит (доломит, брейнерит) - хлорит-кварц-рутил-пирит | S, Ca, Mg    | Na, Si                |
|                       | Хлоритовая                            | Хлорит- (кварц) - рutil-пирит                           | S, Mg        | Na, K, Si             |
| Уровень выщелачивания | Серицит-кварцевая с пиритовыми рудами | Кварц-серицит-рутил-пирит                               | S, K, Fe     | Na, Ca, Mg            |
|                       | Серицитовая                           | Серицит-рутил-пирит                                     | S, K, Al     | Na, Ca, Mg, Si        |
|                       | Кварцевая                             | Кварц-рутил                                             | Si           | Na, K, Ca, Mg, Fe, Al |

ряды характеризуют также возрастание сродства элементов к кислороду [10].

Существенно иные черты свойственны рудным объектам, локализуемым в пределах региональных зон смятия (Иртышское, Ново-Березовское, Тишинское, Греховское и др.). Зоны изменения на них представляют собой протяженные в плане и на глубину ленты, контролирующиеся зонами повышенного расслабевания и пересекающие различные части разреза вмещающих толщ, субвулканические и более поздние гранитоидные интрузии. Обобщенная вертикальная метасоматическая колонка, свойственная месторождениям данного типа, представлена в табл. 2.

На уровне выщелачивания зональность носит "растянутый" характер и выявляется при сравнительном изучении ряда объектов. От глубин к поверхности выделяются три зоны: кварцитов; серицитолитов; серицит-кварцевых метасоматитов. В этом же направлении нарастает степень пиритизации от рассеянной вкрапленности до мощных серноколчеданных тел. Выше, под экранами слабо деформированных пород и внутри них, накапливаются зонально распределенные метасоматиты осаджения (снизу вверх соответственно хлоритовые, карбонат-хлоритовые и кварц-альбитовые). Эти образования обычно имеют характер малоцентрированных прожилково-вкрапленных скоплений. Границы между всеми зонами колонки постепенные.

Рудные залежи сопровождаются телами синрудных метасоматитов (существенно хлоритовых или альбитовых) и отчетливо накладываются на зоны выщелачивания в виде продуктов самостоятельной стадии минералообразования, определяя тем самым телескопированный подтип ореолов изменения. В зависимости от состава вмещающих измененных пород меняется и состав руд, что было описано ранее [5, 15].

Формирование продольной зональности обусловлено постепенным снижением кислотности растворов вследствие их реакций с вмещающими по-

родами и, возможно, в связи с понижением температуры. Последнее согласуется с данными определений палеотемпературного градиента, составившего на объектах рассматриваемой группы 10–12°С на 100 м [1, 16].

Зональное размещение метасоматитов на уровне выщелачивания связано с вытеснением алюминия и железа в зоне кварцитов с последующим дифференцированным по вертикали перераспределением этих компонентов (алюминия — в зоне серицитолитов, железа — в зоне обогащенных пиритом серицит-кварцевых метасоматитов). Часть выщелоченных оснований перераспределяется в зонах осаждения, но значительно большие их массы концентрируются в составе синрудных метасоматических образований. Наложение последних (совместно с полиметаллическими рудами) на ореол выщелачивания может рассматриваться как свидетельство проявления кислотно-основной дифференциации растворов с воздействием вначале опережающей кислотной волны, а затем и тыловой волны оснований и рудных компонентов [8, 9].

**Ореолы открытого типа** свойственны проявлениям формаций вторичных кварцитов и гидротермальных аргиллизитов и выражены на колчеданно-полиметаллических объектах Малого Кавказа, Среднегорской зоны НРБ, "Области зеленых туфов" в Японии и других провинций.

На примере Маднеульского месторождения (Сомхето-Кафанская зона Малого Кавказа) выявляется полное господство в ореоле изменений продуктов кислотного выщелачивания при крайне ограниченном накоплении метасоматитов осаждения. Согласно материалам В.Г. Гогишвили и др. [2, 3] и вновь полученным данным, по вулканогенно-осадочному толщам верхнемелового возраста на этом месторождении установлена следующая вертикальная метасоматическая зональность (от поверхности на глубину): 1) монокварциты и алунит-каолинит-кварцевые метасоматиты с ярозитом, опалом, халцедоном, кристобалитом; 2) серицитовые кварциты с алунитом и ярозитом; 3) серицит-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты; 4) хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты (частично выщелоченные пропилиты); 5) альбит-хлоритовые пропилиты.

Приведенная колонка характеризует центральную и западную части месторождения. Ее близкая аналогия с колонками районов молодой вулканической и гидротермальной деятельности [11–12] указывает на субэвральную обстановку минералообразования и прогрессирующее нарастание кислотности растворов от глубин к поверхности вследствие окисления сероводорода гидротерм. На восточном фланге месторождения под экранами силлообразных залежей липарит-дацитов наблюдается выпадение верхних двух зон, концентрирующих сольфатарные продукты, и появление вместо них зоны хлорит-кварц-гидрослюдистых пород (с содержанием хлорита до 15–20%), которая может рассматриваться как зона малоинтенсивного осаждения оснований, выщелоченных на глубине.

Колчеданно-полиметаллические руды наложены на зональную колонку метасоматитов (телескопированный подтип) и в соответствии с ней дифференцированы по составу. На уровне зоны 4 и низов зоны 3 локализуются медноколчеданные залежи, выше залегают полиметаллические и барит-полиметаллические рудные тела.

Вариант открытых нетелескопированных ореолов представлен на колчеданно-полиметаллических объектах типа куроко, развитых в "Области зеленых туфов" (Япония). Комплекс измененных пород на этих месторождениях может быть отнесен к формации гидротермальных аргиллизитов, а точнее — к субформации гидрослюдистых аргиллизитов, так как в составе метасоматитов господствуют гидрослюды и смешанно-слоистые минералы типа слюда-монтмориллонит и хлорит-монтмориллонит при незначительном проявлении каолинизации.

В структуре ореолов изменения, развитых по вулканитам умеренно кислого, среднего и реже основного состава, устанавливается вертикальная метасоматическая колонка со следующей сменой зон от глубин к поверхности [18—20]: 1) хлорит-серицитовая; 2) смешанно-слоистых минералов; 3) монтмориллонитовая; 4) клиноптилолит-мordenитовая; 5) зона слабого изменения пород (с монтмориллонитом и кристобалитом).

Хлорит-серицитовая зона делится на две подзоны — бесполевошпатовую и с сохранившимся полевым шпатом. Первая, заключающая продукты максимальной степени изменения, охватывает подрудные горизонты и уровень рудоотложения, а вторая обрамляет рудные тела с всячего бока. Начиная с этой подзоны, интенсивность изменения резко понижается и первичные структурно-текстурные черты пород становятся отчетливо различимыми. По мнению А. Иидзима [18, 19], формирование зональных колонок до монтмориллонитовой зоны включительно связано с воздействием восходящих гидротерм, причем в последней из упомянутых зон минеральные новообразования возникли при смешении ювенильных и морских вод. Вышележащие зоны формировались в основном под влиянием процессов метаморфизма погружения.

Рудные залежи находятся в верхней части ореола максимального выщелачивания и сопровождаются маломощными скоплениями синрудных хлоритолитов. Четко проявленная вертикальная рудная зональность выражена в смене на глубину пласто- и линзобразных залежей баритовых и барит-полиметаллических руд медноколчеданными и далее меденосными "кремнистыми" рудами, вкрапленными и штокверковыми. Последние, по мнению японских геологов, возникали при метасоматических процессах на рудоподводящих путях, а пластообразные залежи формировались гидротермально-осадочным способом на дне морского бассейна. Появление надрудных зон изменения большинством исследователей связывается с воздействием растворов, выделявшихся после захоронения осадками рудных залежей.

Обращаясь к генетическим аспектам условий формирования зон изменений в целом, следует отметить, что появление ореолов закрытого типа свидетельствует о завершении процессов взаимодействия растворов с вмещающими породами и реализации рудно-метасоматических явлений на той или иной глубине от поверхности литосферы. Разные подтипы ореолов характеризуют различную степень кислотно-основной дифференциации растворов, что в конечном счете определяется протяженностью путей движения гидротерм (от уровня приобретения ими агрессивных кислотных свойств). Математическое моделирование инфильтрационного процесса, проведенное на основе уравнения Эршлера—Коржинского с дополнениями В.А. Жарикова [7], показало, что реально ощутимая дифференциация условий кислот (коэффициент фильтрации 1,1) и условных оснований (коэффициенты фильтрации 0,5 и 0,8) проявляется после прохождения растворами расстояния в 1,5—2 км. На отрезке, меньшем этой величины, фронты компонентов сближены, что свидетельствует о малой вероятности установления разновременных процессов кислотного выщелачивания и последующего осаждения компонентов (рис. 2). С этих позиций появление телескопированных ореолов указывает на значительно большую протяженность путей движения агрессивных кислотных гидротерм, нежели в случае возникновения нетелескопированных ореолов. Данное положение находит подтверждение в реально наблюдаемых различиях размеров зон выщелачивания на объектах складчато-блоковых районов Рудного Алтая, с одной стороны, и региональных зон смятия — с другой [15].

Применительно к месторождениям с ореолами открытого типа следует

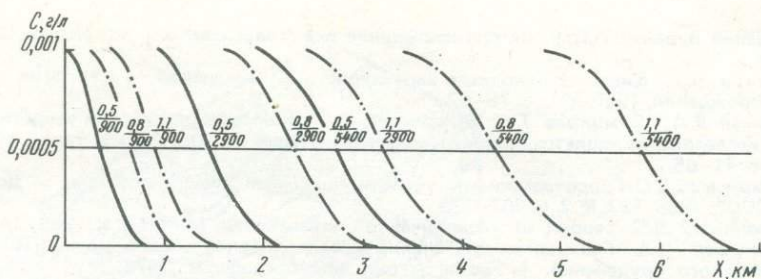


Рис. 2. Диаграмма в координатах  $C-X$  (концентрация—расстояние), характеризующая положение концентрационных фронтов оснований и кислотных компонентов в процессе инфильтрации в различные промежутки времени

В числителе — коэффициент фильтрации, в знаменателе — время (в годах); расчет диаграммы выполнен на ЭВМ по программам, разработанным Ю.И. Деминым

констатировать, что свойственное им преимущественное развитие метасоматитов выщелачивания при отсутствии или слабом выражении зон осаднения указывает на незавершенность гидротермальных процессов в пространстве, обусловленную выведением выщелоченных компонентов за пределы системы метасоматического минералообразования на субаэральную поверхность (в случае накопления вторичных кварцитов) или на дно морского бассейна (при формировании аргиллизитов). Первая из отмеченных обстановок характеризуется повышенными значениями и градиентным распределением потенциала кислорода на глубину, в результате чего четко проявляется вертикальная метасоматическая зональность и осуществляется телескопированное наложение руд на колонку выщелачивания. Субаквальная обстановка накопления аргиллизитов не способствует возникновению градиентных зон потенциала кислорода (и меняющейся кислотности) на путях подъема растворов, что определяет и относительно слабое проявление вертикальной метасоматической зональности. Наиболее существенная смена условий минералообразования происходит вблизи и непосредственно на выходе гидротерм на морское дно, где и выпадает основная масса рудного вещества.

Выказанные представления находятся в соответствии с имеющимися геологическими данными об условиях образования рассматриваемых групп месторождений. Закономерности строения вертикальной метасоматической колонки и морфогенетические особенности ореолов изменений представляют дополнительные данные для суждения о генезисе различных колчеданно-полиметаллических объектов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гибшер Н.А. Физико-химические условия формирования некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1977. 22 с.
2. Гогшвили В.Г., Арвадзе Д.В. Температурные перепады при формировании вертикально-зональных колчеданно-полиметаллических месторождений Малого Кавказа. — В кн.: IV симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. Варна, 1974, с. 38—43.
3. Гогшвили В.Г., Ратман И.П., Абашидзе К.И. К вопросу о генезисе вторичных кварцитов Алавердско-Болнийской рудной области. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966, с. 303—307.
4. Горжевский Д.И. О металлогенических типах эвгеосинклинальных структурно-формационных зон и рудных районов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 130—135.
5. Горжевский Д.И., Чекавадзе В.Б., Исакович И.З. Типы полиметаллических место-

- рождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М.: Недра, 1977. 197 с.
6. *Жариков В.А.* Кисотно-основные характеристики минералов. — Геология руд. месторождений, 1967, № 5, с. 75—82.
  7. *Жариков В.А., Дюжикова Т.Н., Максакова Э.М.* Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1, с. 41—65.
  8. *Коржинский Д.С.* Гидротермальная кислотнo-щелочная дифференциация. — Докл. АН СССР, 1958, 122, № 2, с. 267—270.
  9. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 110 с.
  10. *Маракушев А.А.* Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного сульфидного оруденения. — Геология руд. месторождений, 1976, № 6, с. 3—18.
  11. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с.
  12. *Набоко С.И.* Метасоматиты областей активного вулканизма и их рудоносность. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 194—203.
  13. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях/Г.М. Власов, О.Г. Борисов, Е.Д. Петраченко, М.Н. Попкова. М.: Наука, 1978. 202 с.
  14. *Твалчрелидзе Г.А.* О типах колчеданных месторождений и провинций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 12—20.
  15. *Чеквадзе В.Б.* Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М.: Недра, 1981. 240 с.
  16. *Щербань И.П., Долгов Ю.А., Боровикова Г.А., Гибшер Н.А.* Физико-химические условия образования Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения по термодинамическим и термобарическим данным. — Геология и геофизика, 1976, № 12, с. 46—56.
  17. *Яковлев Г.Ф.* Формационные типы колчеданосных палеовулканических провинций. — Разведка и охрана недр, 1977, № 2, с. 2—8.
  18. *Iijima A.* Argillaceous and zeolitic alteration zones surrounding Kuroko (black ore) deposits in Odate district of Akita prefecture. — Mining. Geol., 1972, 22, p. 1—20.
  19. *Iijima A.* Clay and zeolitic alteration zones surrounding Kuroko deposits in the Hokuroku district, Northern Akita, as submarine hydrothermal-diagenetic alteration products. — In: Geology of Kuroko deposit. Tokyo, 1974, p. 267—289.
  20. *Shirozu H.* Clay minerals in altered wall rocks of the Kuroko-type deposits. — In: Geology of Kuroko deposits. Tokyo, 1974, p. 303—310.

УДК 553.436 (575)

*К.В. Подлесский, Д.К. Власова, П.Ф. Кудря, В. А. Боронихин*

### **ЗОНАЛЬНОСТЬ АПОСКАРНОВОГО (МЕДНО-СУЛЬФИДНОГО) ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КУРУ-ТЕГЕРЕК**

По характеру продуктивного медно-сульфидного оруденения месторождение относится к Чаткальской металлогенической зоне, входящей в состав крупной металлогенической области Срединного Тянь-Шаня. Скарново-рудные тела месторождения представлены крутопадающими, неправильной формы залежами, локализованными на контакте штокообразной интрузии порфировидных кварц-биотитовых и биотит-рогообманковых диоритов нижнего карбона с вмещающими известково-доломитовыми породами того же возраста (рис. 1).

В пределах месторождения проявлены различные метасоматические процессы магматического и послемагматического этапов с образованием скарнов, околорудных метасоматитов и руд. На площади месторождения в строении залежей принимают участие магниезальные и известковые скарны двух типов. При этом на север-северо-западе и север-северо-востоке четко фиксируется связь магниезальных скарнов с доломитовыми мраморами, на юге — собственно известковых скарнов с кремнистыми известняками.

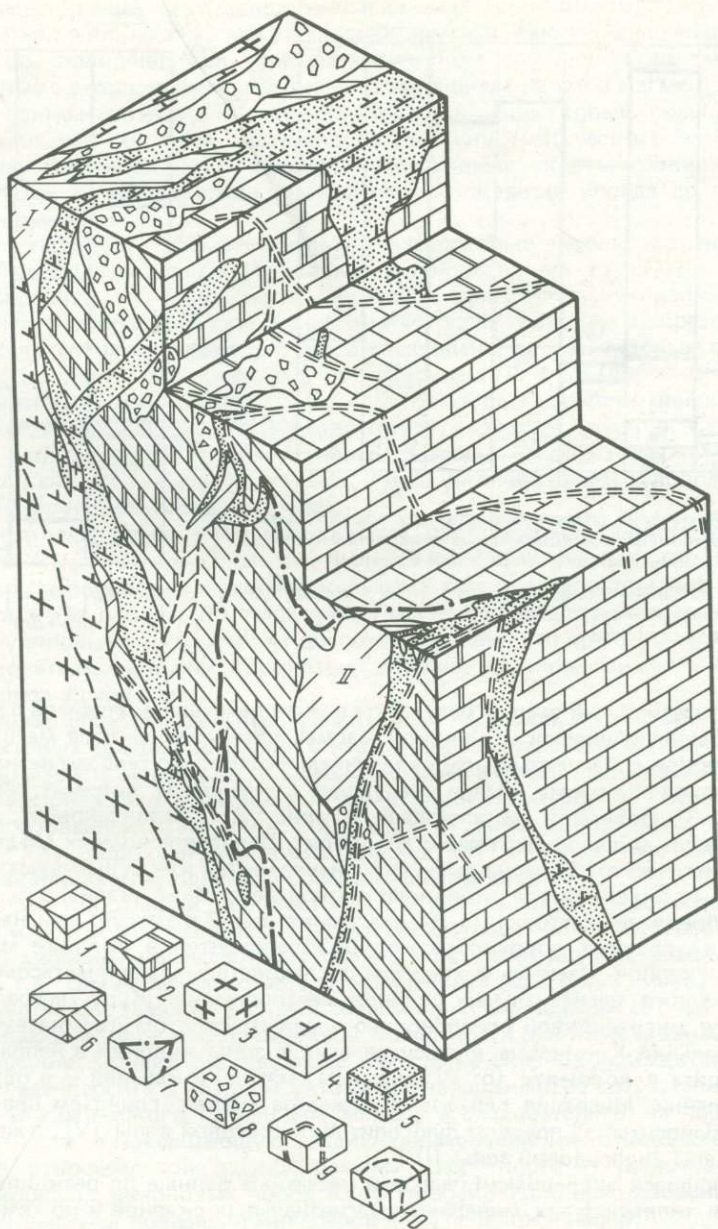


Рис. 1. Схематическая блок-диаграмма месторождения

1 — известняки; 2 — доломитовые мраморы; 3 — диориты; 4 — кварц-биотитовые и биотит-роговообманковые порфиroidные диориты; 5 — апогранитоидные кварц-серцитовые метасоматиты (березиты); 6 — скарново-рудные тела; 7 — границы зон окварцевания; 8 — зоны брекчирования; 9 — тектонические нарушения; 10 — условные границы; I — Северное тело; II — Южное тело

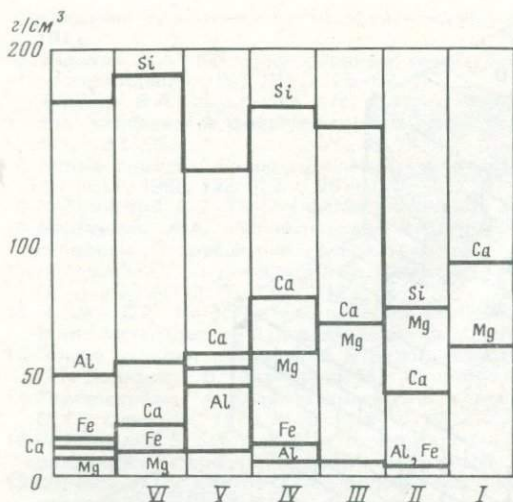
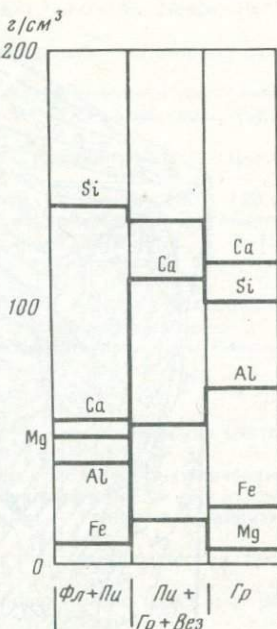


Рис. 2. Изменение содержаний главных породообразующих компонентов в колонке магнезиальных скарнов I—VI — зоны колонки (пояснения в тексте)

Рис. 3. Изменение содержаний главных породообразующих компонентов при наложении известково-скарнового процесса



В магматический этап в результате взаимодействия доломитов с растворами, выделяющимися из жидкой магмы, образовались тела магнезиальных скарнов с магнетитовым орудением. Изначально тела магнезиальных скарнов, по-видимому, имели следующее строение: 1) доломит; 2) кальцифир; 3) форстерит-диопсидовый скарн; 4) пироксеновый скарн; 5) шпинель-диопсидовый скарн; 6) диорит. Наличие исходных Mg-скарнов на магматическом этапе не вызывает сомнений, так как существуют многочисленные инъекции гранитоидного материала в такие скарны с образованием брекчиевых структур. На диаграмме рис. 2 отражено изменение содержаний главных породообразующих компонентов в колонке магнезиальных скарнов. Изменение химизма последовательных зон метасоматической колонки магнезиальных скарнов месторождения Куру-Тегерек определяется миграционной способностью главным образом кремнезема, магния и кальция. Кремнезем выносится во все зоны колонки в направлении от диорита к доломиту (от VI зоны к I), магний и кальций — в обратном направлении. Миграция глинозема и железа низкая: глинозем практически не выносится за пределы флогопит-пироксеновой зоны (V), а железо — за пределы диопсидовой зоны (IV).

Имеющиеся экспериментальные и расчетные данные по реакциям образования типоморфных минералов магнезиальных скарнов и по температурам гомогенизации включений позволяют предполагать, что формирование магматических магнезиальных скарнов происходило при температурах не ниже 700–800°C (реликты периклаза, ассоциация шпинели с пироксеном) и завершилось при температурах 400–600°C (стадия послемагматического изменения магнезиальных скарнов и образования известковых скарнов). Глубина формирования магнезиальных скарнов порядка 2–3 км.

Эндоконтактовые изменения интрузии выражены в последовательном замещении биотита роговой обманкой и далее пироксеном (диопсидом),

а также в повышении основности плагиоклаза (до № 60–70). Такого типа изменения, по-видимому, могут рассматриваться как субщелочные фации диоритов, появляющиеся при магматическом замещении доломитов и связанные с возрастанием химического потенциала калия в магме.

В послемагматический этап образовались известковые скарны. При этом большая их доля возникла путем метасоматического замещения исходных магнезиальных скарнов. Известковые скарны развиваются в виде пятен и жилок среди магнезиальных скарнов, иногда до полного их замещения.

Характерно, что апомагнезиальные известковые скарны сохраняют реликтовые зоны исходных Mg-скарнов и локализуются во внутренних частях скарновых тел на контакте диоритов и тыловой зоны колонки магнезиальных скарнов. Они развиваются по  $Fl + Pl^1$  породам с образованием типоморфных минералов гроссуляра и везувиана; по диопсидовым скарнам и реже по *Серп + Pl* породам с образованием  $Pl + Gr$  (диопсид- и салит-андрадитовых), пироксеновых (от салитовых до геденбергитовых) и гранатовых (гроссуляровых и андрадитовых) разновидностей скарнов. Скарнированию подвергаются и интрузивные породы с образованием пироксен (*Ди, Сал*)-плагиоклазовых ( $\pm Sk, Gros$ ) околоскарновых пород и реже салит-гроссуляровых эндоскарнов.

Для иллюстрации химизма процесса известково-скарнового преобразования магнезиальных скарнов на рис. 3 показаны изменения содержаний главных породообразующих компонентов при последовательном замещении  $Fl + Pl$  породы  $Ди + Gr + Вез$  породой и существенно гранатовым (гроссуляровым) скарном. Из диаграммы видно, что при этом происходит последовательный вынос кремнезема, магния, привнос кальция и накопление железа и глинозема.

Помимо апомагнезиальных известковых скарнов, на месторождении в контактовых ореолах интрузии с известняками встречаются типичные собственно известковые скарны. Скарновая залежь имеет следующее строение: 1) мраморизованные известняки со стяжениями кремней (кремнистые мраморизованные известняки); 2) пироксен-гранат-воластонитовые скарноиды; 3) пироксен-гранатовые скарны; 4) пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы; 5) порфириовидные диориты.

Анализ корреляции железистости сосуществующих пироксена и граната в известковых скарнах затруднен вследствие наличия в скарнах реликтового диопсида магнезиальных скарнов, развития двух генераций андрадита и т.д. Тем не менее остается несомненным парагенезис менее железистого пироксена (салита) с сильно железистым андрадитом (91–94 мол.%), указывающий на режим пониженной кислотности при известковом скарнообразовании. Однако последующее замещение скарнов андрадитом и развитие геденбергита с кварцем указывают на дальнейшее возрастание активности и химического потенциала железа, а следовательно, на повышение кислотности в завершающую стадию образования известковых скарнов.

Для относительной оценки режима кислотности – щелочности при формировании скарновых пород Куру-Тегерека были использованы условные потенциалы ионизации минералов ( $Y$ ), предложенные В.А. Жариковым [4]. В табл. 1 приведены значения условных потенциалов ионизации для

<sup>1</sup> В статье приняты следующие условные сокращения минералов: *Аб* – альбит; *Арс* – арсенопирит; *Вез* – везувиан; *Gr* – гранат; *Gros* – гроссуляр; *Ди* – диопсид; *Ка* – кальцит; *Кв* – кварц; *Mg* – магнетит; *Мо* – молибденит; *Пер* – периклаз; *Пт* – пирит; *Пв* – пироксен; *Пир* – пирротин; *Пл* – плагиоклаз; *Сал* – салит; *Серп* – серпентин; *Ск* – скаполит; *Сф* – сфалерит; *Фл* – флогопит; *Фо* – форстерит; *Хл* – халькопирит; *Хлр* – хлорит.

Кислотно-основные характеристики парагенезисов скарновых пород и рудных минералов Куру-Тегерека

| Порода                           | Y, ккал/моль | Минерал сульфидных руд | Y, ккал/моль |
|----------------------------------|--------------|------------------------|--------------|
| Флогопит-пироксеновая            | 188,6        | <i>Пт-Хл</i> руда      | 193,9        |
| Диопсидовый скарн                | 189,9        | <i>Арс</i>             | 205,0        |
| Серпентин-диопсидовая            | 188,4        | <i>Мо</i>              | 211,5        |
| Пироксен-гранат-везувиановая     | 186,9        | <i>Пт</i>              | 218,0        |
| Гранатовый (гроссуляровый) скарн | 188,8        | <i>Кв</i>              | 227,3        |
| Гроссуляр-салитовый скарн        | 190,4        |                        |              |
| Анрадит-салитовый скарн          | 192,3        |                        |              |

магнезиальных и известковых скарнов месторождения; легко видеть, что эти значения отвечают парагенезису скарновых пород в условиях щелочной среды ( $< 200$  ккал/моль). Особенно это показательно для апомагнезиальных пироксен-гранат-везувиановых и гроссуляровых скарнов, кислотно-основные характеристики которых практически одного порядка с исходными магнезиальными скарнами. Кислотные характеристики (Y) пироксен-гранатовых скарнов указывают на некоторое повышение кислотности при образовании известковых скарнов.

В приконтактной части интрузии вдоль кварцевых жил и прожилков широко развиты зоны кварц-серицитовых метасоматитов со следующей последовательностью зон: гранитоид  $\rightarrow$  *Кв + Пл (Аб) + Сер + Хл + Ка + Пт*  $\rightarrow$  *Кв + Сер + Ка + Пт*  $\rightarrow$  *Кв + Ка + Пт*. Кварцевые жилы и зоны кварц-серицитовых метасоматитов с сульфидной минерализацией прослеживаются в известковых скарнах и сопровождаются появлением почти чистого андрадита, геденбергита, незначительным развитием ферроактинолита, эпидота, хлорита, альбита.

Комплексные (магнетитовые, магнетит-сульфидные, сульфидные и кварц-сульфидные) руды на месторождении генетически связаны с формированием магнезиальных, известковых скарнов и кварц-серицитовых метасоматитов. Зональность оруденения проявляется в смене магнетитового оруденения сульфидным во времени и пространстве и изменении минерального состава сульфидных руд с глубиной. На месторождении выделяются магнетитовые и сульфидно-магнетитовые, сульфидные и кварц-сульфидные руды. В пространственном размещении оруденения отмечается четкая связь с определенным типом пород и определенными зонами метасоматических колонок скарнов и кварц-серицитовых метасоматитов. Несомненно также и роль послескарновой до- и внутрирудной трещиноватости, которая подчеркивается локализацией рудных минералов в жилках, гнездах и неравномерным распределением рудных минералов в скарнах. Магнетитовое оруденение приурочено исключительно к магнезиальным скарнам внешней зоны скарновых тел. Руды массивной, вкрапленной, иногда ритмично-полосчатой текстуры, локализируются обычно среди диопсидовых, диопсид-флогопитовых и пироксен-серпентиновых пород. Особенности химического состава (присутствие магния, глинозема, титана, ванадия и др.) и внутреннего строения зерен магнетита (структуры распада твердого раствора магнетит-шпинель) (рис. 4) свидетельствуют о его кристаллизации в этих скарнах на магматическом этапе (стадии). Магнетитовое оруденение сопутствует или сингенетично магнезиальным скарнам.

Сульфидные руды локализуются в преобразованных магнезиальных

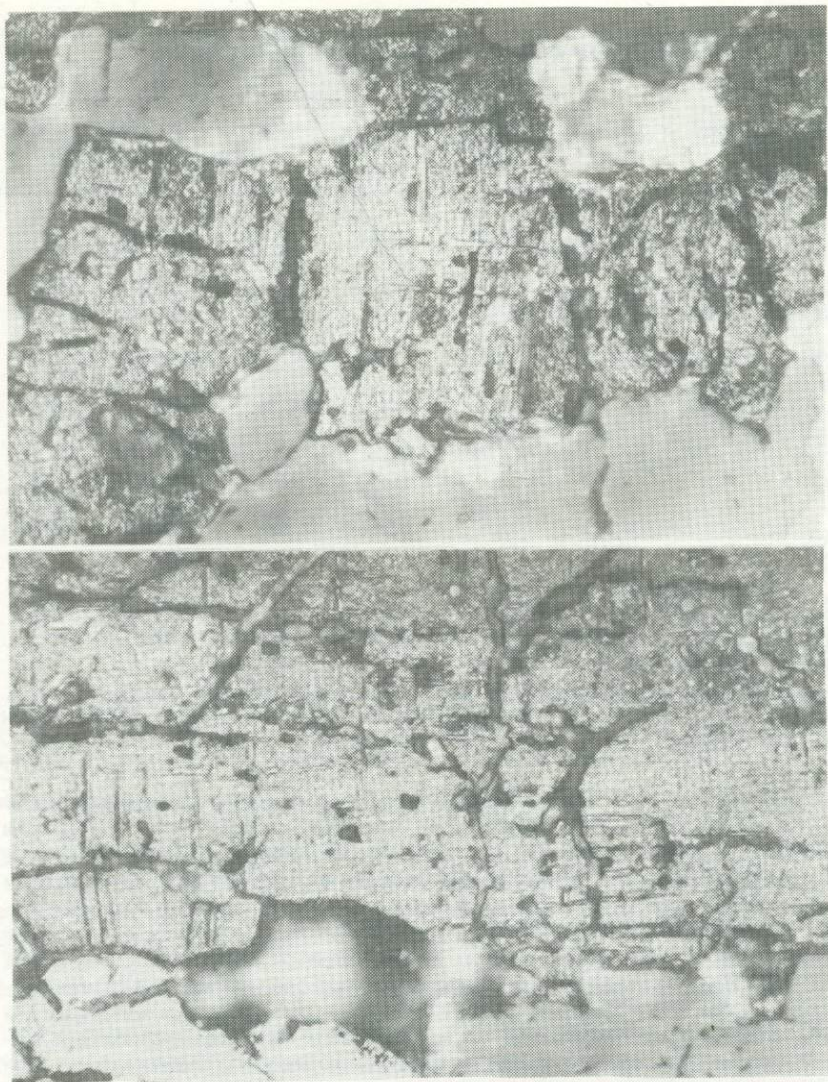


Рис. 4. Структура распада твердого раствора магнетит—шпинель (после травления). Полированный шлиф, отраж. свет, увел. 650

скарнах, известковых скарнах внутренних частей скарново-рудных тел и кварц-серицитовых метасоматитах эндоконтакта интрузии. Развитие сульфидов в виде прожилков и гнезд среди массивных магнетитовых руд, широко распространенное замещение магнетита пиритом, развитие серпентина на границе сульфидов и магнезиальных минералов (диопсида, форстерита), присутствие андрадита и ферросалита на фланговых участках магнетитовых руд указывают на более позднее проявление и наложенный характер сульфидной минерализации.

Распределение Co и Ni (в вес. %) между сосуществующими пирротином и пиритом, халькопиритом\* и пиритом и температуры образования руд

| № обр., минеральный состав руд           | Пирротин (Fe, ат. %) | Co          |          | lgK <sub>d</sub> | T, °C |
|------------------------------------------|----------------------|-------------|----------|------------------|-------|
|                                          |                      | в пирротине | в пирите |                  |       |
| <i>Верхний горизонт</i>                  |                      |             |          |                  |       |
| 3640, Пт + Пир + Хп сульфидная руда      | 47,55                | 0,017       | 0,02     | -0,196           | 282   |
| 4082, Пт + Пир + Арс + Хп руда           | —                    | 0,011       | 0,03     | -0,56            | 350   |
| 4085, вкрапленная Пир + Пт + Хп руда     | —                    | —           | —        | —                | —     |
| 4108, массивная магнетит-сульфидная руда | —                    | 0,008       | 0,02     | -0,52            | 342   |
| 4111, Хп + Пт + Пир руда                 | 47,2                 | —           | —        | —                | —     |
| 4468, Пт + Хп руда                       | —                    | —           | —        | —                | —     |
| 4506, Пт + Пир + Хп руда                 | 47,17                | —           | —        | —                | —     |
| 4507, то же                              | —                    | 0,02        | 0,1      | -0,82            | 410   |
| 4508 "                                   | 47,38                | 0,06        | 0,05     | -0,046           | 258   |
| 4509, Пир + Пт + Хп руда                 | —                    | 0,2         | 0,2      | -0,125           | 270   |
| 4521, Пт + Хп руда                       | —                    | —           | —        | —                | —     |
| <i>Средний горизонт</i>                  |                      |             |          |                  |       |
| 4421, Пт + Хп руда                       | —                    | —           | —        | —                | —     |
| 4540, Пир + Пт (+Арс) + Хп руда          | —                    | 0,001       | 0,0027   | -0,56            | 349   |
| 4428, Пир + Хп + Пт руда                 | —                    | —           | —        | —                | —     |

\* Количественное содержание Co и Ni в пирротине, пирите и халькопирите получено лазерно-спектральным методом. Определения выполнены в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР Е.А. Кориной и Н.А. Божевольновой.

Сульфидное оруденение связано с преобразованными магниезальными скарнами ранней щелочной стадии послемагматического этапа. По времени пирротин-халькопиритовое и халькопирит-пиритовое оруденение синхронно известковым скарнам и сопровождается их андрадитизацией, замещением магниезальных скарновых минералов серпентином, флогопитом в условиях повышающейся кислотности гидротермальных растворов. Известковые скарны с сульфидным оруденением локализованы обычно во внутренних зонах скарново-рудных тел, вкрапленные сульфидные и магнетит-сульфидные руды в пироксен-серпентиновых породах — во внешних зонах. С заключительной стадией послемагматического этапа (стадией кислотного выщелачивания) связана сульфидная минерализация с мышьяксодержащим пиритом, арсенопиритом, молибденитом, галенитом и сфалеритом. Обособляются два типа сульфидных руд — сульфидный и сульфидно-кварцевый. Наиболее продуктивное медно-сульфидное оруденение образует зоны повышенной вкрапленности, реже массивные руды в салитовых, диопсид-андрадитовых и салит-андрадитовых известковых скарнах. Минеральный состав сульфидных руд определяется устойчивой ассоциацией *Пир + Хп + Пт + Сф*.

Сульфидно-кварцевые руды — вкрапленные и прожилково-вкрапленные, развиты обычно в известковых скарнах на более глубоких горизонтах месторождения и в апогранитоидных кварц-серицитовых метасоматитах. Минеральный состав кварц-сульфидных руд характеризуется преимущественным развитием мышьяксодержащего пирита, арсенопирита, молибденита, замещением пирротина и халькопирита кварцем. Сульфидное оруденение в известковых скарнах связано с дальнейшей эволюцией послемагмати-

| Ni          |          | lgK <sub>d</sub> | T, °C | Co             |          | lgK <sub>d</sub> | T, °C |
|-------------|----------|------------------|-------|----------------|----------|------------------|-------|
| в пирротине | в пирите |                  |       | в халькопирите | в пирите |                  |       |
| —           | —        | —                | —     | —              | —        | —                | —     |
| —           | —        | —                | —     | 0,001          | 0,0035   | -0,36            | 245   |
| 0,016       | 0,007    | 0,23             | 441   | 0,003          | 0,02     | -0,64            | 369   |
| 0,023       | 0,007    | 0,39             | 414   | —              | —        | —                | —     |
| —           | —        | —                | —     | 0,003          | 0,03     | -0,81            | 478   |
| 0,04        | 0,007    | 0,63             | 376   | —              | —        | —                | —     |
| —           | —        | —                | —     | —              | —        | —                | —     |
| —           | —        | —                | —     | —              | —        | —                | —     |
| 0,05        | 0,007    | 0,728            | 362   | —              | —        | —                | —     |
| —           | —        | —                | —     | 0,002          | 0,008    | -0,42            | 270   |
| —           | —        | —                | —     | 0,0025         | 0,012    | -0,50            | 301   |
| —           | —        | —                | —     | —              | —        | —                | —     |
| —           | —        | —                | —     | 0,001          | 0,005    | -0,51            | 307   |

ческого процесса — повышением кислотности и стадией кислотного выщелачивания. С глубиной (или на более низких гипсометрических уровнях месторождения) отмечается тенденция смены магнетитовых и магнетит-сульфидных руд сульфидными и кварц-сульфидными. Меняется и состав сульфидов — на более глубоких горизонтах руды преимущественно халькопирит-пиритовые с арсенопиритом, молибденитом, прожилково-вкрапленные с кварцем и кальцитом.

Изучение минеральных парагенезисов руд и химического состава рудных минералов (выполнено в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР В.А. Боронихиным) позволило оценить некоторые физико-химические параметры их образования. Структуры распада магнетит-шпинель и структурные взаимоотношения с минералами магнезиальных скарнов (диопсидом, форстеритом и др.), температуры гомогенизации включений в диопсиде указывают на образование магнетита при температурах не выше 600–500°С. О нижнем температурном пределе магнетит-сульфидных руд можно судить также по характерным структурам распада твердого раствора сфалерита в халькопирите, экспериментально воспроизведенным при температуре порядка 515–480°С [15]. Для оценки температур образования сульфидных руд месторождения использовались геотермометры гексагональный пирротин-пирит и халькопирит-пирит, экспериментально обоснованные Н.И. Безменом с соавторами [2, 3]. Основываясь на этих исследованиях, было изучено распределение кобальта и никеля в сосуществующих пирротине, халькопирите и пирите из магнетит-сульфидных и сульфидных руд (табл. 2). Определения проводились в полированных шлифах

по методике, детально описанной в работе В.П. Логинова и др. [5]. При этом одним из условий для геотермометрии было принято равномерное распределение Co и Ni в сосуществующих сульфидах, в случае неравномерного их распределения использовались содержания этих элементов в краевых частях зерен контактирующих минералов. Из табл. 2 следует, что температура образования руд 245–478°С, при этом отмечаются близкие интервалы температур по пирротин-пиритовому (441–270°С) и халькопирит-пиритовому (478–245°С) геотермометрам. Значения температур по Ni между сосуществующими пирротином и пиритом, равные 441, 414 и 376°С, по-видимому, завышены, поскольку в соответствии с экспериментальными данными Р. Арнольда [8] составу гексагонального пирротина с содержанием  $47,2 \pm 10$  ат. % Fe соответствует температура образования ниже  $304 \pm 6$ °С. Принимая во внимание достоверность значений температур по распределению Co между гексагональным пирротинном и пиритом, можно рассчитать возможную максимальную температуру кристаллизации первоначального пирротина по схеме распада твердого раствора  $Пир_1 \rightarrow Пир_2 + Пт$  [5].  $N_{FeS}$  гексагонального пирротина ( $Пир_2$ ) из существенно пирротиновой руды (обр. 4508) составляет 0,9476;  $N_{FeS}$  пирита – 0,667. В результате несложных расчетов получаем состав первоначального пирротина ( $Пир_1$ ) с  $N_{FeS} = 0,933$ , т.е. 46,65 ат. % Fe. Пирротин такого состава согласно пирит-пирротинному сольвусу [1] должен был существовать при температуре около 500°С. Поэтому максимальная температура кристаллизации пирита (478°С), определенная по пирит-пирротинному геотермометру, вполне достоверна. Температуры 270 и 245°С отвечают нижнему пределу образования  $Пир + Пт + Хп$  руд в окварцованных разностях скарнов.

Микрорентгеноспектральным методом также были изучены составы арсенопиритов из поздних рудных ассоциаций (с пиритом II, молибденитом, галенитом) в кварцевых жилках среди апогранитоидных кварц-серцитовых метасоматитов и в известковых скарнах. Экспериментально установлено [11], что содержание As (в ат. %) в арсенопирите в равновесии с пирротинном и пиритом зависит от температуры и может быть также использовано в качестве геотермометра. Результаты анализов арсенопиритов свидетельствуют об относительно низких содержаниях в них мышьяка, что соответствует температурам порядка 345–300°С и ниже (табл. 3). Поэтому приведенные выше температуры 245–270°С, по-видимому, наиболее близко отвечают нижнему температурному пределу отложения сульфидов кислотной стадии выщелачивания.

Содержание железа в сфалерите является функцией давления в рудах с равновесной ассоциацией гексагональный  $Пир + Пт + Сф$  [10, 13, 14]. Изучение состава сфалеритов месторождения показало, что в ассоциации с гексагональным пирротинном и пиритом сфалерит содержит 10,1–15,5 мол. % FeS, в ассоциации с пиритом – менее 10,1 мол. %. Руды по составу пирит-пирротин-халькопиритовые, с содержанием сфалерита до 10 объемн. %; в последнем, как правило, есть тонкие включения халькопирита и пирита. Содержание Cu в сфалерите 0,1–2,58 вес. %.

Эмпирическая зависимость состава сфалерита от давления выражается уравнением [10]

$$P = 42,30 - 32,10 \lg M_{FeS}^{Cф}$$

где  $M_{FeS}^{Cф}$  – мол. % FeS в сфалерите. Вычисленные по этому уравнению давления составляют от  $4 \cdot 10^8$  до  $1 \cdot 10^9$  Па. Интервал колебаний широк, и давление выше, чем это предполагается по геологическим данным и равновесным ассоциациям рудомещающих скарновых минералов. Такое

Содержание As (в ат. %) в арсенопирите как функция температуры в минеральных ассоциациях, включающих арсенопирит ([по 11])

| № обр., минеральная ассоциация  | As    | T, °C   |
|---------------------------------|-------|---------|
| <i>Верхний горизонт</i>         |       |         |
| 4082, Пт + Пир + Арс ассоциация | 30,71 | 345     |
| <i>Средний горизонт</i>         |       |         |
| 4540, Пт + Пир + Арс ассоциация | 31,13 | 360     |
| 4528, Пт + Арс ассоциация       | 29,07 | 300     |
| 4530, то же                     | 28,11 | 300     |
| 4537 "                          | 29,37 | 300     |
| 4539 "                          | 30,20 | 300–340 |

несоответствие может быть результатом того, что ассоциация гексагональный Пир + Пт + Сф в присутствии халькопирита в рассматриваемом случае не является равновесной и, следовательно, не может быть использована в качестве геотермометра.

Для оценки летучести (парциального давления) серы при образовании магнетит-сульфидных и сульфидных руд использовалась функциональная зависимость фугитивности серы ( $f_{S_2}$ ) от состава гексагонального пирротина и температуры, установленная П. Тулминым и П.Б. Бартоном [7]. Принимая во внимание температуры образования магнетит-сульфидных и сульфидных руд, рассчитанные по пирит-пирротинному и халькопирит-пиритовому геотермометрам, были получены величины фугитивности серы: для магнетит-сульфидных руд  $f_{S_2} = 10^{0,4}$  Па (773 К) и для сульфидных руд —  $10^{-6,44}$  Па (573 К).

Фугитивность кислорода для равновесной ассоциации Пир + Пт + Мг рассчитана по реакции  $6FeS + O_2 = Fe_3O_4 + 3FeS_2$ .

Термодинамические расчеты для температуры 500°С (773 К) выполнены с использованием данных справочников [6, 12].

Величина свободной энергии реакции  $\Delta G_T^0 = -151,36$  ккал/моль. Поскольку для стандартных условий  $\Delta G_T^0 = -RT \ln K^0$ , то  $\ln K^0 = \Delta G_T^0 / (-RT) = -151,36 / -1,536 = 98,541$  или (в переводе в десятичные логарифмы)  $\lg K^0 = 98,541 / 2,3026 = 42,795$ . Далее  $\lg K^0 = \lg [Fe_3O_4] + 3 \lg [FeS_2] - 6 \lg [FeS] - 2 \lg [O_2]$ , и полагая, что в стандартных условиях величины активности  $[Fe_3O_4]$  и  $[FeS_2]$  равны единице, активность  $[FeS]$  равна 0,53 и для газов активность совпадает с фугитивностью, получаем:  $42,795 = -6(-0,27) - 2 \lg f_{O_2}$ , т.е.  $\lg f_{O_2} = -20,57$  или фугитивность кислорода равна  $10^{-15,57}$  Па.

Рассчитанная таким образом фугитивность кислорода, отвечающая сопутствующему магнетит-сульфидному и сульфидному оруденению, кажется вполне возможной и указывает на унаследование окислительной обстановки при образовании известковых скарнов с существенно андрадитовым гранатом. Образование геденбергита происходило позднее, при температуре ниже 400°С и фугитивности кислорода ниже  $10^{-29}$  Па, т.е. в более восстановительных условиях при образовании руд с существенным преобладанием пирита [9].

## ВЫВОДЫ

1. На месторождении Куру-Тегерек четко проявлена генетическая связь оруденения с определенным типом метасоматитов (магнезиальными и известковыми скарнами, кварц-серицитовыми породами).

2. В пространственном распределении руд отмечается горизонтальная зональность: во внешней зоне скарново-рудных тел в магнезиальных скарнах развиты магнетитовые и магнетит-сульфидные руды, во внутренних зонах среди известковых (собственно и апомагнезиальных) скарнов — сульфидные (пирротин-халькопирит-пиритовые), в гранитоидах апикальной части интрузии — кварц-сульфидные руды. С глубиной также отмечается тенденция смены магнетитовых и магнетит-сульфидных руд (с пирротином, халькопиритом) сульфидными и кварц-сульфидными (с арсенопиритом, молибденитом) рудами. Перспективными в отношении продуктивного медно-сульфидного оруденения являются верхние горизонты месторождения.

3. Изучение минеральных парагенезисов руд и химического состава рудных минералов позволило оценить некоторые физико-химические параметры их возникновения. Температура образования магнетитовых руд оценивается не ниже  $600-500^{\circ}\text{C}$ , сульфидных руд — в интервале  $478-245^{\circ}\text{C}$ . Ассоциация пирротин-пирит-сфалерит в присутствии халькопирита не может быть использована для оценки общего давления. Фугитивность серы (по термодинамическим расчетам) при образовании магнетит-сульфидных руд составляла  $10^{0.4}$  Па (773 К); сульфидных руд —  $10^{-6.44}$  Па (573 К). Фугитивность кислорода для равновесной ассоциации  $Mg + Pir + Pt$  равна  $10^{-15.57}$  Па.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Арнольд Р. Равновесные отношения между пирротином и пиритом при температурах от 325 до  $743^{\circ}\text{C}$ . — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1966, вып. 3, с. 132–159.
2. Безмен Н.И., Тихомирова В.И., Котова В.П. Пирит-пирротиновый геотермометр: распределение кобальта и никеля. — Геохимия, 1975, № 5, с. 700–714.
3. Безмен Н.И., Еремин Н.И., Наразаули И.Г. и др. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта. — Геохимия, 1978, № 3, с. 384–389.
4. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. — Геология руд. месторождений, 1967, № 5, с. 75–89.
5. Логинов В.П., Исмаилов М.И., Васильева Г.Л. Температуры минералообразования в пирротиновых рудах Озерного месторождения (Южный Урал) по результатам кобальтовой геотермометрии и экспериментальным данным. — В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука, 1980, с. 41–63.
6. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
7. Тулмин П., Бартон П.Б. Термодинамические исследования пирита и пирротина. — В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968, с. 182–229.
8. Arnold R.G. Pyrrhotite phase relations below  $304\pm 6^{\circ}\text{C}$  at 1 atm total pressure. — Econ. Geol., 1969, 64, N 4, p. 405–419.
9. Gustafson W.L. The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in system  $\text{Ca-Fe-Si-O-H}$ . — J. Petrol., 1974, 15, N 3, p. 455–496.
10. Hutchison M., Scott S.D. Sphalerite geobarometry in the  $\text{Cu-Fe-Zn-S}$  system. — Econ. Geol., 1981, 76, N 1, p. 143–153.
11. Kretschmar U., Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system  $\text{Fe-As-S}$  and their application. — Canad. Miner., 1976, 14, pt. 3, p. 364–386.
12. Robie R.A., Hemigway B.S., Fisher J.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298, 15K and 1 bar ( $10^5$  pascals) pressure and higher temperatures. — Geol. Surv. Bull., 1978, p. 452–456.
13. Scott S.D. Experimental calibration of the sphalerite geobarometer. — Econ. Geol., 1973, 68, N 4, p. 466–414.
14. Scott S.D., Barnes H.L. Sphalerite geothermometry and geobarometry. — Econ. Geol., 1971, 66, N 4, p. 653–669.
15. Sugaki A., Tashiro Ch. Thermal studies on the skeletal crystal of sphalerite in chalcopyrite. — Sci. Repts Tohoku Univ. Ser. 3, 1957, 5, N 3, p. 268–278.

*Х.Х.Лайпанов, С.Д.Шер*

## ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Золоторудные месторождения исключительно разнообразны по типам, условиям локализации и возрастному диапазону формирования. Вместе с тем независимо от возраста, морфологических особенностей, характера вмещающей среды подавляющая часть эндогенных месторождений золота принадлежит к постмагматическим гидротермальным образованиям, что и ограничивает разнообразие околорудных измененных пород. Главные типы околорудных метасоматитов на месторождениях золота достаточно хорошо известны и описаны в многочисленных публикациях [1, 3–6, 9, 10, 12, 16, 18]. Наиболее обоснованным представляется формационный подход к группировке околорудных метасоматитов, который заложен в работах Д.С.Коржинского [11], В.А.Жарикова и др. [7]. При этом выделяются не отдельные минеральные новообразования, а устойчивые совокупности метасоматических пород, закономерно расположенные во времени и пространстве и связанные с единым геологическим процессом. Первой попыткой создания классификации метасоматитов на формационной основе является широко известная классификация В.А.Жарикова и Б.И.Омельяненко [7]. В последние годы разработано еще несколько группировок околорудных измененных пород. Это работы Д.В.Рундквиста и И.Г.Павловой [17], В.И.Рехарского [15], Б.И.Омельяненко [13] и др. В этих работах основой подразделения служат типы изверженных горных пород, с которыми увязываются соответствующие постмагматические процессы и глубина их формирования. К сожалению, связи золотого оруденения с конкретными магматическими образованиями чаще всего характеризуются как отдаленные, парагенетические.

Сравнительное изучение месторождений золота показывает, что их своеобразие определяется не столько главными развитыми на них формациями метасоматитов [1, 18], с которыми сопряжено золотое оруденение, сколько сочетанием в пределах рудных полей и месторождений сравнительно небольшого числа метасоматических формаций как между собой, так и с контактово-метаморфическими, а иногда и регионально-метаморфическими преобразованиями пород [2]. Такие устойчивые сочетания околорудных измененных пород с площадными и околоинтрузивными образованиями в пределах рудных полей могут быть названы формационными рядами метасоматитов. Ряды весьма различны по последовательности процессов, относительно степени их проявленности, контрастности и т.д.

Однако геологические данные свидетельствуют о том, что на золоторудных полях в первую очередь различаются два зональных ряда измененных пород в зависимости от общей геологической позиции и связи с вулкано- или плутоногенными образованиями. Они различаются также типами золотого оруденения и глубиной формирования (см. таблицу).

В вулканогенных областях золотое оруденение ассоциирует с вулканидами повышенной щелочности (андезит-дацит-трахилипаритовая формация). Плутоногенные месторождения золота парагенетически связаны с проявлениями габбро-диорит-плаггиогранитной формации.

Вулканогенные золото-серебряные месторождения формируются на небольших глубинах (0,2–1,5 км) в пределах вулканогенных поясов мезо-

Основные формации околорудных метасоматитов на месторождениях золота

| Метасоматическая формация             | Рудная формация                                | Сопутствующая золоту минерализация | Условия залегания метасоматитов                                                 | Распространенность                                                   |
|---------------------------------------|------------------------------------------------|------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|
| <i>Вулканогенный формационный ряд</i> | <i>Золото-серебряная группа</i>                |                                    |                                                                                 |                                                                      |
| Вторичные кварциты                    | Золото-сурьмяная                               | Hg, Sb                             | Сочетание около-трещинных и площадных метасоматитов в вулканических областях    | Сопровождают незначительные проявления золото-серебряного оруденения |
| Аргиллизиты                           | Золото-теллуриновая<br>Золото-серебряная       | Sb, Se<br>Te, Ag                   |                                                                                 | Широко распространены на золото-серебряных месторождениях            |
| Пропилиты                             | Серебро-свинцово-цинковая<br>Серебро-оловянная | Pb, Zn<br>Cu, Sn                   |                                                                                 | Незначительно распространены в качестве самостоятельной формации     |
| <i>Плутоногенный формационный ряд</i> | <i>Золотая группа</i>                          |                                    |                                                                                 |                                                                      |
| Листвениты, березиты                  | Золото-кварцевая<br>Золото-сульфидно-кварцевая | Pb, Bi<br>Cu, Ag                   | Околотрещинные метасоматиты в пределах эндо- и экзоконтактовых ореолов интрузии | Ведущая метасоматическая формация                                    |
| Калишпатовые метасоматиты             | Золото-кварцевая<br>Золото-скарновая           | Bi, Cu<br>As, W                    |                                                                                 | Распространена ограниченно                                           |

кайнозойского и отчасти палеозойского возраста. Для метасоматитов и оруденения характерна резко выраженная зональность, отвечающая известному пропиловому ряду со сменой сверху вниз вторичных кварцитов аргиллизитами и пропилитами [3, 4, 11]. Золото-серебряное оруденение локализуется на уровне аргиллизитов гидрослюдистого, монтмориллонит-гидрослюдистого, хлорит-гидрослюдистого состава и адулярсодержащих метасоматитов, реже в породах типа вторичных кварцитов. На этом же уровне отмечается иногда проявление сурьмяной и ртутной минерализации. На более высоком уровне, чем оруденение, характерно развитие в метасоматитах и жилах хальцедоновидного и агатовидного кварца, каолинита, цеолитов, сложных сульфатов.

На глубоких уровнях золото-серебряного оруденения расположены серицитовые, хлорит-карбонатные, хлорит-турмалиновые, ортоклазовые метасоматиты и пропилиты с золото-сульфидным, свинцово-цинковым, медным, олово-полиметаллическим оруденением. Последние тяготеют к экзо- и эндоконтактовым зонам субвулканических образований и отвечают в целом ореолу пропиловых изменений пород.

Характер минерализации более глубоких горизонтов еще недостаточно

изучен из-за недоступности их для непосредственного наблюдения. Однако имеющиеся данные по глубинному бурению и анализ в различной степени эродированных участков в пределах рудных полей свидетельствуют о постепенном затухании с глубиной золото-серебряной минерализации и низкотемпературных метасоматитов. Это сопровождается уменьшением количества и мощностей жильных образований, уменьшением относительной роли кварца и заменой его карбонатами и хлоритами. Меняются структуры и текстуры жильных образований, выпадают ритмично-зональные образования, упрощается минеральный состав жил и метасоматитов, уменьшается количество минеральных ассоциаций.

Развитие тех или иных метасоматических образований в вулканогенном ряду прямо или косвенно связано с составом вулканогенных вмещающих оруденение пород, а также пород, слагающих фундамент вулканитов [1, 18]. Наиболее контрастно зональность проявляется в породах андезитобазальтового состава. Она выражается в смене с глубиной кварцитов и аргиллитов пропилитами. В породах липарито-дацитового состава интенсивно проявляются гидротермальные преобразования типа аргиллизитов. Намечается интенсивное развитие адуляризации в породах с повышенным содержанием калия, а альбитизации — в породах калиево-натриевого типа. По ультраосновным породам образуются кварц-карбонатные листвениподобные породы.

Рассмотрим также проявление различных метасоматических процессов и минерализации в вулканогенном формационном ряду в связи с составом пород фундамента. При наличии в них известняков, доломитов и известковистых пород на глубоких горизонтах происходит их оталькование и скарнирование. На более высоких уровнях отражением этого процесса является широкое распространение карбонатизации пород, увеличение доли жильных карбонатов, появление жильных скарновых и скарноидных ассоциаций с участием волластонита, гранатов, реже амфиболов, пироксенов. По отдельным примерам протяженность подобных метасоматитов и оруденения от скарнов с полиметаллической или медной минерализацией до уровня золото-серебряной минерализации составляет около 500 м. Наличие карбонатных пород в фундаменте часто оказывается критерием продуктивности не только на золото-серебряную, но и на другие сопряженные типы минерализации (свинцово-цинковую, медную, висмутовую и др.).

С наличием осадочных и эксгальционно-осадочных руд марганца и бора в породах фундамента связана марганцевая и борная минерализация. Марганцевая минерализация выражается в развитии марганецсодержащих минералов в составе жил и метасоматитов (манганкальцит, родохрозит, роднит, бустамит, пьемонтит, туллит, марганецсодержащие пироксены, окислы и гидроокислы марганца). Борная минерализация с турмалином, аксинитом, датолитом и другими более редкими борсодержащими минералами проявляется на пропилитовом уровне. Здесь широко развиты метасоматиты и жильные образования, в которых аксинит ассоциирует с эпидотом, гранатом, а турмалин — с хлоритом, гранатом, поздними сульфидами.

В алевролитах и песчаниках фундамента, а также залегающих на них вулканитах иногда интенсивно распространена биотитизация [14]. Наиболее часто этот вид изменения развивается в породах с относительно повышенным содержанием калия, магния, железа. Наряду с перераспределением компонентов исходных пород на месте с образованием биотита во фронтальной части биотитизированных пород отчетливо наблюдается формирование зональных гнездово-прожилковых обособлений с новообразованиями биотита, амфибола, граната, мусковита, карбонатов, сульфидов.

В пространстве и отчасти во времени процессы скарнирования, биотити-

зации, марганцевого и борного метасоматоза являются по отношению к золото-серебряной минерализации несколько более поздними и наложенными. Однако закономерное проявление этих процессов на глубоких горизонтах, в приподнятых блоках, а также положение их относительно интрузивных образований свидетельствуют о том, что здесь имеет место закономерная развивающаяся рудно-магматическая система, ранние проявления которой отвечают завершению отдельных циклов вулканизма, а поздние приурочены к завершению вулканической активности и формированию интрузивных членов вулканоплутонических ассоциаций.

Наряду с влиянием вмещающих пород характерной особенностью метасоматитов и оруденения вулканогенного ряда является большое разнообразие минералов (сочетание самородных элементов, сульфидов, сульфосолей, окислов), которое особенно ярко выражено в верхней половине зонального ряда. Причиной этого можно считать резкое изменение параметров гидротермальной системы в приповерхностных условиях.

Зональность метасоматитов вулканогенного ряда в целом контролируется активно проявленной разрывной тектоникой, что часто приводит к неравномерно-блоковому распространению разнообразных метасоматитов и рудной минерализации с их пространственным разобщением или совмещением. Наиболее контрастно последнее отмечается, когда на раннюю золото-серебряную минерализацию и метасоматиты накладывается разнообразная минерализация, которая по отношению к более ранним образованиям и верхним уровням зонального ряда более высокотемпературна.

Плутоногенные месторождения относятся в основном к золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формациям. Оруденение локализуется на глубинах более 1,5 км. Нижнюю границу распространения минерализации и метасоматитов обычно изучить не удастся, так как она, как правило, остается не вскрытой. Однако присутствие месторождений и проявлений золота в метаморфизованных породах (от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций) позволяет предполагать возможность их образования на значительных глубинах. Зональность в распределении метасоматитов и оруденения в пределах рудных полей и месторождений контролируется положением и морфологией гранитоидных интрузий, а также более мелкими штоками, силлами, дайками порфировых пород в над- и околоинтрузивной зоне [1, 6 10].

Зональный плутоногенный ряд метасоматитов имеет некоторые черты сходства с вулканогенным, но легко различается по слабо выраженной зональности и угнетенному проявлению или отсутствию приповерхностных членов вулканогенного ряда — каолиновых аргиллизитов, вторичных кварцитов, цеолит- и алунитсодержащих метасоматитов. Главными членами плутоногенного ряда являются листвениты, березиты и калишлатовые метасоматиты. Ведущая метасоматическая формация — лиственит-березитовая, широко развитая на многочисленных месторождениях золота.

Влияние состава вмещающих пород на состав околожильных образований — лиственитов, березитов и промежуточных по минеральному составу метасоматитов — широко известно и подтверждается многочисленными примерами [1, 6, 12, 18].

Лиственитизация наиболее интенсивна во внешних зонах плутоногенного ряда метасоматитов. Геологические условия, которые предопределяют ее развитие, выражаются в наличии пород среднего, основного или ультраосновного состава, а также в присутствии известняков и известковистых пород в объеме рудного поля [6]. Контрастные сочетания пород, встречающиеся в пределах локальных площадей, являются характерной особенностью золоторудных полей, способствующей обменным реакциям между

гидротермальными растворами и породами различного состава [12]. В обменных реакциях участвуют и породы гранитоидного ряда, по которым развиваются березиты. Последние, несомненно, сопряжены во времени и в пространстве с формированием лиственитов, но пространственно березиты расположены в более глубокой и высокотемпературной части ряда.

Между березитами и калишпатовыми метасоматитами отмечаются как постепенные, так и относительно резкие переходные границы. Присутствие анкерита [7] в этой переходной зоне представляется необязательным, так как здесь наблюдается замещение его кальцитом и другими минералами.

Зональные соотношения лиственитов, березитов и калишпатовых метасоматитов в пределах рудных полей выражаются в том, что листвениты занимают внешней, низкотемпературную часть плутогенного ряда, а калишпатовые метасоматиты — внутреннюю, относительно высокотемпературную.

Сопоставляя вулканогенный и плутогенный формационные ряды, дополнительно подчеркнем, что иногда нижняя часть вулканогенного ряда имеет черты сходства с верхней частью плутогенного. Наиболее часто такими образованиями являются пропилиты и пропилитизированные породы, реже — березиты, калишпатовые метасоматиты и в отдельных случаях — аргиллизиты [5, 9]. Пропилитизированные породы широко развиты во внешних зонах измененных пород и целиком слагают нижнюю часть зональной колонны вулканогенного ряда [3, 4]. Они распространены также во внешних зонах колонок лиственит-березитовой формации. Березиты и калишпатовые метасоматиты отмечаются иногда в нижней части вулканогенного ряда, где играют подчиненную роль на фоне аргиллизированных и пропилитизированных пород. Являясь верхними членами плутогенного ряда измененных пород, березиты играют ведущую роль среди окolorудных пород, сопутствующих золотому оруденению.

На месторождениях золота сульфидно-вкрапленного типа, локализующихся среди песчаников и алевролитов с повышенным содержанием органического вещества, окolorудные преобразования пород обычно выражены слабо. В одних случаях зональность метасоматитов в пределах рудных полей близка к плутогенному формационному ряду, но более растянута в пространстве. В других случаях золотое оруденение локализуется в широких зонах слабого преобразования пород, которое выражается в частичном перераспределении компонентов и перекристаллизации серицитов, хлоритов, карбонатов, пирита и углеродистого вещества. Эти изменения напоминают, с одной стороны, лиственит-березитовые преобразования, с другой — метаморфогенное зеленокаменное перерождение пород, примыкающих к областям более высоких ступеней метаморфизма [2].

Таким образом, на месторождениях золота выделяются два формационных ряда метасоматических образований — вулканогенный и плутогенный. Основой для выделения этих формационных рядов служат, с одной стороны, анализ геологических условий формирования золоторудных месторождений, с другой — те естественные сочетания измененных пород, которые встречаются в пределах золоторудных полей.

Формационные ряды метасоматитов увязываются также с основными типами золотого оруденения и минералого-геохимическими особенностями руд, в значительной степени определяя размещение оруденения в зональном ряду по отношению к магмагенным образованиям.

В заключении следует отметить, что наличие на золоторудных полях формационных рядов метасоматитов, в первую очередь полнота их проявления, не только определяет последовательность гидротермальных процессов, но и отражает стабильность структурных условий рудообразования.

Представляется необходимым дальнейшее изучение и использование в поисковых целях не только формаций околорудных измененных пород, типичных для золоторудных месторождений, но и их рядов на рудных полях с площадными и окологидротермальными метасоматическими образованиями и разработка специальной классификации этих сочетаний.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Бородавский Н.И., Шер С.Д.* Об околорудных изменениях в месторождениях золота. — Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 76, с. 113—126.
2. *Буряк В.А.* Критерии поисков золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа. — Сов. геология, 1975, № 10, с. 35—48.
3. *Василевский М.М.* Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М.: Недра, 1973. 278 с.
4. *Власов Г.М.* Некоторые аспекты изучения гидротермально-измененных пород. — В кн.: Формации гидротермально-измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 5—27.
5. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 239 с.
6. *Дорофеев Д.А., Лайпанов Х.Х.* О гидротермально-метасоматических преобразованиях пород на Кокпатаасском рудном поле (Центральные Кызылкумы). — Тр. ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 2, с. 17—29.
7. *Жариков В.А., Омеляненко Б.И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 119—194.
8. *Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Беляевская О.Н.* Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 218 с.
9. *Казыцын Ю.В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972. 145 с.
10. *Константинов М.М., Лайпанов Х.Х.* О роли вулканоплутонических ассоциаций в формировании золото-серебряного оруденения. — Докл. АН СССР, 1978, 241, № 6, с. 1394—1397.
11. *Коржинский Д.С.* Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. — Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 5—11.
12. *Лайпанов Х.Х., Шер С.Д.* К вопросу о метасоматических преобразованиях пород различного состава около золотоносных кварцевых жил. — В кн.: Международный геохимический конгресс. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1971, с. 23—25.
13. *Омеляненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.
14. *Размахнин Ю.Н.* Поисково-оценочные критерии на олово на основе региональной и локальной зональности (на примере Сихотэ-Алиня). — Сов. геология, 1974, № 4, с. 35—44.
15. *Рехарский В.И.* Гидротермально-метасоматические формации рудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9, с. 60—76.
16. *Русинова О.В.* Некоторые особенности аргиллизации пород на Балейском месторождении и связь ее с рудоотложением. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 181—188.
17. *Рундквист Д.В., Павлова И.Г.* Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, 103, вып. 3, с. 289—304.
18. *Шер С.Д., Лайпанов Х.Х., Нагорная Т.В.* Классификация околорудных метасоматитов на месторождениях золота в связи с геологическими условиями их образования. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 183—189.

Г.П.Зарайский, Ф.М.Стояновская

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ БИМЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СКАРНОВ

С 1970 г. нами проводится систематическое экспериментальное исследование процессов биметасоматического скарнообразования [2—8]. Спецификой этих работ является применение метода прямого моделирования биметасоматического взаимодействия, позволяющего получать зональные контактово-реакционные колонки, строение которых можно сопоставлять с зональностью природных скарнов и на основании аналогии судить о вероятных физико-химических условиях образования последних. Всего таким методом получено и исследовано 520 зональных биметасоматических колонок, охватывающих широкий диапазон физико-химических условий минералообразования:  $T = 400\text{--}900^\circ\text{C}$ ,  $P = 100$  МПа,  $X_{\text{CO}_2} = 0\text{--}0,5$ , солевой состав флюидов — NaCl, KCl, NaF, KF, KHF<sub>2</sub>, NaOH, KOH, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>, CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>, FeCl<sub>2</sub>, FeCl<sub>3</sub>, AlCl<sub>3</sub>, NaAlO<sub>2</sub>, HCl, концентрация — 0,05—5,0 моль/л, pH 1—13, парциальное давление кислорода, соответствующее буферным смесям Ni—NiO, Fe—Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Большинство опытов проведено в автоклавах объемом 300 см<sup>3</sup>, эксперименты при температурах 800—900°С ставили в газовых бомбах. В качестве исходных пород использовали гранодиорит, кристаллический известняк, кальцитовый мрамор и доломит (табл. 1). Гранодиорит имел минеральный состав (в вес.%): плагиоклаз (№ 29) — 46; кварц — 24; калиевый полевой шпат — 15; биотит (железистость — 46 мол. %) — 9; роговая обманка (железистость — 36 мол. %) — 5. Породы измельчали и в виде порошка крупностью менее 0,075 мм набивали в серебряные или платиновые пробирки диаметром 5 мм и высотой 50 мм. Контакт между гранодиоритом и карбонатной породой, расположенный на половине высоты пробирки, маркировали Ag или Pt меткой. Открытые пробирки помещали в герметичные автоклавные вкладыши из титанового сплава, заполнявшиеся раствором заданного состава. В отдельной перфорированной капсуле туда же вводили кислородный буфер. В газовых бомбах вместо титановых вкладышей использовали герметизированные ампулы большого размера. Углекислоту добавляли к раствору в виде сухого льда, дозируя по весу. Порошки пород предварительно пропитывали рабочим раствором. В ходе опыта породы сообщались с большим буферным объемом раствора во вкладыше через открытое отверстие пробирки. Контактново-реакционное взаимодействие гранодиорита с известняком или доломитом происходило посредством встречной диффузии компонентов в поровом флюиде.

После опыта пробирки разрезали вдоль без нарушения структуры образовавшейся биметасоматической колонки. Одну половину колонки цементировали органическим клеем циакрином и полировали для изучения на микрозонде "Camebax". Вторую часть исследовали микроскопически с применением иммерсионной методики и разделяли по зонам на пробы для рентгеновской дифрактометрии. На микрозонде исследовали химический состав только главных разновидностей экспериментальных колонок. Оптически и рентгенометрически отдельно по зонам изучали все колонки.

Большой объем проведенных экспериментов, широкий диапазон вариаций физико-химических условий и высокая степень детальности исследования минерального, химического состава и закономерностей строения экспе-

Химический состав исходных пород (в вес. %)

| № п/п | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MgO   |
|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|
| 1     | 65,90            | 0,80             | 15,60                          | —                              | 2,80 | 2,20  |
| 2     | —                | —                | —                              | 0,02                           | —    | —     |
| 3     | 1,28             | —                | 0,01                           | 0,08                           | 0,33 | 20,93 |
| 4     | 2,11             | —                | 0,31                           | 0,31                           | —    | 21,37 |

1 — гранодиорит, месторождение Майхура, Средняя Азия; 2 — известняк (кальцитовый мрамор), долина р. Варзоб, Средняя Азия; 3 — крупнокристаллический доломит из гнезд и жил, район оз. Байкал; 4 — доломит (бруситовый мрамор), месторождение Кургашикан, Средняя Азия. Химические анализы выполнены в ИЭМ АН СССР Л.Е. Постновой и Н.И. Чернавиной.

риментальных колонок позволили получить достаточно определенные данные по влиянию внешних условий на характер контактово-реакционного взаимодействия, состав и последовательность биметасоматических зон, в особенности минеральных парагенезисов. Очевидно, в какой-то мере эти данные могут быть использованы для характеристики условий формирования известковых и магнезиальных скарнов.

Из всего многообразия экспериментальных колонок нами выбраны 44, наиболее полно отражающие влияние ведущих параметров скарнообразования: состава и кислотности растворов, температуры, мольной доли CO<sub>2</sub> (см. табл. 2, 3). Все приведенные колонки получены при постоянном общем давлении 100 МПа, парциальном давлении кислорода, контролирувавшемся буфером Ni—NiO, и стандартном времени выдержки 2 недели. Лишь несколько высокотемпературных опытов, проведенных в газовых бомбах, отличались меньшей выдержкой (от 3 до 7 суток) и отсутствием кислородного буфера. Стандартная концентрация раствора была принята 1 моль/л, а температура — 600°С. Концентрация некоторых наиболее агрессивных растворов снижалась до 0,1 моль/л. Во всех опытах за исключением нескольких случаев у открытого конца пробирки располагался порошок гранодиорита, а известковый мрамор или доломит помещался в глубине.

#### КОНТАКТОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГРАНОДИОРИТА С ИЗВЕСТНЯКОМ

Результаты этих экспериментов отражены в табл. 2. Исходное положение контакта отмечено на схемах жирной вертикальной линией с отметкой "0". Цифрами под каждой колонкой указано расстояние границ зон по обе стороны от контакта в миллиметрах.

**Влияние состава раствора.** Эта серия опытов (колонки 1—9) проведена при температуре 600°С без добавления углекислоты к раствору. Некоторое количество CO<sub>2</sub> освободилось при образовании силикатных минералов по известняку, а также в результате растворения кальцита, особенно в кислых средах. Расчеты показывают, что мольная доля выделявшейся таким образом углекислоты не могла превышать 0,001—0,005.

Анализ состава реакционных зон показывает, что во всех случаях имеет место миграция компонентов гранодиорита в сторону известняка, а кальция — во встречном направлении. Компоненты раствора также принимают участие в контактово-реакционном минералообразовании, но их роль чаще всего второстепенная. Гораздо более существенное воздействие на тип

| CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | CO <sub>2</sub> + п.п.п. | П.п.п. | Сумма  |
|-------|-------------------|------------------|--------------------------|--------|--------|
| 4,00  | 3,78              | 3,50             | —                        | 1,16   | 99,74  |
| 56,00 | 0,07              | 0,04             | 44,00                    | —      | 100,13 |
| 29,25 | 0,50              | 0,10             | 47,30                    | —      | 99,78  |
| 36,53 | 0,13              | 0,08             | 39,63                    | —      | 100,47 |

формирующейся зональности оказывает кислотность раствора. В щелочных средах и в чистой воде интенсивно развивается экзоконтактовая часть колонки, однако из гранодиорита выносятся только кремнезем, в результате чего приконтактовая часть известняка замещается мономинеральным волластонитом (см. табл. 2, кол. 1, 2). Никаких других минералов здесь не образуется. Из гранодиорита исчезает кварц, а вблизи контакта — и калиевый полевой шпат, замещающийся плагиоклазом. Амфибол остается устойчивым и нередко образуется дополнительно за счет части, а иногда и всего биотита. Вообще амфибол весьма характерен для опытов со щелочными растворами, тогда как пироксен в этих условиях появляется редко, а гранат не наблюдается никогда. Увеличение щелочности среды в опытах с более концентрированными растворами приводит к сильной десиликации гранодиорита и появлению в приконтактовых зонах вместо плагиоклаза нефелина, канкринита, содалита [8].

В нейтральных и слабокислых растворах (кол. 3—6) биметасоматическое взаимодействие выражено более интенсивно и разнообразно. Хотя мощность экзоконтактовых зон обычно несколько сокращается, в их составе, кроме волластонита, появляются гранат и пироксен, что свидетельствует о миграции наряду с кремнеземом железа, магния и отчасти алюминия. Со стороны гранодиорита возникает очень характерная для большинства колонок пироксен-плагиоклазовая зона, а в опытах с растворами CaCl<sub>2</sub> и MgCl<sub>2</sub> — типичная скарновая пироксен-гранатовая ассоциация.

Близкими чертами строения обладают колонки, полученные в сильно-кислых условиях (кол. 6—9). Для них характерен основной состав плагиоклаза вплоть до чистого анортита. В опытах с растворами, содержащими железо, на фронте замещения кальцита осаждается магнетит (кол. 8).

**Влияние температуры.** Зависимость строения скарновых колонок от температуры исследована на примере зональности, развивающейся в опытах с раствором 1,0 M NaCl (кол. 10—15). Пироксен в составе реакционных зон этих колонок появляется, начиная с температуры 500°С и выше, а гранат — 550°С и выше. По мере дальнейшего возрастания температуры отмечается закономерное уменьшение железистости пироксена от 35—90 (550°С) до 20 мол. % (900°С). Параллельно возрастает глиноземистость граната от 80—95 до 10—70 мол. % андрадитовой составляющей. Плагиоклаз становится более основным. Если при температурах 500—600°С он представлен олигоклазом (№ 20—30), то при 800—900°С — андезином и лабрадором, а у контакта — почти чистым анортитом (№ 90—95). С повышением температуры

Таблица 2

Схема биметасоматической зональности, полученной в контакте гранодиорита с известняком (P = 100 МПа, кислородный буфер Ni-NiO, выдержка 2 недели)

| Номер колонки | Номер опыта | Температура, °C | X <sub>CO<sub>2</sub></sub> | Состав и концентрация раствора, M | pH раствора |             |
|---------------|-------------|-----------------|-----------------------------|-----------------------------------|-------------|-------------|
|               |             |                 |                             |                                   | до опыта    | после опыта |
| 1             | 2           | 3               | 4                           | 5                                 | 6           | 7           |
| 1             | 174/5       | 600             | Без CO <sub>2</sub>         | H <sub>2</sub> O дист.            | 7,1         | 4,6         |
| 2             | 160/2       | 600             | То же                       | 0,1 NaOH                          | 12,95       | 7,0         |
| 3             | 135/3       | 600             | "                           | 1,0 NaCl                          | 5,9         | 3,9         |
| 4             | 163/2       | 600             | "                           | 1,0 KCl                           | 6,3         | 5,9         |
| 5             | 142/3       | 600             | "                           | 1,0 CaCl <sub>2</sub>             | 7,1         | 1,95        |

Схема строения колонки

8

|                            |                           |                        |                         |           |
|----------------------------|---------------------------|------------------------|-------------------------|-----------|
| <i>Пл*Кпи Кв</i>           | <i>Пл Кпи</i>             | <i>Пл Би</i>           | <i>Вол</i>              | <i>Ка</i> |
| <i>Би Амф</i>              | <i>Би Амф</i>             | <i>Амф</i>             | <i>(Ка)</i>             |           |
| 7,2                        | 1,6                       | 0                      | 2,5                     |           |
| <i>Пл Кпи</i>              | <i>Пл</i>                 | <i>Вол</i>             | <i>Ка</i>               |           |
| <i>Амф</i>                 | <i>Амф</i>                |                        |                         |           |
| 1,7                        | 0                         | 3,3                    |                         |           |
| <i>Кв Пл<sub>25</sub></i>  | <i>Пл<sub>25-35</sub></i> | <i>Вол</i>             | <i>Вол</i>              | <i>Ка</i> |
| <i>Амф<sub>27</sub></i>    | <i>Пи<sub>50-70</sub></i> | <i>Пи<sub>80</sub></i> | <i>Адp<sub>95</sub></i> |           |
| 1,7                        | 0,05                      | 0                      | 0,3                     | 0,5       |
| <i>Кпи Би</i>              | <i>Кпи</i>                | <i>Вол</i>             | <i>Адp<sub>95</sub></i> | <i>Ка</i> |
| <i>Амф</i>                 | <i>Пи</i>                 |                        |                         |           |
| 19,2                       | 0                         | 0,2                    | 0,4                     |           |
| <i>Кв Пл<sub>100</sub></i> | <i>Пл<sub>100</sub></i>   | <i>Пи</i>              | <i>Вол</i>              | <i>Ка</i> |
| <i>Пи<sub>35</sub></i>     | <i>Пи<sub>35</sub></i>    | <i>Гр</i>              | <i>Адp</i>              | <i>Ди</i> |
| 2,7                        | 0,2                       | 0                      | 1,1                     | 2,6       |

Таблица 2 (продолжение)

| 1  | 2      | 3   | 4 | 5                     | 6    | 7    |
|----|--------|-----|---|-----------------------|------|------|
| 6  | 143/3  | 600 | ” | 1,0 MgCl <sub>2</sub> | 7,65 | 1,9  |
| 7  | 1024/2 | 600 | ” | 0,1HCl                | 1,4  | 2,25 |
| 8  | 186/2  | 600 | ” | 0,1FeCl <sub>3</sub>  | 1,7  | 1,7  |
| 9  | 168/2  | 600 | ” | 0,1AlCl <sub>3</sub>  | 3,2  | 1,3  |
| 10 | 138/3  | 400 | ” | 1,0NaCl               | 5,85 | 5,25 |
| 11 | 1031/2 | 500 | ” | 1,0NaCl               | 6,3  | 4,7  |

| 8                   |                     |                  |                     |     |     |     |
|---------------------|---------------------|------------------|---------------------|-----|-----|-----|
| Пл Пу <sub>13</sub> | Пл <sub>100</sub>   | Пу <sub>13</sub> | Пу <sub>55</sub>    | Вол | Ка  |     |
| Амф                 | Пу <sub>13</sub>    | Гр               | Адр                 | Ди  |     |     |
| 5,5                 |                     | 0,5              | 0                   | 0,2 | 5,9 |     |
| Пл Кв               | Пл Кв               | Пл               | Пу <sub>58</sub>    | Вол | Ка  |     |
| Кпи Би              | Амф                 | Пу <sub>55</sub> | Гр <sub>60</sub>    | Адр |     |     |
| 6,4                 |                     | 3,5              | 0,2                 | 0   | 0,1 | 1,0 |
| Кв Пл <sub>95</sub> | Кв Пл <sub>95</sub> | Пл <sub>95</sub> | Пу <sub>95</sub>    | Адр | Мгт | Ка  |
| Амф Би              | Амф                 | Пу <sub>10</sub> |                     |     | Ди  |     |
| 8,2                 |                     | 3,0              | 0,1                 | 0   | 0,2 | 0,3 |
| Кв Пл               | Кв Пл <sub>75</sub> | Пл <sub>80</sub> |                     | Вол | Ка  |     |
| Тлк                 | Амф                 | Пу               | Гр <sub>25-86</sub> | Ди  |     |     |
| 9,0                 |                     | 2,0              | 0                   | 1,0 | 3,0 |     |
| Пл Кв Амф           | Пл Амф              | Пл               |                     | Вол | Ка  |     |
| Би                  | Би                  | Амф              |                     |     |     |     |
| 4,1                 |                     | 1,5              | 0                   | 0,4 |     |     |
| Кв Пл               | Кв Пл               | Пл               | Пл                  |     | Вол | Ка  |
| Амф Би              | Амф                 | Амф              | Пу <sub>35-90</sub> |     |     |     |
| 7,3                 |                     | 3,8              | 0,5                 | 0   | 0,4 |     |

Таблица 2 (продолжение)

| 1  | 2      | 3   | 4   | 5       | 6   | 7       |
|----|--------|-----|-----|---------|-----|---------|
| 12 | 1047/2 | 550 | "   | 1,0NaCl | 6,2 | 3,4     |
| 13 | 1057/2 | 800 | "   | 1,0NaCl | 6,0 | Не изм. |
| 14 | 1044/2 | 850 | "   | 1,0NaCl | 6,0 | То же   |
| 15 | 1053   | 900 | "   | 1,0NaCl | 6,2 | "       |
| 16 | 1002/2 | 600 | 0,1 | 1,0NaCl | 7,1 | 2,7     |
| 17 | 199/2  | 600 | 0,2 | 1,0NaCl | 7,1 | 2,65    |

| 8             |                              |                               |                           |                         |            |           |
|---------------|------------------------------|-------------------------------|---------------------------|-------------------------|------------|-----------|
| <i>Кв Амф</i> | <i>Кв Пл</i>                 | <i>Пл</i>                     | <i>Вол</i>                | <i>Ка</i>               |            |           |
| <i>Пл Би</i>  | <i>Амф</i>                   | <i>Пи</i>                     | <i>Адп</i>                |                         |            |           |
| 11,8          | 1,5                          | 0                             | 0,4                       |                         |            |           |
| <i>Стекло</i> | <i>Пл<sub>25-40</sub>Кпи</i> | <i>Пл<sub>65-90</sub></i>     | <i>Вол</i>                | <i>Вол</i>              | <i>Мрв</i> | <i>Ка</i> |
|               | <i>Амф<sub>40</sub></i>      | <i>Пи<sub>40-50</sub></i>     | <i>Гр<sub>50-85</sub></i> |                         |            |           |
| 1,4           | 0,3                          | 0                             | 0,05                      | 1,5                     | 1,7        |           |
| <i>Стекло</i> | <i>Пл Пи<sub>35</sub></i>    | <i>Вол Гр<sub>10-70</sub></i> | <i>Вол</i>                | <i>Мел<sub>55</sub></i> | <i>Ка</i>  |           |
|               | <i>Кпи</i>                   | <i>Мел<sub>65</sub></i>       | <i>Мел<sub>55</sub></i>   |                         |            |           |
| 0,3           | 0                            | 3,2                           | 5,0                       | 6,1                     |            |           |
| <i>Стекло</i> | <i>Пл<sub>30-90</sub></i>    | <i>Пи<sub>35</sub></i>        | <i>Вол</i>                | <i>Мел<sub>9</sub></i>  | <i>Ка</i>  |           |
|               | <i>Пи<sub>20</sub></i>       |                               | <i>Гр<sub>70</sub></i>    |                         |            |           |
| 0,1           | 0                            | 0,04                          | 0,1                       | 0,2                     |            |           |
| <i>Пл Амф</i> | <i>Пл</i>                    | <i>Адп</i>                    | <i>Вол</i>                | <i>Ка</i>               |            |           |
| <i>Кв</i>     | <i>Пи<sub>10-60</sub></i>    |                               | <i>(Ка)</i>               |                         |            |           |
| 12,4          | 0                            | 0,3                           | 3,8                       |                         |            |           |
| <i>Пл Амф</i> | <i>Пл</i>                    | <i>Адп</i>                    | <i>Вол</i>                | <i>Ка</i>               |            |           |
| <i>Кв</i>     | <i>Пи<sub>28-75</sub></i>    |                               | <i>(Ка)</i>               |                         |            |           |
| 14,0          | 0                            | 0,1                           | 2,26                      |                         |            |           |

Таблица 2 (окончание)

| 1  | 2      | 3   | 4   | 5                    | 6    | 7    |
|----|--------|-----|-----|----------------------|------|------|
| 18 | 1006/2 | 600 | 0,5 | 1,0NaCl              | 6,5  | 2,5  |
| 19 | 1010/2 | 600 | 0,2 | 0,1NaOH              | 12,5 | 6,05 |
| 20 | 1008/2 | 600 | 0,2 | 0,1CaCl <sub>2</sub> | 7,5  | 5,9  |
| 21 | 1007/2 | 600 | 0,2 | 0,1MgCl <sub>2</sub> | 6,4  | 0,95 |
| 22 | 1009/2 | 600 | 0,2 | 0,1FeCl <sub>3</sub> | 2,25 | 2,1  |

\*Приняты следующие условные сокращения: *Аб* – альбит; *Амф* – амфибол актинолитового ряда, роговая обманка щелочной амфибол; *Адр* – андрацит; *Би* – биотит; *Брс* – брусит; *Вол* – волластонит; *Гед* – геденбергит; *Гр* – гранат андрацит-гроссулярового ряда; *Грд* – исходный гранодиорит; *Грс* – гроссуляр; *Ди* – диопсид; *Дол* – доломит; *Изв* – исходный известковый (кальцитовый) мрамор; *Ка* – кальцит; *Кв* – кварц; *Кши* – калиевый (или кали-натриевый) полево шпат; *Кдр* – кордиерит; *Кус* – кусцит; *Мел* –

| 8                |                           |                        |                            |                        |               |                        |           |
|------------------|---------------------------|------------------------|----------------------------|------------------------|---------------|------------------------|-----------|
| <i>Пл Амф</i>    | <i>Пл</i>                 | <i>Пу<sub>85</sub></i> | <i>Вол</i>                 | <i>Вол</i>             | <i>Ка</i>     |                        |           |
| <i>Кв</i>        | <i>Пу<sub>54-75</sub></i> |                        | <i>Адр</i>                 | <i>(Ка)</i>            |               |                        |           |
|                  | 8,0                       | 0                      | 0,2                        | 0,3                    | 1,1           |                        |           |
| <i>Кв Пл Кши</i> | <i>Кв Пл</i>              | <i>Пл Кши</i>          | <i>Вол</i>                 |                        | <i>Ка</i>     |                        |           |
| <i>Би Амф</i>    | <i>Кши Амф</i>            | <i>Амф</i>             | <i>(Ка)</i>                |                        |               |                        |           |
|                  | 3,8                       | 1,5                    | 0                          | 1,1                    |               |                        |           |
| <i>Кв Пл Кши</i> | <i>Кв Кши</i>             | <i>Пл Пу</i>           | <i>Пл<sub>97</sub></i>     | <i>Пу<sub>97</sub></i> | <i>Вол Ди</i> | <i>Ка</i>              |           |
| <i>Амф Би</i>    | <i>Пл Амф</i>             | <i>Кши</i>             | <i>Пу<sub>55-80</sub></i>  |                        | <i>(Ка)</i>   |                        |           |
|                  | 6,3                       | 3,7                    | 1,5                        | 0,05                   | 0             | 1,7                    |           |
| <i>Кв Кши</i>    | <i>Кв Пл</i>              | <i>Пл</i>              | <i>Вол Адр</i>             | <i>Вол</i>             | <i>Ка</i>     |                        |           |
| <i>Пл Амф</i>    | <i>Пу</i>                 | <i>Пу<sub>45</sub></i> | <i>(Ка)</i>                | <i>(Ка)</i>            |               |                        |           |
|                  | 11,6                      | 2,5                    | 0                          | 1,8                    | 2,7           |                        |           |
| <i>Кв Амф</i>    | <i>Пл Кши</i>             | <i>Кв</i>              | <i>Пл<sub>70-100</sub></i> | <i>Пу<sub>85</sub></i> | <i>Адр</i>    | <i>Вол</i>             | <i>Ка</i> |
| <i>Пл</i>        | <i>Би</i>                 | <i>Кв Амф</i>          | <i>Пу<sub>50</sub></i>     |                        | <i>Вол</i>    | <i>Пу<sub>15</sub></i> |           |
| <i>Кши</i>       |                           |                        | <i>Пл<sub>50</sub></i>     | <i>Пу<sub>85</sub></i> | <i>(Ка)</i>   | <i>(Ка)</i>            |           |
|                  | 13,0                      | 7,5                    | 4,0                        | 0,05                   | 0             | 1,6                    | 2,1       |

мелилит; *Мгт* – магнетит; *Мрв* – мервинит; *Мгч* – монтичеллит; *Неф* – нефелин; *Нор* – норбергит; *Пер* – периклаз; *Пл* – плагиоклаз; *Пу* – моноклинный пироксен; *Риб* – рибекит; *Срп* – серпентин; *Тлк* – тальк; *Трм* – тремолит; *Флг* – флогопит; *Флр* – флюорит; *Фор* – форстерит; *Хл* – хлорит; *Эг* – эгирин. Числовые индексы у символов плагиоклаза и мелилита означают содержание аноритовой и геленитовой составляющей, у остальных минералов – железистой составляющей.

увеличивается стабильность калиевого полевого шпата, он появляется в приконтактовых зонах колонки (кол. 14). При этом в нем существенно возрастает содержание альбитовой молекулы вплоть до 50 мол. % и даже выше. По существу, это калиево-натриевый полевой шпат. Гранодиорит в опытах при 800, 850 и 900°С плавился и после закалки был представлен стеклом, содержащим мельчайшие кристаллы полевых шпатов, биотита, амфибола. Однако в приконтактовой области по стеклу образовывались нормально раскристаллизованные реакционные зоны, мощность которых уменьшалась по мере повышения температуры. Таким образом, в этих опытах происходило взаимодействие карбонатов с гранодиоритовым расплавом.

Привлекает внимание интенсивное развитие экзоконтактовых зон в высокотемпературных опытах. При 800°С в их составе появляется мервинит, а при 850°С существенно развивается мелилит с 55—65% геленитовой молекулы. В колонке 15, полученной при 900°С, реакционные зоны сильно редуцированы, их суммарная мощность всего 0,3 мм. Однако этот эксперимент в отличие от всех остальных был проведен с образцами массивных пород, поэтому его результаты не могут непосредственно сопоставляться.

**Влияние давления углекислоты.** Содержание углекислоты во флюиде изменялось в диапазоне от 0 до 0,5 мол. дол. Суммарное давление  $H_2O + CO_2$  при этом сохранялось 100 МПа, расчет проводился по данным К.И.Шмуловича и др. [12]. Опыты проведены с нейтральными, кислыми и щелочными растворами при одинаковой температуре — 600°С (кол. 16—22). Сравнение с экспериментами без  $CO_2$  показывает, что влияние углекислоты сказывается как на особенностях строения биметасоматических колонок, так и на скоростях их разрастания. Вместе с тем можно заключить, что присутствие даже весьма значительных количеств углекислоты во флюиде не вносит никаких принципиальных изменений в основную схему экспериментальной биметасоматической зональности. В составе скарных зон не появляется никаких новых минералов по сравнению с опытами в чисто водно-солевом флюиде, последовательность зон сохраняет основные черты. В присутствии щелочных и нейтральных растворов (кроме NaCl) введение  $CO_2$  замедляло скорость разрастания экзоконтактовых зон, а в случае кислых, наоборот, увеличивало. Несколько уменьшалось количество граната, исчезала мономинеральная андрадитовая зона, в ее составе появлялся волластонит. В присутствии  $CO_2$  в реакционных зонах со стороны гранодиорита дольше сохранялся калиевый полевой шпат, а степень изменения гранодиорита в целом уменьшается за исключением опытов с NaCl, где заметно более интенсивно развита пироксен-плаггиоклазовая зона. В экзоконтактовых зонах всех колонок часто присутствует кальцит.

### КОНТАКТОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГРАНОДИОРИТА С ДОЛОМИТОМ

**Влияние состава раствора.** На примере колонок 23—34 (табл. 3) можно видеть, что и для случая взаимодействия гранодиорита с доломитом определяющее значение имеет не столько солевой состав раствора, сколько кислотность—щелочность среды. Некоторым исключением являются фторидные растворы, с воздействием которых связано появление таких специфических минералов, как флюорит, куспидин, норбергит. В целом независимо от состава раствора в щелочных условиях из гранодиорита интенсивно выносятся кремнезем вплоть до полного исчезновения кварца. В приконтактовых зонах исчезает и калиевый полевой шпат, остаются плаггиоклаз и амфибол (иногда щелочной), биотит становится более магниезальным, приближаясь по составу к флогопиту. По доломиту развиваются довольно мощные

диопсидовые зоны, сменяющиеся на удалении от контакта кальцит-форстеритовыми. Исходный доломит никогда не сохраняется, он превращается в ассоциацию брусита с кальцитом.

Взаимодействие в близнезтральных и кислых средах имеет свои отличительные черты. Со стороны гранодиорита возникает зональность, почти полностью аналогичная наблюдающейся в контакте гранодиорита с известняком, что свидетельствует об определяющей роли в этих условиях диффузии кальция из доломита при резко подчиненной миграции магния. В результате образуется пироксен-плаггиоклазовая приконтактная зона, сменяющаяся на удалении кварц-плаггиоклаз-амфиболовой. Кремнезем из гранодиорита мигрирует менее интенсивно, чем в щелочных условиях, что выражается в сохранении кварца в гранодиорите и образовании форстерита вместо диопсида по другую сторону от контакта. Примечательно возникновение во многих колонках своеобразной "рудной" магнетитовой зоны за счет выноса железа из гранодиорита и осаждения его на фронте растворения кальцита, геохимическом барьере, по-видимому, связанном с локальным повышением фугитивности кислорода. Дальнейшее увеличение кислотности среды приводит к возрастанию диффузионного потока магния из доломита, вызывающему оталькование гранодиорита и развитие по нему кордиерита (кол. 33, 34). Аналогичное явление наблюдается в опытах с магниезальным раствором (кол. 30). Сохранение доломита в кислых средах, очевидно, объясняется повышением давления углекислоты в результате растворения кальцита.

**Влияние температуры.** При  $400^{\circ}\text{C}$  в опытах с раствором  $1,0\text{ M NaCl}$  по доломиту вместо форстерита образуется серпентин (антигорит) в ассоциации с тремолитом или кальцитом (кол. 35). Со стороны гранодиорита в этих условиях развивается амфибол-плаггиоклазовая зона. С повышением температуры до  $500\text{--}600^{\circ}\text{C}$  амфибол сменяется моноклинным пироксеном, а серпентин — форстеритом (кол. 36—37). При  $800^{\circ}\text{C}$  доломит в приконтактной области замещается монтичеллитом (кол. 38), а при  $850^{\circ}\text{C}$  — мелилитом, к которому на некотором удалении от контакта добавляется монтичеллит (кол. 39). Гранодиорит превращается в стекло за исключением приконтактной области, где возникают пироксен-плаггиоклазовая и плаггиоклаз-калишпат-амфиболовая (пироксеновая) зоны.

**Влияние давления углекислоты.** Повышение давления углекислоты вплоть до  $0,5$  мол. дол. очень существенно изменяет строение колонок (кол. 40—44). Его влияние подобно охарактеризованному для случаев взаимодействия гранодиорита с известняком. Пожалуй, наиболее заметно оно проявляется в опытах с раствором  $\text{NaCl}$ , где приводит к ощутимому увеличению мощности экзоконтактных зон (в 4—7 раз) и возникновению в них диопсида. Однако магнетит при этом исчезает. Эндоконтактная пироксен-плаггиоклазовая зона в этих колонках также разрастается почти в 2 раза при  $X_{\text{CO}_2} = 0,1$  и  $0,2$ , но ее мощность сильно уменьшается при дальнейшем повышении  $X_{\text{CO}_2}$  до  $0,5$ . В щелочных условиях повышение давления  $\text{CO}_2$  уменьшает степень изменения гранодиорита (в нем сохраняется кварц) и тормозит развитие силикатных минералов по доломиту (кол. 43). На взаимодействие гранодиорита с доломитом в присутствии кислых растворов повышение давления  $\text{CO}_2$  практически не оказывает ощутимого влияния.

Полученные экспериментальные данные, как нам кажется, могут быть использованы для интерпретации характера влияния и роли рассматриваемых компонентов и в природных процессах в различной геологической обстановке.

Таблица 3

Схема биметасоматической зональности, полученной в контакте гранодиорита с доломитом (P = 100 МПа, кислородный буфер Ni-NiO, выдержка 2 недели)

| Номер колонки | Номер опыта | Температура, °С | X <sub>CO<sub>2</sub></sub> | Состав и концентрация раствора, М | рН раствора |             |
|---------------|-------------|-----------------|-----------------------------|-----------------------------------|-------------|-------------|
|               |             |                 |                             |                                   | до опыта    | после опыта |
| 1             | 2           | 3               | 4                           | 5                                 | 6           | 7           |
| 23            | 174/2       | 600             | Без CO <sub>2</sub>         | H <sub>2</sub> O дист.            | 7,1         | 4,6         |
| 24            | 160/3       | 600             | То же                       | 0,1NaOH                           | 12,95       | 7,0         |
| 25            | 169/3       | 600             | "                           | 1,0NaF                            | 9,2         | 6,8         |
| 26            | 175/3       | 600             | "                           | 1,0KF                             | 9,0         | 8,5         |
| 27            | 179/3       | 600             | "                           | 0,1KHF                            | 4,75        | 5,45        |

Схема строения колонки

8

|                  |               |                |               |            |                   |            |            |
|------------------|---------------|----------------|---------------|------------|-------------------|------------|------------|
| <i>Кв Пл Кпи</i> | <i>Пл Кпи</i> | <i>Пл Флг</i>  | <i>Пл</i>     | <i>Ди</i>  | <i>Ди Вол</i>     | <i>Ка</i>  | <i>Ка</i>  |
| <i>Би Амф</i>    | <i>Би Амф</i> | <i>Амф</i>     | <i>Флг</i>    | <i>Вол</i> | <i>(Фор)</i>      | <i>Фор</i> | <i>Брс</i> |
| 10,0             |               | 5,8            | 0,2           | 0          | 0,7               | 4,1        | 4,5        |
| <i>Пл Кпи</i>    |               |                | <i>Пл Флг</i> |            | <i>Ди</i>         | <i>Ка</i>  | <i>Ка</i>  |
| <i>Амф Би</i>    |               |                | <i>Амф</i>    |            | <i>(Вол, Фор)</i> | <i>Фор</i> | <i>Брс</i> |
| 1,4              |               |                | 0             |            | 3,8               | 6,9        |            |
| <i>Пл Кпи</i>    |               | <i>Пл, Амф</i> | <i>Неф Пи</i> | <i>Ди</i>  | <i>Кус Нор</i>    | <i>Ка</i>  |            |
| <i>Амф</i>       |               | <i>Пи</i>      | <i>Амф</i>    | <i>Флр</i> | <i>Флр</i>        | <i>Брс</i> |            |
| 3,4              |               | 1,9            | 0             | 1,6        | 2,1               |            |            |
| <i>Кпи Би</i>    |               |                | <i>Флг</i>    | <i>Флг</i> | <i>Ка</i>         |            |            |
| <i>Флр</i>       |               |                | <i>Флр</i>    | <i>Флр</i> | <i>Брс</i>        |            |            |
| 0,5              |               |                | 0             | 0,6        |                   |            |            |
| <i>Кпи</i>       | <i>Пл Кпи</i> |                |               | <i>Ди</i>  | <i>Кус</i>        | <i>Ка</i>  |            |
| <i>Амф</i>       | <i>Амф</i>    |                |               | <i>Флр</i> | <i>Нор</i>        | <i>Брс</i> |            |
| 12,3             |               |                |               | 0          | 2,1               | 2,9        |            |

Таблица 3 (продолжение)

| 1  | 2      | 3   | 4 | 5                    | 6    | 7    |
|----|--------|-----|---|----------------------|------|------|
| 28 | 132/12 | 600 | ” | 1,0NaCl              | 6,1  | 2,8  |
| 29 | 163/3  | 600 | ” | 1,0KCl               | 6,3  | 5,9  |
| 30 | 143/5  | 600 | ” | 1,0MgCl <sub>2</sub> | 7,7  | 1,9  |
| 31 | 1024/3 | 600 | ” | 0,1HCl               | 1,4  | 2,3  |
| 32 | 186/3  | 600 | ” | 0,1FeCl <sub>3</sub> | 1,7  | 1,7  |
| 33 | 189/3  | 600 | ” | 1,0FeCl <sub>3</sub> | 0,75 | 0,65 |

| 8                   |                   |                     |                     |                  |                   |                  |     |     |      |
|---------------------|-------------------|---------------------|---------------------|------------------|-------------------|------------------|-----|-----|------|
| Пл <sub>20-25</sub> | Амф <sub>44</sub> | Пл <sub>25-30</sub> |                     |                  | Фор <sub>4</sub>  | Фор              | Ка  | Ка  |      |
| Кв                  |                   | Пи <sub>40-65</sub> | Пи <sub>20-50</sub> |                  | Фор <sub>4</sub>  | Мгт              | Фор | Брс |      |
|                     |                   | 3,0                 | 0,05                | 0                | 0,1               | 0,2              | 0,4 |     |      |
| Кпи                 | Амф               | Кпи                 | Пи                  | Кпи              |                   | Фор              |     |     |      |
| Би                  |                   | Амф                 |                     | Пи               | Фор               | Мгт              |     | Дол |      |
|                     |                   | 11,6                | 1,2                 | 0                | 0,05              | 0,1              |     |     |      |
|                     | Крд               | Тлк                 |                     | Тлк              |                   |                  |     |     |      |
|                     | Кв                |                     |                     | Хл               | Фор               |                  |     | Дол |      |
|                     |                   |                     |                     |                  | 2,4               | 0                | 0,1 |     |      |
| Кв                  | Пл                | Кпи                 | Кв                  | Пл               | Пл <sub>100</sub> |                  | Фор | Ка  | Ка   |
| Амф                 | Би                |                     | Амф                 |                  | Пи <sub>85</sub>  | Фор              | Мгт | Фор | Брс  |
|                     |                   |                     | 3,8                 | 1,0              | 0                 | 0,2              | 0,8 | 1,8 | 10,3 |
| Кв                  | Пл                | Кв                  | Пл                  | Кв               | Пл <sub>95</sub>  | Пл <sub>95</sub> |     |     | Ка   |
| Амф                 | Би                | Амф                 |                     | Пи <sub>35</sub> | Пи                | Пи <sub>35</sub> | Фор | Мгт | Брс  |
|                     |                   |                     | 6,1                 | 2,8              | 0,7               | 0,1              | 0   | 0,3 | 1,5  |
|                     | Кв                | Пл <sub>100</sub>   |                     | Тлк              | Пл <sub>100</sub> | Тлк              |     |     |      |
| Крд <sub>25</sub>   | Тлк               |                     |                     | Кв               | Пл <sub>100</sub> |                  | Фор | Мгт | Дол  |
|                     |                   |                     | 0,9                 | 0,4              | 0                 | 0,1              | 0,2 |     |      |



Таблица 3 (окончание)

| 1  | 2      | 3   | 4   | 5                    | 6    | 7   |
|----|--------|-----|-----|----------------------|------|-----|
| 40 | 1002/3 | 600 | 0,1 | 1,0NaCl              | 7,1  | 2,8 |
| 41 | 199/3  | 600 | 0,2 | 1,0NaCl              | 7,1  | 2,7 |
| 42 | 1006/3 | 600 | 0,5 | 1,0NaCl              | 6,5  | 2,5 |
| 43 | 1010/3 | 600 | 0,2 | 0,1NaOH              | 12,5 | 6,1 |
| 44 | 1009/3 | 600 | 0,2 | 0,1FeCl <sub>3</sub> | 2,3  | 2,1 |

| 8         |                     |                     |                  |     |     |     |     |
|-----------|---------------------|---------------------|------------------|-----|-----|-----|-----|
| Пл Амф    | Пл                  | Фор                 | Ка               | Дол |     |     |     |
| Кв        | Пи <sub>45</sub>    |                     | Фор              |     |     |     |     |
| 5,7       | 0                   | 0,9                 | 2,7              |     |     |     |     |
| Пл Амф    | Пл                  | Ди                  | Фор              | Ка  | Дол |     |     |
| Кв        | Пи <sub>30</sub>    |                     | Фор              |     |     |     |     |
| 5,6       | 0                   | 0,05                | 1,1              | 2,2 |     |     |     |
| Пл Кв     | Пл Амф              | Пл                  | Ка               | Дол |     |     |     |
| Кпи Амф   | Кпи                 | Пи <sub>45</sub>    | Ди               | Фор |     |     |     |
| 4,9       | 1,0                 | 0                   | 0,6              | 1,6 |     |     |     |
| Пл Кв Кпи | Пл Кпи              | Пл Кпи              | Пл               | Ди  | Ка  | Ка  | Дол |
| Амф Би    | Амф Би              | Амф                 | Пи <sub>45</sub> | Ка  | Фор | Брс |     |
| 16,1      | 2,0                 | 0,1                 | 0                | 1,9 | 2,4 | 3,2 |     |
| Пл Кв     | Пл <sub>55</sub> Кв | Пл <sub>75-90</sub> | Пи <sub>70</sub> | Фор | Ка  | Дол |     |
| Амф Би    | Амф                 | Пи <sub>40</sub>    | Пи <sub>70</sub> | Фор | Мгт | Фор |     |
| 1,5       | 0,2                 | 0,05                | 0                | 0,2 | 0,4 | 1,0 |     |

При переносе данных эксперимента на природные объекты необходима разумная осторожность. Определенную уверенность в возможности подобного переноса придает достаточно высокая степень подобия модели и объекта в нашем случае. Действительно, в эксперименте мы имели дело с теми же породами, по которым образуются природные скарны. Эти породы приводились в условия непосредственного контакта, как это имеет место в природе. Важнейшим общим свойством модели и объекта выступает достижение в обоих случаях условий локального равновесия [1—3, 9], что позволяет пренебречь различиями во времени протекания процесса и несоответствием масштабов. Наиболее существенное отличие заключалось в использовании порошков вместо массивных пород. Однако имеющиеся в нашем распоряжении данные по сопоставлению строения биметасоматических колонок, полученных на порошках и в контактах массивных пород, свидетельствуют о практически полной идентичности результатов в отношении минеральных парагенезисов и последовательности зон.

Экспериментальное моделирование подтвердило, что биметасоматические скарны могут возникать в результате контактово-реакционного взаимодействия алюмосиликатных пород типа гранодиоритов с известняками или доломитами без существенного привноса каких-либо дополнительных компонентов гидротермальными растворами. Необходимость образования серии контактово-реакционных зон, сложенных известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами, обусловливается спецификой контактирующих пород. Главным фактором, определяющим состав и последовательность зон биметасоматических скарнов, является встречная диффузия компонентов пород, в области протекания которой создаются закономерно переменные соотношения активностей  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) в поровых растворах, управляющие минералообразованием. Результаты экспериментов очень наглядно показали, что тип контакта оказывает большее влияние на общий облик формирующейся зональности, чем специфика раствора. Это, несомненно, объясняется большой буферной емкостью пород по отношению к флюиду, заполняющему поровое пространство. В условиях наших экспериментов соотношения объемов флюид/порода намеренно сильно сдвигались в пользу флюида с целью выявления влияния его специфики. Тем не менее в присутствии самых разных растворов возникающие колонки обнаруживают много общих черт. Очевидно, в природе буферирующая роль пород должна быть выражена еще сильнее.

Совокупность полученных данных позволяет заключить, что двумя главными важнейшими факторами, определяющими тип скарновой зональности, служат кислотность—щелочность флюидов и температура. Ведущая роль кислотности среды вытекает из ее прямого влияния на растворимость, подвижность и активность компонентов [9]. В табл. 4 мы попытались классифицировать фациальные типы экспериментально полученных колонок по этому параметру. Для удобства сопоставления с природными скарнами в таблице выделены парагенезисы "экзоскарновой" части колонок, "эндоскарновой" и "околоскарновой" породы, как это принято в учении о скарновых месторождениях [1, 9]. Подчеркнем, что экспериментальное моделирование дает многократное подтверждение одновременности образования всех зон биметасоматической колонки. В частности, "околоскарновая" порода, к которой относят содержащие полевошпат ассоциации (преимущественно пироксен-плагноклазовые), является таким же полноправным членом единой скарновой колонки, как и собственно скарновые

Фациальные типы известковых и магнезиальных скарнов в зависимости от кислотности—щелочности среды ( $T=600^{\circ}\text{C}$ ,  $P=100\text{МПа}$ ,  $X_{\text{CO}_2} = 0,001-0,005$ , буфер Ni—NiO)

| Скарны        | Кислотность—щелочность флюидов | Минеральные парагенезисы                          |                             |                                 | Дополнительная характеристика                                                                                         |
|---------------|--------------------------------|---------------------------------------------------|-----------------------------|---------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|               |                                | экзоскарны                                        | эндоскарны                  | околоскарновые породы           |                                                                                                                       |
|               | Щелочные                       | <i>Вол</i>                                        | —                           | <i>Пл—Амф</i>                   | При высокой щелочности — образование <i>Неф</i> , <i>Ккр</i> , <i>Сод</i> в эндоконтакте                              |
| Известковые   | Ближнейтральные и слабокислые  | <i>Вол—Адр</i> ,<br><i>Вол—Ди</i>                 | <i>Пу—Гр</i> ,<br><i>Пу</i> | <i>Пу—Пл</i>                    | Плагиоклаз—олигоклаз—андезин. В калиевых растворах вместо него ортоклаз                                               |
|               | Кислые                         | <i>Адр</i> ,<br><i>Вол—Ди</i>                     | <i>Пу—Гр</i> ,<br><i>Пу</i> | <i>Пу—Пл</i>                    | Плагиоклаз—лабрадор—анортит. В Fe-содержащих растворах в экзоскарнах осаждаются магнетит                              |
|               | Щелочные                       | <i>Ди</i> ,<br><i>Ка—Фор</i> ,<br><i>Флг</i>      | —                           | <i>Пл—Флг—Амф</i>               | Во фторидных растворах в экзоскарнах — <i>Кус</i> , <i>Нор</i> , <i>Флр</i> , в экзоскарнах — <i>Флр</i> , <i>Флг</i> |
| Магнезиальные | Ближнейтральные и слабокислые  | <i>Фор</i> ,<br><i>Фор—Мгт</i> ,<br><i>Ка—Фор</i> | <i>Пу</i>                   | <i>Пл—Пу</i>                    | Плагиоклаз—олигоклаз—андезин. Пироксен более магнезиальный, чем в известковых скарнах                                 |
|               | Кислые                         | <i>Фор</i> , <i>Мгт</i>                           | <i>Пу</i>                   | <i>Пл—Пу</i> ,<br><i>Пл—Тлк</i> | Плагиоклаз—лабрадор—анортит                                                                                           |

зоны. Сравнение экспериментальных колонок, образовавшихся при  $600^{\circ}\text{C}$  на контакте гранодиорита и известняка, с природными известковыми скарнами показывает, что высокая щелочность неблагоприятна для формирования скарнов. В этих условиях из гранодиорита интенсивно диффундирует только кремнезем, что приводит к возникновению единственной мономинеральной и мощной зоны волластонитовых экзоскарнов. Гранодиорит испытывает десиликацию, превращается в амфибол-плагиоклазовую породу, а при увеличении щелочности — в нефелин-, содалит- или канкринитсодержащую породу со щелочным амфиболом. Недостаточна для скарнообразования и чистая вода. Колонки, подобные природным известковым скарнам, возникали в близнеитральных и слабокислых хлоридных растворах, способствующих выносу из гранодиорита железа и магнезия с накоплением их в прикорнтактовых зонах. Из известняка в этих условиях более активно диффундирует кальций, что создает благоприятные предпосылки для возникновения гранат-пироксеновых парагенезисов в области встречной диффузии. Аналогичным образом воздействуют и кислые растворы. Однако их существование маловероятно в скарновых контактах вследствие мощной нейтрализующей роли карбонатных толщ. Можно заключить, что "скарнообразующие" растворы должны быть обогащены наряду с NaCl хлоридами Ca и Mg. Именно в присутствии таких растворов нам удавалось получать наиболее

типичную скарновую зональность с развитием пироксен-гранатовых экзо- и эндоскарновых зон.

По-видимому, более высокой щелочностью характеризуются растворы, вызывающие образование магнезиальных скарнов. В наших опытах при  $600^{\circ}\text{C}$  в щелочных растворах на контакте гранодиорита с доломитом формировались диопсидовые и кальцит-форстеритовые (кальцифировые) экзоскарновые зоны, а в приконтактной области гранодиорита возникали флогопит и амфибол, как это характерно для постмагматических магнезиальных скарнов [1]. Введение фтора приводило к появлению нередких в Mg-скарных гумитовых минералов, флюорита, интенсифицировало развитие флогопита, иногда возникавшего даже в области экзоконтакта. В нейтральных и тем более в кислых растворах ни диопсид, ни флогопит в реакционных зонах колонок магнезиальных скарнов не образовывались. В этих условиях со стороны доломита возникали форстеритовые и форстерит-магнетитовые зоны. Зона кальцифира еще сохранялась в опытах с близнейтральными растворами, но исчезала при дальнейшем повышении кислотности среды. По гранодиориту вместо амфибола развивался моноклинный пироксен, возникала характерная для известковых скарнов пироксен-плагноклазовая зона. Отметим, что глинозем во всех опытах при температуре  $600^{\circ}\text{C}$  и ниже проявлял удивительную инертность. Никаких его следов за пределами гранодиорита не обнаруживалось. Единственным исключением является опыт с раствором  $1,0\text{ M KF}$ , где образовалась флюорит-флогопитовая экзоконтактная зона мощностью  $0,6\text{ мм}$ . Однако шпинель не наблюдалась никогда, и даже в присутствии раствора  $\text{AlCl}_3$  по доломиту развивалась единственная зона мономинерального форстерита.

Температурные фации биметасоматических скарнов систематизированы в табл. 5. Следует иметь в виду, что все они получены в условиях постоянного давления  $100\text{ МПа}$ , низкого парциального давления  $\text{CO}_2$  и постоянного состава раствора —  $1,0\text{ M NaCl}$ . Поэтому сделанные выводы относятся только к этим условиям.

Известковые скарны обнаруживают очень строгую зависимость от температуры. Ниже  $550^{\circ}\text{C}$  формируются только волластонитовые скарны. Наиболее благоприятная область возникновения обычных пироксен-гранатовых скарнов заключена в интервале  $550\text{--}800^{\circ}\text{C}$ , причем с возрастанием температуры увеличиваются глиноземистость граната, магнезиальность пироксена и основность плагноклаза. Глинозем начинает ощутимо мигрировать в область экзоконтакта, что выражается в смене почти чистого андрадита гранатом, содержащим до  $50\text{ мол. \%}$  гроссуляровой составляющей. Одновременно усиливается миграция магния из гранодиорита, что фиксируется по появлению в передовой зоне экзоскарнов мервинита. Повышение температуры до  $850^{\circ}\text{C}$  приводит к возникновению мелилитовой фации скарнов, более характерной для контактовых роговиков.

Не менее четкую температурную зависимость проявляют магнезиальные скарны. Температурные условия ниже  $500^{\circ}\text{C}$  для них неблагоприятны, здесь по доломиту развиваются серпентин (антигорит) и тремолит. Выше по температуре отчетливо выделяются три фации: форстеритовая ( $500\text{--}700^{\circ}\text{C}$ ), монтичеллитовая ( $700\text{--}800^{\circ}\text{C}$ ) и мелилитовая ( $850^{\circ}\text{C}$ ). Очевидно, увеличение давления  $\text{CO}_2$  будет способствовать расширению температурного предела форстеритовой фации за счет монтичеллитовой в соответствии с реакцией  $\text{Mtc} + \text{Per} + \text{CO}_2 = \text{Фор} + \text{Ка}$ . На основании данных по изучению влияния состава раствора, полученных при  $600^{\circ}\text{C}$ , можно полагать, что повышение щелочности среды (по сравнению с  $\text{NaCl}$ ) должно привести к развитию диопсидовой фации (см. табл. 3, кол. 24, 28) в результате возрас-

Таблица 5

Фациальные типы известковых и магнезиальных скарнов в зависимости от температуры ( $P = 100$  МПа,  $X_{\text{CO}_2} = 0,001-0,1$ , раствор  $1,0$  М NaCl)

| Скарны        | Температура, °С | Минеральные парагенезисы    |            |                       | Дополнительная характеристика                                                                                                         |
|---------------|-----------------|-----------------------------|------------|-----------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|               |                 | эксоскарны                  | эндоскарны | околоскарновые породы |                                                                                                                                       |
|               | 400             | <i>Вол</i>                  | —          | <i>Пл-Амф</i>         | Плагиоклаз—олигоклаз, амфибол роговообманковый                                                                                        |
|               | 500             | <i>Вол</i>                  | —          | <i>Пл-Пи</i>          | Плагиоклаз—олигоклаз. Железистость пироксена возрастает к контакту с известняком                                                      |
| Известковые   | 500—600         | <i>Вол-Адр</i>              | <i>Пи</i>  | <i>Пл-Пи</i>          | Плагиоклаз—олигоклаз—андезин. Железистость пироксена возрастает к контакту с известью                                                 |
|               | 800             | <i>Вол-Гр, Мрв</i>          | —          | <i>Пл-Пи</i>          | Плагиоклаз от олигоклаза до анортита, гранат — от 50 до 85% андрадитового минала                                                      |
|               | 850             | <i>Гр-Мел, Вол-Мел</i>      | —          | <i>Пл-Пи-Кпш</i>      | Калиевый полевой шпат — до 50% и более альбитового минала, мелилит — 55—65% геленитового минала, гранат — 10—70% андрадитового минала |
|               | 400             | <i>Трм-Срп</i>              | —          | <i>Пл-Амф</i>         | Серпентин—антигорит                                                                                                                   |
|               | 500—600         | <i>Фор, Фор-Мгт, Ка-Фор</i> | —          | <i>Пл-Пи</i>          | Плагиоклаз—олигоклаз. Железистость пироксена понижается к контакту с доломитом                                                        |
| Магнезиальные | 800             | <i>Мтч</i>                  | —          | <i>Пл-Пи</i>          |                                                                                                                                       |
|               | 850             | <i>Мел, Мел-Мтч</i>         | —          | <i>Пл-Пи</i>          | Плагиоклаз от андезина до анортита, мелилит — до 75% геленитового минала                                                              |

тания диффузионного потока кремнезема из гранодиорита, а также к появлению в контактовых зонах флогопита.

Неустановленными остались условия формирования шпинельсодержащих фаций магнезиальных скарнов. В диапазоне изученных условий шпинель при контактово-реакционном взаимодействии гранодиорита с доломитом не возникала. В связи с установленным фактом крайне низкой миграционной активности глинозема при относительно невысоких температурах образование шпинельсодержащих фаций биметасоматических скарнов вплоть до температуры  $600^\circ\text{C}$  представляется маловероятным. Очень важным для характеристики физико-химических параметров скарнообразования представляется обнаружение резкого возрастания подвижности глинозема при достижении температурной области  $800-850^\circ\text{C}$ . В наших опытах при этих условиях вместо шпинели в экзоконтактных зонах колоннок появлялся мелилит. Учитывая, что мольная доля углекислоты при этом не

превышала 0,1, можно предполагать, что повышение давления  $\text{CO}_2$  должно привести к замещению мелилита шпинелью с возникновением типичного парагенезиса магнезиальных скарнов:  $2\text{Мел}_{50} + 6\text{MgO} + 4\text{CO}_2 = 3\text{Фор} + \text{Шп} + 4\text{Ка}$ .

Нами влияние изменения давления  $\text{CO}_2$  изучено только для температуры  $600^\circ\text{C}$ , выбранной в качестве стандартной. Как уже отмечалось, при этой температуре даже широкий диапазон вариации  $X_{\text{CO}_2}$  (от 0,005 до 0,5) очень несущественно отражается на основных схемах строения биметасоматических колонок, что хорошо согласуется с данными по стабильности волластонита, граната, форстерита, диопсида, которыми сложены экзо- и эндо-скарновые зоны колонок, формирующихся в этих условиях [10, 11, 13, 14].

Результаты проведенных исследований позволяют сделать однозначный вывод о том, что химическое взаимодействие карбонатных и алюмосиликатных пород в присутствии поровых растворов при температурах выше  $400^\circ\text{C}$  с необходимостью приводит к формированию контактово-реакционных зональных образований, подобных известковым и магнезиальным биметасоматическим скарнам. На основании аналогии можно заключить, что для возникновения пироксен-гранатовых известковых скарнов благоприятны температурный диапазон  $550\text{--}800^\circ\text{C}$  и воздействие близнейтральных или слабокислых хлоридных растворов типа  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ . Процесс магнезиального скарнообразования охватывает более широкую область температур — от  $500$  до  $850^\circ\text{C}$  и выше. В целом он протекает в условиях более высокой щелочности при участии щелочных и близнейтральных растворов типа  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaOH}$ ,  $\text{KOH}$ ,  $\text{NaF}$ ,  $\text{KF}$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ . Повышение щелочности благоприятствует формированию диопсидовых экзоскарнов, а увеличение кислотности — кальцит-форстеритовых и форстерит-магнетитовых скарнов. Глиноземсодержащие экзоскарновые парагенезисы развиваются только в высокотемпературных условиях, поскольку глинозем при диффузионном взаимодействии приобретает заметную подвижность лишь выше  $800^\circ\text{C}$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В.А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—302.
2. Зарайский Г.П. О дифференциальной подвижности компонентов при экспериментальном диффузионном метасоматозе. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 118—145.
3. Зарайский Г.П., Лапутина И.П. Распределение вещества в экспериментальных биметасоматических зональных колонках по данным рентгеновского микроанализа. — Геология руд. месторождений, 1976, № 2, с. 34—48.
4. Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М. Экспериментальное моделирование биметасоматической скарновой зональности. — В кн.: I Международный геохимический конгресс, т. 3, кн. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М.: ВИНТИ, 1972, с. 38—56.
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, с. 290—302.
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. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 29—71.
7. Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М. Экспериментальное изучение биметасоматического скарнообразования. Ч. II. Взаимодействие окислов и карбонатов кальция и магния с алюмосиликатными средами. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1975, вып. 5, с. 16—50.

8. Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М. Экспериментальное исследование влияния состава раствора на скарновую биметасоматическую зональность. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1978, с. 48—62.
9. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
10. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
11. Шмулович К.И. Экспериментальное исследование границ устойчивости гроссуляра и волластонита в системе  $H_2O-CO_2$  до 6 кбар. — *Геохимия*, 1977, № 12, с. 1806—1816.
12. Шмулович К.И., Шмонов В.М., Мазур В.А., Калинин А.Г. Соотношения  $P-V-T$  и активность—концентрация в системе  $H_2O-CO_2$  (гомогенные растворы). — *Геохимия*, 1980, № 12, с. 1807—1824.
13. Taylor B.E., Lion J.G. The low temperature stability of andradite in  $C-O-H$  fluids. — *Amer. Miner.*, 1978, 63, N 3/4, p. 378—393.
14. Zharikov V.A., Shmulovich K.Y., Bulatov V.K. Experimental studies in the system  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$  and conditions of high-temperature metamorphism. — *Tectonophysics*, 1977, 43, p. 145—162.

УДК 553.22

Д.И. Царев

### ФРАГМЕНТАРНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ

О возникновении изолированных округлых участков (фрагментов) малоизмененной горной породы в зонах интенсивного инфильтрационного метасоматоза упоминал Д.С. Коржинский [3]. Их образование он связывал с менее проницаемыми участками горной породы с застойными поровыми растворами, взаимодействие которых с просачивающимися растворами происходит посредством диффузии. Е. Садецки-Кардош [12] писал, что в результате гипогенных и гипергенных процессов, обеспечивающих окислительно-восстановительные реакции и вынос легкоподвижных компонентов, за счет лав могут образоваться моно- и полимиктовые псевдоагломераты или псевдобрекчии. Однако процесс формирования таких пород он рассматривает весьма схематично и однобоко. Более детальное описание фрагментарных (блочных) метасоматитов и варианты их возникновения приводятся в работах Г.Л. Поспелова [8—10] и А.Л. Павлова [7]. Г.Л. Поспеловым [9] впервые рассмотрены геолого-физические предпосылки механизма образования блочных метасоматитов и проведены моделирующие эксперименты. Основную роль в этих процессах он отводит неравномерной (блочной) пропитке пористых пород водными и газовыми растворами, граничным пленкам раздела жидкость—газ и трещинам в породе, играющим роль и проводников, и экранов для растворов.

Изучение обширного фактического материала [14] позволило нам вскрыть новые, еще не освещенные стороны физико-химических условий и механизма формирования фрагментарных метасоматитов.

На больших глубинах земной коры высокие температура и давление способствуют в основном пластическим деформациям горных пород. Вода там приобретает свойства идеально смачивающей жидкости (с повышением температуры поверхностное натяжение жидкости уменьшается, а при критической температуре становится равным нулю) и может фильтроваться по тончайшим порам, равномерно пропитывая горные породы и перенося растворенные компоненты. На глубинах за пределами развития

хрупких деформаций инфильтрационный метасоматоз чаще проявляется широким фронтом, охватывая крупные объемы горных пород. Продукты его чаще всего характеризуются значительной однородностью структур, текстур и состава. Смена минерального состава метасоматитов происходит через более или менее мощные метасоматические зоны [4]. На малых глубинах, где давление и температура невелики, пластические деформации уступают место хрупким. Растворы здесь имеют более высокое поверхностное натяжение и поднимаются системой распадающихся струй по трещинам. Таким образом, по мере приближения потоков растворов к поверхности Земли происходит их объемное "расщепление". Оно ведет к качественной дифференциации потоков: отдельные струи растворов в связи с различными путями и соответственно различными скоростями движения по-разному взаимодействуют с окружающими породами и в разной степени меняют свой состав. Медленно фильтрующиеся растворы на более короткой дистанции приходят в равновесие с вмещающими породами, потоки с более высокой скоростью могут оставаться постоянно неравновесными. Особенно значительная дифференциация растворов происходит в зонах дробления горных пород, где обычно имеется огромное количество различных по размеру, конфигурации и направлению трещин. В закрытых трещинах растворы движутся в основном под действием капиллярного давления, в открытых — под влиянием градиента давления или силы тяжести. Одни трещины являются путями транзита растворов, другие — экранами, третьи — резервуарами для застойных растворов. Вследствие этого соседние оконтуренные трещинами фрагменты горных пород могут омываться растворами с различными термодинамическими параметрами: концентрацией растворенных веществ, давлением, а на начальных стадиях процесса — и температурой. Скорость фильтрации растворов в различные фрагменты горных пород и соответственно миграция в них растворенных компонентов также будут различны, в результате чего образуются пестрые по составу, структуре и текстуре метасоматиты. Такой вид метасоматоза мы предлагаем назвать фрагментарным.

Фрагментарный метасоматоз может являться приповерхностным звеном единого глубинного метасоматического процесса, а фрагментарные метасоматиты — его малоглубинной фацией. Фрагментарные метасоматиты в основном развиваются на глубинах, соответствующих субвулканическому, приповерхностным и поверхностным фациям магматизма. В большинстве своем они сопровождают разломы, зоны дробления, вулканические аппараты, апикальные части субвулканических интрузивных тел, рудные и нерудные месторождения полезных ископаемых, т.е. зоны глубинной проницаемости в земной коре и оперяющие их разрывные структуры.

Характерной особенностью фрагментарного метасоматоза является то, что в его динамике существенную роль играет энергия поверхностных слоев соприкасающихся жидких, твердых и газообразных фаз и ограниченность объемов замещаемых тел (фрагментов горной породы).

При фрагментарном метасоматозе многие фрагменты горных пород — межтрещинные блоки или обломки — совместно с окружающим их раствором образуют самостоятельные системы. Таким образом, в общей системе малоглубинного или поверхностного метасоматического процесса в зонах трещиноватых, брекчированных или крупнообломочных пород возникают локальные (фрагментарные) системы с подчинением режиму общей системы, но имеющие отличные друг от друга параметры.

## ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ПРОЦЕСС ФРАГМЕНТАРНОГО МЕТАСОМАТОЗА

**Энергия поверхностного слоя.** На поверхности раздела фаз молекулы или ионы испытывают различное влияние со стороны внутренних частей вещества и со стороны граничащей с ними среды. Равнодействующая сил будет направлена по нормали к той фазе, где силы межмолекулярного взаимодействия будут больше. На границе раздела фаз жидкость—газ равнодействующая сила будет действовать в сторону жидкости, а на границе раздела жидкость—твердое тело — в сторону твердого тела. Увеличение поверхности раздела фаз требует затраты работы. Величина этой работы, отнесенная к единице площади поверхности, названа поверхностным натяжением. При изогнутой поверхности раздела фаз  $a$  и  $b$  с поверхностным натяжением  $\sigma^{ab}$  в них возникает различное давление. Разность давлений для сферической поверхности выражается уравнением

$$p^a - p^b = \frac{2\sigma^{ab}}{r^{ab}}, \quad (1)$$

где  $r^{ab}$  — средний радиус кривизны поверхности раздела фаз  $a$  и  $b$ . Большее давление возникает на вогнутой стороне поверхности. С уменьшением радиуса кривизны поверхности будет повышаться давление внутри фазы. Повышение давления вызывает повышение химических потенциалов компонентов этой фазы [13].

Из настоящего положения следует, что более мелкие фрагменты горной породы и зерна минералов с наименьшим радиусом кривизны будут активнее взаимодействовать с растворами. Считают, что влияние кривизны поверхности на поверхностное натяжение сказывается только в дисперсных частицах [11]. Однако геологические факты убеждают нас в том, что эффект кривизны поверхности проявляется и в значительно более крупных фрагментах. По всей вероятности, здесь главным образом сказывается фактор времени.

Поверхностное натяжение выражает не полную энергию поверхности, а максимальную работу  $\Delta W$  образования единицы поверхности  $\Delta A$  и равно изменению изобарно-изотермического потенциала  $\Delta G$  в процессе. При образовании площади  $\Delta A$

$$\Delta G = \sigma \Delta A, \quad (2)$$

где  $\sigma$  — интенсивный параметр;  $\Delta A$  — экстенсивный.

Поскольку поверхностное натяжение с повышением температуры уменьшается ( $da/dt < 0$ ), образование новой поверхности сопровождается увеличением энтропии  $S$ . Условие самопроизвольного течения процессов, происходящих при постоянных температуре и давлении, служит  $\Delta\sigma < 0$ . Следовательно, для рассматриваемых процессов  $\sigma \Delta A < 0$ , т.е. при постоянном значении  $\sigma$  самопроизвольно могут протекать только те процессы, которые сопровождаются уменьшением поверхности  $A$ , но не увеличением ее, и условием равновесия служит минимальное значение  $A$ .

**Адсорбция.** Изменение содержания компонентов в поверхностном слое по сравнению с содержанием их во внутренних слоях называется адсорбцией. В отличие от обычных процессов, идущих в сторону выравнивания интенсивных параметров системы (температуры, давления, концентрации, химических потенциалов), процесс адсорбции направлен в сторону самопроизвольного увеличения градиентов концентрации на межфазовых границах. Такая система может совершить полезную работу за счет градиен-

та потенциалов. Из адсорбируемого вещества могут образовываться защитные пленки и каймы, предохраняющие фрагменты горных пород от активного взаимодействия. С другой стороны, адсорбционное повышение концентрации некоторых компонентов в поверхностном слое раствора во многих случаях способствует активизации диффузии компонентов из раствора в горную породу и тем самым ускоряет процесс метасоматического замещения. Кроме того, адсорбция поверхностно-активных веществ уменьшает поверхностное натяжение раствора, увеличивая его фильтрационные способности. Отрицательная адсорбция способствует удалению с границы раздела фаз в объемную фазу раствора некоторых продуктов химической реакции компонентов раствора с горной породой, ускоряя процесс массообмена. Следовательно, в связи с локально различными физико-химическими условиями в общей системе фрагментарного метасоматоза адсорбция будет проявляться также различно и различно воздействовать на ход химических реакций и перенос вещества.

**Способы миграции компонентов раствора в горную породу.** Проникновение компонентов раствора в горные породы осуществляется следующими способами: 1) фильтрацией раствора по трещинам; 2) фильтрацией раствора по порам; 3) диффузией компонентов; 4) пленочной миграцией. Эти способы кратко рассмотрены ниже.

1. В зависимости от величины раскрытия трещин, их наклона, характера стенок и конфигурации давление движущегося по ним раствора меняется от участка к участку. Эти изменения будут складываться из потерь напора: на трение; за счет местных сопротивлений; на расклинивание трещин; в участках сочленения трещин и в участках повышенной проницаемости стенок. Поэтому, как уже упоминалось выше, различные фрагменты горных пород будут испытывать различное давление со стороны раствора, что наряду с температурой и концентрацией, определяющих вязкость и смачиваемость, будет сказываться на проникновении его в поры.

2. При фильтрации раствора в твердое тело скорость капиллярной пропитки без напора определяется движущим давлением  $P_{дв}$ , под действием которого жидкость перемещается в капилляре, перенося растворенные в ней компоненты. В сквозном капилляре (в нашем случае — закрытой трещине) давление будет выражаться следующим уравнением:

$$P_{дв} = P_k - \delta g l \sin \beta, \quad (3)$$

где  $P_k = \frac{2\sigma}{r} \cos \theta$  — капиллярное давление ( $\sigma$  — поверхностное натяжение,  $r$  — радиус капилляра,  $\theta$  — угол смачивания);  $\delta$  — удельный вес жидкости;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $l$  — глубина пропитки;  $\beta$  — угол наклона капилляра к земной поверхности. Следовательно, с глубиной пропитки движущее давление будет уменьшаться и скорость движения жидкости также будет уменьшаться, что подтверждается законом Пуазейля

$$dl/d\tau = P_{дв} r^2 / 8\eta l, \quad (4)$$

где  $dl/d\tau$  — средняя линейная скорость фильтрации в сквозном капилляре;  $\eta$  — вязкость жидкости. По закону Пуазейля линейная скорость фильтрации для тупикового капилляра будет выражаться

$$\frac{dl}{d\tau} = \frac{r^2}{8\eta l} \left( P_k + P_0 - P_0 \frac{l_0}{l_0 - l} - \delta \sin \beta \right), \quad (5)$$

где  $P_0$  — начальное давление газа в капилляре;  $l_0$  — полная длина капил-

ляра. Пренебрегая величиной  $\delta \sin \beta$ , воспроизводимое выражение можно записать

$$\frac{dl}{d\tau} \cong \frac{r^2}{8\eta l} \left( P_{\text{к}} + P_0 - P_0 \frac{l_0}{l_0 - l} \right). \quad (6)$$

Из условия  $P_{\text{к}} + P_0 - P_0 \frac{l_0}{l_0 - l_{\infty}} = 0$  можно найти предельную глубину пропитки

$$l_{\infty} = \frac{P_{\text{к}} l_0}{P_{\text{к}} + P_0}. \quad (7)$$

В тупиковых капиллярах в отличие от сквозных предельная глубина пропитки зависит от общей длины капилляра, так как в капилляре защемлен газ [1]. В кусках горной породы, погруженной в жидкость, или в ее фрагментах, окруженных трещинами, заполненными жидкостью, все капилляры практически ведут себя как тупиковые в результате защемления газа. Линейная скорость пропитки тела, полностью окруженного жидкостью, может быть записана следующим выражением:

$$\frac{dl}{d\tau} = \frac{KRP \left[ P_0 - \left( \frac{R}{R-1} \right) \right]^3}{l(R-l)}, \quad (8)$$

где  $K$  — коэффициент фильтрации;  $R$  — радиус фрагмента (тела);  $l$  — глубина пропитки;  $P$  — давление окружающей фрагмент жидкости;  $P_0$  — давление защемленного во фрагменте газа. В случае защемления труднорастворимого газа наиболее длительной является стадия растворения и диффузии газа, она и определяет время полной пропитки. Время окончательного заполнения тупиковых капилляров убывает с уменьшением радиуса пор, если защемлен в них труднорастворимый газ, а время пропитки сквозных капилляров растет с уменьшением радиуса [1].

Приведенные уравнения и опытные данные свидетельствуют о том, что на проникновение жидкости с растворенными компонентами в горные породы влияют свойства жидкости (вязкость, удельный вес, поверхностное натяжение), свойства горной породы (характер пористости, объем фрагментов, способность к смачиванию данной жидкостью и качество находящегося в порах газа) и давление жидкости. Во всех случаях скорость фильтрации раствора падает с глубиной пропитки и существует предельная глубина пропитки. Следовательно, режим переноса компонентов зависит от величины фрагментов горной породы.

Основным переносчиком тепла в горные породы являются фильтрующиеся через них растворы. В начальный период фильтрации, пока не установится температурное равновесие между раствором и горной породой, на скорость проникновения раствора в поры межтрещинного фрагмента будет в значительной мере влиять термоградиент:

$$\frac{dl}{d\tau} = - \frac{r \cos \theta \, d\sigma \Delta t}{8\eta d\tau l}, \quad (9)$$

где  $\Delta t/l$  — температурный градиент по длине капилляра.

А.В. Лыковым [5] проведены эксперименты по выяснению механизма переноса раствора и растворенных в нем компонентов в пористых телах под действием разности температур. Замешанный на растворе NaCl торф за-

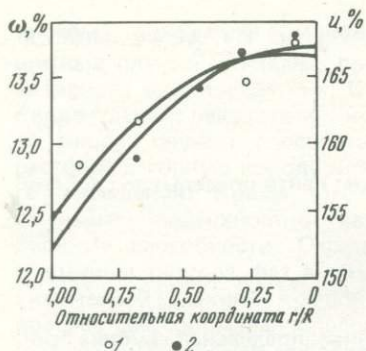


Рис. 1. Кривые распределения влажности и концентрации соли в торфе при его нагревании

1 — концентрация соли ( $\omega$ ); 2 — влажность торфа ( $u$ );  $R$  — радиус шара;  $r$  — расстояние от центра шара до места взятия пробы

сыпался в шарообразную металлическую колбу, которая нагревалась в воде с постоянной скоростью. Затем проводились анализы влажности и содержания соли в направлении радиальной координаты, результаты которых изображены на рис. 1. Аналогично ставился опыт и с глиной. Оба опыта показали, что влагонасыщение и концентрация соли в растворе выше в центре шара, чем на его периферии. Следовательно, вместе с переносом воды имеет место и перенос соли от поверхности шара к центру (по направлению потока тепла).

3. Диффузия компонентов, в свою очередь, может происходить через застойные поровые растворы, полностью заполняющие поры, через фильтрующие и связанные поровые растворы. Последние образуют весьма устойчивые пленки на стенках пор (адсорбированная вода) и переходят в подвижное состояние только при превращении в пар. Адсорбированная пленка составляет лишь часть поверхностного слоя на границе двух фаз. Молекулы воды внешних частей адсорбционной пленки находятся в состоянии динамического равновесия с молекулами свободной воды и расклинивающим давлением. Диффузионное движение растворенных компонентов по поверхностному слою жидкости может увлекать частицы самого раствора, возбуждая диффузионно-пленочное течение.

4. Пленочная миграция возникает в связи с эффектом смачивания твердых тел жидкостями (прилипание жидкости к твердому телу). Мерой смачивания является краевой угол  $\theta$ . Смачивание, измеряемое величиной  $\theta$ , зависит от соотношения величин свободной поверхностной энергии на границе соприкасающихся фаз:

$$\cos\theta = \frac{\sigma_{ТГ} - \sigma_{ТЖ}}{\sigma_{ЖГ}} \quad (10)$$

где  $\sigma_{ТГ}$ ,  $\sigma_{ТЖ}$ ,  $\sigma_{ЖГ}$  — соответственно поверхностная энергия (поверхностное натяжение) на границах твердое тело — газ, твердое тело — жидкость, жидкость — газ.

$$\sigma_{ТГ} > \sigma_{ТЖ}; \cos\theta > 0; \theta < 90^\circ \text{ (смачивание);}$$

$$\sigma_{ТГ} < \sigma_{ТЖ}; \cos\theta < 0; \theta > 90^\circ \text{ (несмачивание).}$$

Поскольку величины  $\sigma_{ТГ}$  и  $\sigma_{ТЖ}$  обычно неизвестны, то взаимодействие различных фаз рассматривается через молекулярные силы и их работу. Силы, действующие между молекулами внутри фазы, называют силами когезии (слипания), а силы, действующие между молекулами, находящимися на поверхности различных фаз, — силами адгезии (прилипания). Силы когезии стремятся стянуть жидкость, а силы адгезии — растянуть. Работа когезии выражается уравнением

$$W_c = 2\sigma_{жГ}, \quad (11)$$

а работа адгезии — уравнением

$$W_a = \sigma_{жг} (1 + \cos \theta). \quad (12)$$

При условии смачивания  $W_a > 0,5W_c$ . При  $W_a = W_c$  растяжение становится неограниченным, поскольку  $\theta = 0$ .

Таким образом, растворы, обладающие большими силами адгезии (хорошо смачивающие), могут в виде пленок проникать в поры и трещины, перенося растворенные компоненты. В связи с явлением адсорбции на межфазных границах пленки содержат более высокую концентрацию растворенных веществ, чем обычная фаза раствора. В линейном проникновении компонентов раствора во фрагменты горной породы, по-видимому, значительную роль играет эффект теплового скольжения [5]. Он заключается в том, что в результате температурного градиента на каком-то участке горной породы газовые или жидкие растворы движутся по порам в сторону низкой температуры. В пристеночном же слое поровый раствор начинает двигаться в обратном направлении — от участка с низкой температурой к более нагретому. Возникающее разнонаправленное движение раствора в объемной и пленочной фазах по своему эффекту массопереноса близко к диффузионному. Эффект теплового скольжения широко известен по процессам сушки влажных тел [5]. В результате противоположно направленного движения раствора осуществляется привнос компонентов в замещающую породу и вынос из нее растворенных веществ.

**Фильтрационный эффект.** В зонах дробления или в крупнообломочных горных породах различного происхождения фильтрация растворов происходит как в тонкораздробленных участках или цементе, так и в крупных фрагментах или обломках. Однако в связи с тем, что проницаемость их различная, возникает различный фильтрационный эффект [4]:

$$dn_i = \varphi_i C_i dV, \quad (13)$$

где  $n_i$  — мольное количество компонента  $i$ , просочившегося вместе с объемом  $dV$  раствора через фильтр;  $C_i$  — концентрация компонента  $i$  в растворе;  $\varphi$  — коэффициент фильтрационного эффекта, который может изменяться от нуля (вещество полностью задерживается фильтром) до единицы (вещество совершенно не задерживается фильтром).  $\varphi$  равен отношению средней скорости перемещения растворенного компонента  $\omega_i$  к скорости течения растворителя  $\omega_0$ :

$$\varphi = \omega_i / \omega_0. \quad (14)$$

В участках с различной проницаемостью коэффициент будет иметь различные значения. Если начальная концентрация  $C_i$  в потоке раствора постоянная ( $dC_i/dX = 0$ ), то

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\omega_0 C_i \frac{\partial \varphi_i}{\partial X}, \quad (15)$$

где  $\partial X$  — отрезок пути, пройденный фильтрующим раствором;  $\partial t$  — время фильтрации. Следовательно, при вступлении раствора в менее проницаемые породы ( $\partial \varphi_i / \partial X < 0$ ) концентрация компонентов раствора по мере просачивания будет возрастать, а при выходе в более проницаемые породы (интенсивнее катаклазированные, состоящие из более мелких обломков) — падать ( $\partial \varphi_i / \partial X > 0$ ). Это обуславливает дифференцированное метасоматическое замещение горных пород с неравномерной проницаемостью. При слабо концентрированных растворах крупные фрагменты бывают

интенсивнее замещены, чем мелкие или цемент, так как согласно уравнению (8) скорость фильтрации раствора будет зависеть от величины фрагментов, т.е. крупные фрагменты менее проницаемы и фильтрационный эффект в них проявляется в большей мере. От фильтрационного эффекта в значительной степени зависит флуктуация pH и Eh раствора [2] — важных факторов минералообразования.

**Объем фрагментов горной породы.** При метасоматическом процессе, протекающем широким фронтом, когда объем субстрата практически неограничен, метасоматическая колонка может развиваться полно и во фронтальной части венчаться неизменной породой. При постоянных температуре ( $T$ ), давлении раствора ( $P_{ж}$ ) и объеме исходной породы ( $V$ ) минимальное количество в ней зон ( $z$ ) будет соответствовать, по Д.С. Коржинскому [4], выражению

$$z = k + 1, \quad (16)$$

где  $k$  — число инертных компонентов в произвольном составе замещаемой породы, или

$$z = M + 1, \quad (17)$$

где  $M$  — число минералов в метасоматической колонке.

В случае ограниченного объема субстрата (фрагмента горной породы), окруженного активным по отношению к нему раствором, замкнутый фронт метасоматического замещения продвигается внутрь фрагмента, прогрессивно уменьшая объем незамещенной породы. Объем замещаемого субстрата может быть исчерпан до окончания метасоматического процесса, т.е. до наступления равновесия между раствором и фрагментом горной породы. Продвижение передовой метасоматической зоны прекратится. Тыловые зоны будут замещать передовые и процесс пойдет с сокращением количества зон в метасоматической колонке. В конечном итоге фрагмент горной породы может быть полностью замещен минералами тыловой зоны. В других же, более крупных фрагментах сохранится большее количество зон, а в еще более крупных при  $R > l_{\infty}$  [ $R$  — радиус фрагмента,  $l_{\infty}$  — предельная глубина пропитки согласно уравнению (7)] — и реликты субстрата. Таким образом возникнут пестрые по составу и текстуре фрагменты.

### МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОБЛОМКОВИДНЫХ ФРАГМЕНТАРНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Перечисленные факторы, влияющие на процесс фрагментарного метасоматоза, в различных условиях проявляются в разной степени и в различной совокупности.

На рис. 2 приведены схемы двух упрощенных вариантов различного режима фильтрации раствора через горные породы, разбитые на фрагменты трещинами различной величины раскрытия. Фрагменты 1 и 7 окружены открытыми трещинами, фрагменты 3, 4, 6, 8 с одних сторон — открытыми, с других — капиллярными (закрытыми), фрагмент 5 — капиллярными и фрагмент 2 — наиболее тонкими капиллярными трещинами. Согласно теории метасоматической зональности Д.С. Коржинского [4], рассмотрим два случая замещения межтрещинных фрагментов.

**Вариант 1** (см. рис. 2, а). Раствор со значительной скоростью протекает по открытым трещинам под действием напора. В связи с этим фрагменты, окруженные открытыми трещинами, будут соприкасаться с раствором и процесс метасоматического замещения в них будет осуществляться с большей скоростью, чем во фрагментах, окруженных капиллярными трещина-

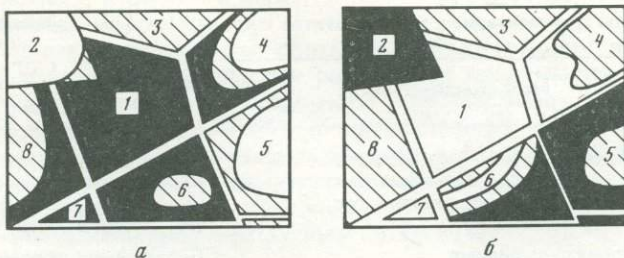


Рис. 2. Схемы формирования фрагментарных метасоматитов типа тектоно-метасоматических брекчий (пояснения в тексте)

ми, особенно если реакции между компонентами раствора и минералами горной породы проходят в диффузионном режиме.

Это объясняется тем, что раствор в открытых трещинах обновится скорее, чем в закрытых, и скорость фильтрации во фрагментах, окруженные открытыми трещинами, будет выше благодаря большему давлению в них раствора. Если, предположим, за какой-то период, определяющийся относительно непродолжительным временем фильтрации раствора по трещинам, полная метасоматическая колонка будет сформирована из трех зон (включая неизмененную породу), то в разных фрагментах эта колонка будет представлена по-разному. Фрагменты, окруженные трещинами (1, 7) заместятся полностью тыловой зоной (процесс замещения в них пойдет более полно), другие фрагменты будут иметь по две и три зоны. Фрагменты, к которым доступ растворов был затруднен (2), заместятся частично или останутся совсем незамещенными. Сформируется тектоно-метасоматическая брекчия с различным составом и текстурой "обломков". В роли цемента будет выступать тыловая зона.

**Вариант 2** (см. рис. 2, б). Количество раствора, поступающего в трещины, ограничено; градиент его давления близок к нулю. Основная фильтрация раствора осуществляется капиллярными (закрытыми) трещинами по законам капиллярного давления: чем тоньше капилляр, тем выше подъем по нему смачивающей жидкости, согласно уравнению Жюрена

$$H = \frac{2\sigma \cos\theta}{rg(d_b - d_a)}, \quad (18)$$

где  $H$  — высота подъема раствора;  $\sigma$  — поверхностное натяжение раствора;  $\theta$  — краевой угол смачивания;  $r$  — радиус капилляров;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $d_b$  — плотность жидкости;  $d_a$  — плотность газа, заполняющего капилляры. В этом случае открытые трещины осушатся и их роль сведется к экранам. Наиболее интенсивному метасоматическому замещению подвергнутся фрагменты, которые окружены более тонкими капиллярными трещинами. В противоположность первому случаю фрагменты 1 и 7 сохранят исходную горную породу, а фрагмент 2 заместится тыловой зоной колонки. Возникает иллюзия врезания одного обломка в другой — наиболее характерная черта отличия тектоно-метасоматических брекчий от осадочных, взрывных и других. Фрагмент б в связи с тем, что окружен с разных сторон различными по ширине раскрытия трещинами, будет соприкасаться с раствором только со стороны капиллярных трещин. Следовательно, фильтрация раствора в поры фрагмента и метасоматическое замещение произойдут в направлении от закрытых трещин к открытым. Образующиеся зоны метасоматической колонки станут срезаться контурами фраг-

Типы фрагментарных метасоматитов с конвергентными признаками

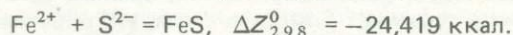
| Метасоматиты                                                                                                                                       | Сходные образования другого генезиса                                                                  |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Тектоно-метасоматические и метасоматические брекчии (медных и полиметаллических месторождений и месторождений, связанных с трубчатыми структурами) | Эксплозивные, эруптивные, лавовые, осадочные и другие виды брекчий, конгломераты, трубки взрыва, туфы |
| Обломковидные сульфидные                                                                                                                           | Сульфидные обломки                                                                                    |
| С текстурой эффузивных и пирокластических пород (миндалекаменные, пепло-, перлитовидные, игнимбритоподобные)                                       | Лавы, пепловые и псефитовые туфы, дайки, игнимбриты                                                   |

ментов, ограниченными открытыми трещинами. При ритмическом повторении метасоматических зон [14] формируется фрагмент 6, похожий на обломок полосчатой или слоистой горной породы.

Приведенными примерами иллюстрируется образование "полимиктовых" тектоно-метасоматических брекчий в зависимости от различного раскрытия трещин и различного режима фильтрации раствора в трещинах. Второй вариант предусматривает более длительный, чем первый, метасоматический процесс ввиду ограниченного объема раствора.

При дефиците раствора межтрещинные фрагменты будут отсасывать его из трещин в результате действия капиллярного давления [см. уравнения (3) и (18)]. Когезионные силы [см. уравнение (11)] стянут поровый раствор к центру фрагмента. При испарении растворителя концентрация растворенных компонентов возрастет, и между ними и горной породой возникнут обменные реакции, которые приведут к замещению центральной части фрагмента. Вынос замещаемых компонентов происходит по пленочным поровым растворам. В результате возникают обломковидные фрагменты среди незамещенного субстрата (фрагмент 4, см. рис. 2, б).

Приведем еще один пример формирования фрагментарных метасоматитов в зависимости от миграционных способностей растворенных компонентов. Серосодержащий раствор (сера во вполне подвижном состоянии), имеющий более высокую концентрацию  $Fe^{2+}$  по сравнению с  $Zn^{2+}$ , свободно фильтруется через наиболее интенсивно катаклазированные участки горной породы. Предположим, что по закону действующих масс в первую очередь из раствора будет выпадать сульфид железа, а затем сульфид цинка. Следовательно, ионы цикла будут дольше удерживаться в фильтрующемся растворе. "Отработанный" раствор с низкими концентрациями железа и цинка фильтруется по порам в межтрещинный фрагмент или обломок. При равных концентрациях цинка и железа и их повышении в связи с фильтрационным или температурным (см. уравнения (13), (15), рис. 1) эффектом первым будет осаждаться цинк в форме сульфида, так как он обладает большим сродством к сере, чем железо [6]:



По мере повышения концентрации порового раствора посредством диффузии компонентов будет осаждаться сульфид железа. В результате возникают фрагментарные метасоматиты типа "руда в руде". Такие образования обычно считают рудами двух разделенных во времени генераций: пер-

вой — в обломках, второй — в цементе. Состав руд в обломках и цементе будет различным.

Фрагментарные метасоматиты обладают конвергентными признаками и в большинстве случаев геологами ошибочно принимаются за горные породы и рудные образования осадочного, вулканогенного, эксплозивного и другого происхождения. Особенно распространены в природе тектоно-метасоматические и метасоматические брекчии, являющиеся вмещающими породами и рудами многих рудных месторождений (см. таблицу), особенно колчеданных. Образования, подобные тектоно-метасоматическим брекчиям, получены нами экспериментальным путем [14].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Альтшулер М.А., Дерягин В.В.* О связи процессов капиллярной пропитки и дифференциального извлечения из пористых материалов. — В кн.: Исследования в области поверхностных сил. М.: Наука, 1964, с. 224—233.
2. *Жариков В.А., Алехин Ю.В., Рысикова В.Т.* Некоторые физико-химические закономерности фильтрации растворов через горные породы. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973, с. 7—25.
3. *Коржинский Д.С.* Факторы равновесия при метасоматозе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 3, с. 21—49.
4. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 110 с.
5. *Лыков А.В.* Явления переноса в капиллярно-пористых телах. М.: Гостехиздат, 1954. 296 с.
6. *Маракушев А.А., Безмен Н.И., Сорокин В.И.* Миграционная способность металлов и образование рудных ореолов. — Геология руд. месторождений, 1971, № 2, с. 3—29.
7. *Павлов А.Л.* О некоторых особенностях формирования брекчиевидных пород Тейского рудного поля. — Геология и геофизика, 1964, № 6, с. 83—96.
8. *Поспелов Г.Л.* О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального просачивания при их образовании. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 2, с. 129—151.
9. *Поспелов Г.Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
10. *Поспелов Г.Л., Каушанская П.И., Лалин С.С.* Об образовании жилоподобных и брекчиевидных форм минерализации вне трещин. — Геология руд. месторождений, 1961, № 2, с. 45—56.
11. *Русанов А.И.* Термодинамика поверхностных явлений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 179 с.
12. *Садецки-Кардош Е.* О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенезиса. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1, с. 88—106.
13. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 590 с.
14. *Царев Д.И.* Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. М.: Наука, 1978. 308 с.

*Е.В. Добровольский*

## РОЛЬ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ КИНЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Исследования по экспериментальному моделированию процессов метасоматического замещения известны с начала нашего столетия. Как правило, эти работы посвящены сравнению синтетических и природных замещений с целью поисков путей строгой интерпретации текстурно-структурных взаимоотношений в метасоматических образованиях [27, 28]. Физико-химический механизм и скорости реакций замещения, составляющих метасоматический процесс, в большинстве случаев остаются вне поля зрения исследователей. Математическое моделирование метасоматических процессов берет свое начало от фундаментальных работ Д.С. Коржинского и его школы и основано на применении аппарата равновесной термодинамики. На современном этапе исследования метасоматических процессов, характеризующемся все возрастающей ролью теории и методов физической химии, место кинетических исследований только намечается [4, 10]. Настоящая работа представляет собой попытку показать некоторые принципиальные задачи моделирования процессов метасоматоза, которые могут быть решены только на основании экспериментальных кинетических исследований.

### ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МЕХАНИЗМА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В общем случае физическая модель метасоматического процесса может быть представлена как фильтрационно-диффузионный перенос через трещиновато-пористые вмещающие породы природного раствора, содержащего химические соединения, метасоматически замещающие минералы вмещающих пород. Тип метасоматоза — инфильтрационный или диффузионный (по Д.С. Коржинскому) — определяется соотношением величин конвективной и диффузионной составляющих модели. Реакции замещения, в результате которых происходит метасоматическое преобразование пород, представляют собой некоторую совокупность стадий физической и химической природы, сочетание которых составляет физико-химический механизм процесса. При этом различные стадии могут быть локализованы в разных структурных элементах системы: объеме отдельной фазы, поверхности раздела фаз.

Экспериментальное кинетическое исследование любой химической реакции призвано решить две основные задачи [11]. Первая связана с измерением скорости реакции и ее зависимости от условий эксперимента. Вторая задача заключается в выяснении механизма реакции и определении кинетических параметров отдельных ее стадий.

Так, например, экспериментальное кинетическое изучение процесса метасоматического замещения кальцита флюоритом, проведенное нами ранее [2, 19], позволило сделать следующие выводы о механизме этого процесса. Скорость взаимодействия в системе кальцит—фторсодержащий раствор—флюорит определяется в общем случае температурой, рН, концентрацией иона фтора в растворе, скоростью движения раствора и площадью активной поверхности твердой фазы. Однако значение этих факторов различно в зависимости от конкретных условий, что определяется различным

механизмом замещения. Нами были выделены два предельных механизма замещения. Первый, роль которого увеличивается с уменьшением рН и активности иона фтора в растворе, заключается в том, что кристаллическая решетка кальцита разрушается, образование новой кристаллической фазы —  $\text{CaF}_2$  — происходит из раствора. Это механизм замещения по типу растворение—перенос—кристаллизация. Вторым предельным механизмом замещения, имеющим место при повышении рН и увеличении активности иона фтора, состоит в том, что ион кальция сохраняет свою позицию в кристаллической решетке кальцита, массоперенос осуществляется перемещением анионов, т.е. происходит псевдоморфное замещение. Этот тип замещения характерен тем, что через некоторое время после начала реакции реагенты — кальцит и фторсодержащий раствор — оказываются разделенными сплошным слоем твердого продукта реакции — флюорита. Имеет место толохимическая реакция.

Проведенный нами анализ обширного экспериментального материала по замещению кальцита, апатита, целестина, гипса, сульфидов и некоторых других минералов [9, 15, 21] показал, что выделенные предельные механизмы замещения характерны и для этих процессов. В зависимости от условий протекания процесса и свойств взаимодействующих веществ, в первую очередь концентрации реагирующих компонентов раствора, температуры и растворимости замещаемого минерала, одна и та же реакция замещения может иметь разный механизм. Так, например, замещение одних сульфидов металлов другими проводилось по схеме: растворение исходного сульфида и образование из раствора кристаллов или чаще коллоида замещающего соединения [21]. Аналогичные замещения, осуществленные в более концентрированных растворах или при повышенных температурах, проходят по типу псевдоморфного замещения [25, 27, 28].

Можно констатировать, что при замещении кальцита флюоритом, а также в экспериментально изученных замещениях по механизму, близкому к псевдоморфному, линдгреновское правило метасоматического замещения "объем на объем" не выполняется, замещение осуществляется стехиометрически. Возможность отклонения от этого правила теоретически показывает Д.С. Коржинским [7]. Однако при реализации механизма растворение—перенос—кристаллизация это правило может выполняться.

Экспериментальные данные по псевдоморфному одноминеральному замещению, сведенные в таблицу, показывают, что развитие процесса по механизму, близкому к псевдоморфному, происходит в случае образования более плотного продукта реакции, т.е. когда молекулярный объем замещающего минерала меньше, чем замещаемого. В этом случае нет необходимости привлекать представления о диффузии в твердом теле для объяснения способа переноса растворенных реагентов и продуктов реакции. Массоперенос к поверхности реакции и от нее осуществляется по трещинам и порам в образовавшемся продукте замещения.

Однако даже при благоприятных соотношениях молекулярных объемов первичного и замещающего минералов может возникнуть экранирующая пленка замещающего минерала на поверхности первичного. Это происходит при достаточно больших скоростях кристаллизации, когда образующиеся кристаллики вторичного минерала ориентированы беспорядочно и быстро закрывают все каналы, по которым происходит доступ растворенных реагентов к поверхности реакции. Так, в опытах О.В. Соколовой и В.В. Доливо-Добровольского [13] при действии на апатит растворов серной кислоты разных концентраций образовавшаяся пленка имела разную физическую структуру, вследствие чего реакция либо быстро прогрессировала, либо затухала.

**Зависимость процесса одноминерального псевдоморфного замещения  
от отношения молекулярных объемов первичного и замещающего минералов**

| Первичный минерал | Объем 1 г-моль, см <sup>3</sup> | Замещающий минерал | Объем 1 г-моль, см <sup>3</sup> | Отношение молекулярных объемов | Условие прекращения процесса                 | Литературный источник |
|-------------------|---------------------------------|--------------------|---------------------------------|--------------------------------|----------------------------------------------|-----------------------|
| Кальцит           | 37,1                            | Флюорит            | 24,5                            | 1,51                           | Установление равновесия или полное замещение | [2,16]                |
| Гипс              | 74,8                            | Кальцит            | 37,1                            | 2,01                           | То же                                        | [9,15]                |
| "                 | 74,8                            | Барит              | 51,6                            | 1,42                           | "                                            | [15]                  |
| "                 | 74,8                            | Целестин           | 46,0                            | 1,62                           | "                                            | [15]                  |
| "                 | 74,8                            | Флюорит            | 24,5                            | 3,05                           | "                                            | [15]                  |
| Доломит           | 65,7                            | Кальцит            | 37,1                            | 1,77                           | "                                            | [29]                  |
| Галенит           | 31,9                            | Сфалерит           | 24,8                            | 1,28                           | "                                            | [25]                  |
| Сфалерит          | 24,8                            | Галенит            | 31,9                            | 0,77                           | Образование экранирующего слоя               | [25]                  |
| Кальцит           | 37,1                            | Гипс               | 74,8                            | 0,49                           | То же                                        | [15]                  |
| "                 | 37,1                            | Витерит            | 45,8                            | 0,81                           | "                                            | [15]                  |
| "                 | 37,1                            | Стронцианит        | 40,0                            | 0,92                           | "                                            | [15]                  |
| Флюорит           | 24,5                            | Гипс               | 74,8                            | 0,32                           | "                                            | [15]                  |
| Галит             | 18,3                            | Тенардит           | 52,6                            | 0,34                           | "                                            | [9]                   |
| Апатит            | 157                             | Гипс               | 74,8                            | 2,1                            | Зависит от концентрации                      | [13]                  |

Таким образом, в процессе метасоматического замещения особое значение имеют кинетические факторы, определяющие соотношение скоростей растворения исходного минерала и кристаллизации замещающего, включая транспортные стадии: концентрация раствора, активная удельная поверхность, структура поверхности, скорость фильтрации раствора, для некоторых минералов (например, карбонатов) — рН. Особенно большую роль эти факторы приобретают при экспериментальном моделировании метасоматических процессов. Как пример можно привести исследование [25] по замещению сфалерита галенитом при температуре 300°С и давлении 85 бар в 0,36 М растворе хлористого цинка. При величине зерна сфалерита 0,03 мм процесс замещения протекал вплоть до установления равновесия. При величине зерна сфалерита 0,4–0,6 мм (меньшая удельная поверхность) и аналогичных прочих условиях эксперимента поверхностная пленка галенита прерывала реакцию задолго до установления равновесия в системе раствор–минералы. Таким образом, прекращение реакции (наблюдаемое практически) при метасоматическом замещении не всегда свидетельствует о достижении системой состояния термодинамического равновесия.

На основании имеющихся в настоящее время экспериментальных данных по механизмам метасоматических процессов представляется возможным сделать следующие выводы.

Наиболее типичным механизмом метасоматического замещения является такой, когда лимитирующей стадией последовательности служит реакция растворения на поверхности замещаемого минерала. Тогда в предельном случае концентрация веществ в растворе близка к концентрации,

определяемой произведением растворимости замещающего минерала, и происходит квазиравновесное осаждение замещающего минерала, т.е. замещение идет в соответствии с качественным определением метасоматоза как почти одновременного растворения и кристаллизации [7]. В этом случае кинетические уравнения могут иметь разный вид, но обычно это степенная функция.

Характерным механизмом метасоматоза может быть также диффузия растворенных веществ через проницаемый слой продукта реакции, так называемую диффузионную область. В этом случае кинетическое уравнение является уравнением параболы.

Если скорость всего процесса лимитируется кристаллизацией или какой-либо другой стадией, то все зависит от соотношения скоростей стадий. В принципе при достаточно быстрой кристаллизации таким может быть механизм метасоматического процесса, но здесь необходимо более четкое определение границ метасоматоза.

### ПРИМЕНЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ КИНЕТИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ МАТЕМАТИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В настоящее время получили развитие два основных направления теоретического анализа (в виде концептуальных и математических моделей) необратимых геохимических процессов.

Первое из них в качестве основы для феноменологического построения теории необратимых геохимических процессов использует условие локальной квазиравновесности или его интерпретацию в геохимической литературе — принцип частичного равновесия [17]. Введение этого условия, согласно теории термодинамики необратимых процессов [3], дает возможность при анализе уравнений использовать основные соотношения равновесной термодинамики. Ряд исследователей, опираясь на этот принцип и применяя в математических моделях величину "глубины протекания реакций" — переменную, введенную впервые Е. Жуге и систематически использовавшуюся Де Донде [18], решали на ЭВМ численные задачи развития минеральной зональности при изменении некоторых геохимических систем, в основном зон выветривания [6, 20]. Введение химической переменной Жуге—Де Донде позволяет описать изменение ряда состояний, соответствующих различной степени превращения вещества, однако не решает проблемы, связанные с реальными пространственными и временными координатами. Этот метод использует "относительные скорости" протекания реакций [22], являющиеся весьма условными величинами, не отражающими реальных свойств конкретных минералов, растворов и т.д.

Другое направление основано на применении методов физико-химической гидродинамики и тепломассопереноса для исследования динамики процесса [1,8]. Этот подход стремится к учету реальных физико-химических свойств веществ, участвующих в процессе, их реакционной способности, площади поверхности и поверхностных свойств твердых фаз, скорости фильтрации, диффузии, химических реакций. На основании экспериментальных данных составляется кинетическое уравнение, связывающее в явном виде скорость процесса замещения с параметрами, от которых она зависит. Это уравнение вводится в математическую модель динамики процесса для учета интенсивности взаимодействия в системе раствор—порода.

В качестве примера рассмотрим математическую модель динамики выветривания полевых шпатов с метасоматическим замещением их глинистыми минералами. Модель основана на представлениях об инфльтрационном метасоматозе [7] и рассматривается в следующей постановке.

Атмосферные осадки поступают на поверхность ( $x = 0$ ) трещиноватых пород и фильтруются далее (вдоль оси  $x$ ) в виде грунтовых вод. Растворенные вещества переносятся в трещинно-поровом пространстве путем молекулярно-конвективной диффузии, замещение происходит на поверхности твердой фазы.

Механизм растворения алюмосиликатов и замещения их глинистыми минералами является предметом интенсивного экспериментального изучения, особенно в последние годы. Обсуждаются два основных представления о механизме выветривания алюмосиликатов.

1. Лимитирующей стадией процесса растворения является диффузия растворенных компонентов через слой продуктов реакции, плотно покрывающих поверхность зерен растворяющегося минерала и представляющих собой либо аморфную гидроксид алюминия [30], либо кристаллические продукты реакции (например, гиббсит) [23], либо "остаточный каркас" выщелоченного поверхностного слоя алюмосиликата [26]. Растворение, по мнению разных авторов этой гипотезы, может быть либо инконгруэнтным, либо конгруэнтным.

2. Скорость растворения контролируется скоростью поверхностной реакции [24]. Растворение протекает конгруэнтно. Вслед за растворением происходит быстрое осаждение нерастворимых продуктов реакции, диффузия через слой которых не тормозит последовательность стадий рассмотренного процесса.

В данной модели нами были использованы экспериментальные данные Р. Волласта [30] по кинетике выветривания калиевого полевого шпата в буферных растворах при комнатной температуре в интервале pH от 4 до 10. Последовательность стадий взаимодействия при помещении свежего зерна полевого шпата в раствор схематически представляется следующим образом. Первая, очень быстрая, стадия — ионный обмен водорода на калий. Затем также относительно быстрые стадии выхода ионов в раствор и осаждения  $Al(OH)_3$  (гиббсита?). Концентрация кремния в растворе увеличивается вплоть до достижения предельной при  $25^\circ C$  величины (около 2 мг/л), после чего начинает протекать быстрая реакция между  $H_4SiO_4$  и  $Al(OH)_3$  с образованием каолинита. В этот же период лимитирующей стадией, возможно, является реакция на поверхности зерна полевого шпата, как утверждают авторы [24]. Из данных [30] следует, что после образования сплошного слоя продукта реакции на поверхности зерен исходного полевого шпата скорость реакции лимитирует диффузия через этот слой. Изменение концентрации кремния, выщелачиваемого из полевого шпата в раствор, во времени описывается уравнением

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \gamma t^{-1/2}. \quad (1)$$

Момент достижения концентрации кремния в растворе около  $C^* = 2$  мг/л определяет появление новой фазы — каолинита.

Задача перемещения фронта образования гиббсита и замещения его каолинитом рассматривается в следующей математической постановке.

В области  $0 < x < vt$  с движущейся границей  $x = vt$  найти распределение концентраций, описываемое уравнением вида

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\gamma}{\sqrt{t - \frac{x}{v}}} = n \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2)$$

с начальными условиями

$$C(x, 0) = C_0 \quad (3)$$

и граничными условиями

$$C(0, y) = C_1; \quad C(x, t) \Big|_{x \geq vt} = C_0 \quad (4)$$

на момент времени  $t = t_1$ , когда  $C(x, t_1) = C^*$  хотя бы в одной точке области  $0 < x < vt_1$  и для  $t > t_1$  проследить траекторию точки  $x_1(t)$ , для которой  $C(x_1(t), t) = C^*$ .

Численное решение этой задачи можно получить, используя метод конечных разностей [12].

Решение задачи (2)–(4) показывает распределение концентраций кремния в растворе по направлению фильтрации грунтовых вод в первую стадию выветривания, когда на поверхности ( $x = 0$ ) еще имеются зерна полевого шпата, не полностью замещенные продуктами выветривания (интенсивность источника  $\gamma \sqrt{t - \frac{x}{v}} > 0$  в точке  $x = 0$ ). В момент времени  $t'$ , когда во входном сечении ( $x = 0$ ) первичный полевой шпат будет полностью замещен гиббситом, возникнет граница между зоной полного замещения и зоной, состоящей из остатков незамещенного первичного полевого шпата и образовавшегося по нему гиббсита. Как следует из теории динамики геохимических процессов [1], эта граница будет перемещаться вдоль оси  $x$  со скоростью

$$u = \frac{v}{1 + \gamma' t'} \quad (5)$$

где  $\gamma'$  – кинетическая константа осаждения  $Al(OH)_3$ ;  $v$  – скорость фильтрации грунтовых вод.

Так как

$$\gamma' = ks, \quad (6)$$

где  $k$  – константа скорости процесса;  $s$  – удельная поверхность полевого шпата, находящаяся в контакте с раствором, то величины  $t'$  и  $u$  будут в большей мере определяться степенью механического дробления первичных пород.

Следующими стадиями процесса выветривания полевого шпата будут возникновение и перемещение границ между зоной полного замещения первичного полевого шпата гиббситом и каолинитом и зоной, состоящей из остатков полевого шпата с гиббситом и каолинитом; зоной полного замещения каолинитом и зоной с каолинитом и остаточным гиббситом и т.д.

Возникая последовательно, границы между этими зонами перемещаются по пути фильтрации грунтовых вод (ось  $x$ ) со скоростями, определяемыми уравнением (5). В зависимости от скоростей перемещения различные зоны могут существовать одновременно либо выпадать (в данный момент времени) из общей схемы.

Программа численного решения задачи (2)–(4) составлена для ЭВМ БЭСМ-6. Количественное содержание минералов в породе вычисляется для любого момента времени при любом значении  $x$ .

В качестве другого примера рассмотрим динамику псевдоморфного замещения кальцита флюоритом. Геологоструктурные исследования проявлений и месторождений гидротермально-метасоматического флюорита указывают на прямую связь между зонами повышенной проницаемости и структурой флюоритового оруденения [5]. Поэтому представляет инте-

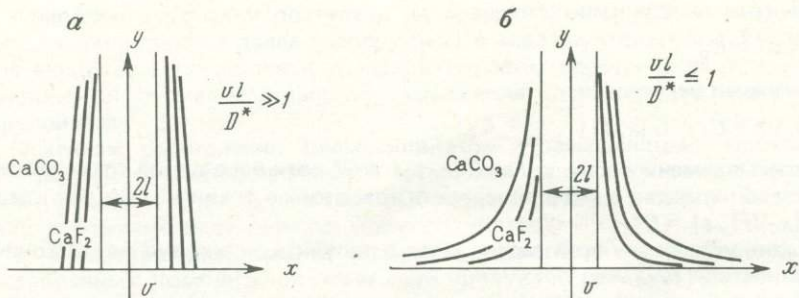


Рис. 1. Динамика псевдоморфного замещения флюоритом стенок трещины в кальците при различных соотношениях скорости потока и скорости диффузии в стенке трещины (а, б — типы псевдоморфного замещения)

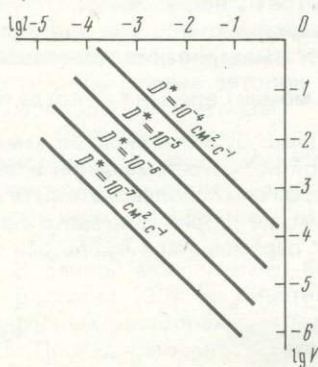


Рис. 2. Псевдоморфное замещение кальцита флюоритом. Зависимость между шириной трещины и скоростью потока при выполнении условия  $v l / D^* = 1$

рес изучение динамики замещения трещиноватых карбонатных пород при фильтрации через них фторнесущих гидротермальных растворов. Рассмотрим следующую принципиальную модель.

Предположим, что фторнесущий гидротермальный раствор поступает в зону дробления кристаллических известняков, при этом концентрация фтора в растворе такова, что замещение кальцита флюоритом может происходить псевдоморфно. Рассмотрим развитие фронта замещения при движении раствора в полностью заполненной трещине с плоско-параллельными стенками. Поместим начало координат в устье трещины, направив ось  $x$  перпендикулярно стенке трещины, а ось  $y$  — вдоль стенки (по направлению движения раствора). Ширина трещины равна  $2l$ , скорость движения раствора —  $v$  (рис. 1). Растворенные реагенты переносятся в пределах полости трещины путем конвективной диффузии и посредством молекулярной диффузии в стенки трещины (через проницаемый слой продукта реакции) к фронту замещения. При этом динамика развития фронта замещения зависит от соотношения скоростей переноса иона фтора вдоль трещины и в стенке трещины.

Если скорость переноса иона фтора по потоку раствора значительно выше скорости его диффузии в стенки трещины, а, кроме того, "емкость" раствора достаточно велика (что определяется шириной трещины), то средняя — в пределах поперечного сечения  $y = \text{const}$  — концентрация раствора  $C(y, t)$  будет изменяться очень мало в направлении движения раствора. Поэтому скорость диффузии в стенку трещины, которая, согласно изложенному выше, определяет скорость псевдоморфного замещения кальцита флюоритом, будет практически постоянна, и фронт замещения будет перемещаться почти параллельно самому себе. Уравнение семейства параллель-

ных прямых, показывающих положение фронта замещения в фиксированные моменты времени (см. рис. 1), будет

$$y = -ax + b, \quad (7)$$

где  $a, b$  — постоянные, характерные для каждого момента времени.

При уменьшении скорости переноса иона фтора по потоку раствора и уменьшении ширины трещины соотношение скоростей переноса иона фтора вдоль трещины и в стенке трещины может стать таким, что уже при небольших расстояниях от устья трещины (по оси  $y$ ) концентрация иона фтора вдоль по потоку резко уменьшится. Тогда форма фронта замещения будет иметь вид, изображенный на рис. 1, б.

Задача аналогична рассмотренной К. Вагнером [14] для случая обтекания струей газа твердого металлического тела при диффузионном отжиге стали. Для условий, изображенных на рис. 1, а, решение имеет вид [14]:

$$C'(x, y, t) = C_0 \left[ 1 - \operatorname{erf} \left( x + \frac{y}{a} / 2 \sqrt{D^* t} \right) \right]. \quad (8)$$

Здесь  $C'$  — концентрация диффундирующего иона фтора в слое псевдоморфозы;  $C_0$  — концентрация иона фтора в растворе на входе в трещину ( $x = 0$ );  $D^*$  — эффективный коэффициент диффузии в слое псевдоморфозы.

Коэффициент  $a$  представляет собой тангенс угла наклона параллельных прямых к оси  $x$  (см. рис. 1, а); при  $a \rightarrow \infty$  прямые становятся параллельными оси  $y$ , при значениях  $a \leq 1$  развитие фронта замещения становится близким к изображенному на рис. 1, б. Наклон линий, показывающих положение фронта замещения, обусловлен величиной отношения потока вещества вдоль трещины к диффузионному потоку в стенку трещины. Физический смысл коэффициента  $a$  ясен из выражения

$$a = vl/D^*. \quad (9)$$

Нами построен график (рис. 2), показывающий соотношение между шириной трещины и скоростью потока при величине  $a = 1$ , условно принятой за границу между первым (см. рис. 1, а) и вторым (см. рис. 1, б) типами псевдоморфного замещения.

Первый тип замещения можно проиллюстрировать фотографией (рис. 3, а) полученной нами псевдоморфозы флюорита по кальциту; второй тип замещения хорошо виден на фотографии псевдоморфного замещения кальцита флюоритом по микротрещине (см. рис. 3, б), взятой из работы [16].

Таким образом, изучая структуры замещения тонких трещин на месторождениях метасоматического флюорита, близкого по типу замещения к псевдоморфному, можно оценивать величину скорости фильтрации рудообразующих растворов или отношение скорости фильтрации к коэффициенту диффузии в стенке трещины.

Согласно нашим экспериментальным данным, когда на поверхности исходного кальцита уже имеется слой флюорита, внешнедиффузионный градиент концентрации к поверхности твердой фазы отсутствует. Это значит, что в пределах поперечного сечения  $y = \text{const}$  (см. рис. 1) распределение концентраций растворенного вещества можно считать постоянным и равным

$$C(y, t) = C'(0, y, t). \quad (10)$$

Тогда, используя уравнение (9), получим

$$C(y, t) = C_0 \left[ 1 - \operatorname{erf} \left( \frac{y}{2vl} \sqrt{D^* t} \right) \right]. \quad (11)$$

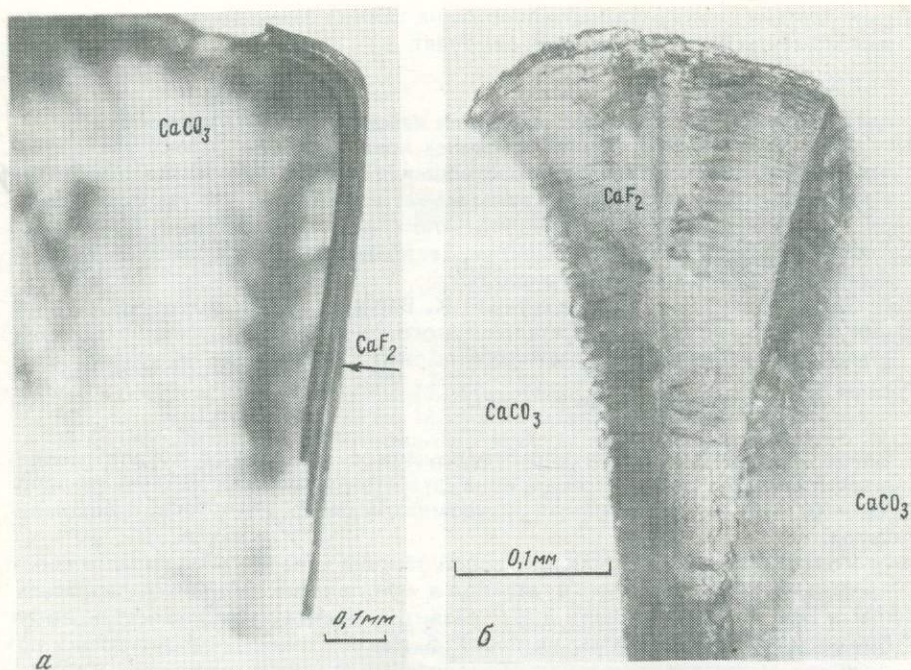


Рис. 3. Псевдоморфное замещение кальцита флюоритом  
 а — при  $vl/D^* = 1$ ; б — при  $vl/D^* \leq 1$

С помощью решения (11) можно рассчитать концентрацию компонента в растворе вдоль по трещине в любой момент времени. Можно также вычислить "обеднение" потока растворенным компонентом  $C/C_0$  на определенном расстоянии  $y$  от устья трещины шириной  $2l$  при известной скорости фильтрации раствора для любого момента времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 279 с.
2. Добровольский Е.В., Сукач В.С. Кинетика псевдоморфного замещения кальцита флюоритом. — Геол. журн., 1977, 37, вып. 2, с. 91—98.
3. Дьярмати И. Неравновесная термодинамика. М.: Мир, 1974. 340 с.
4. Жариков В.А., Зарайский Г.П. Экспериментальные исследования метасоматизма: состояние, перспективы. — Геология руд. месторождений, 1973, № 3, с. 3—18.
5. Зарицкий А.И., Соловьев А.Т. Проницаемость и пористость горных пород как косвенный критерий оценки их флюоритоносности. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1974, вып. 233, с. 91—96.
6. Кашик С.А., Карпов И.К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978. 151 с.
7. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 110 с.
8. Лялько В.И., Митник М.М. Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре. Киев: Наук. думка, 1978. 150 с.
9. Николаев А.В., Фейгина Е.И. О пленкообразовании на поверхности гипса. — В кн.: Защитные пленки на слоях. М.: Изд-во АН СССР, 1944, с. 83—88.
10. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
11. Розовский А.Я. Кинетика топохимических реакций. М.: Химия, 1974. 220 с.
12. Самарский А.А. Введение в теорию разностных схем. М.: Наука, 1971. 552 с.

13. *Соколова О.В., Доливо-Добровольский В.В.* О взаимодействии апатита с растворами серной кислоты низких концентраций. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1970, 50, вып. 3, с. 43—48.
14. *Хауффе К.* Реакции в твердых телах и на их поверхности. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 275 с.
15. *Ames L.L.* Anion metasomatic replacement reactions. — Econ. Geol., 1961, 56, N 3, p. 21—532.
16. *Ames L.L.* Anion metasomatic replacement of limestones by alkaline, fluoride-bearing solutions. — Econ. Geol., 1961, 56, N 4, p. 730—740.
17. *Barton P.B., Bethke P.M., Toulmin P.* Equilibrium in ore deposits. — Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 1963, 1, p. 171—185.
18. *De Donder Th.* Lecons de thermodynamique et de chimie physique. P.: Gauthier-Villars, 1920. 117 p.
19. *Dobrovolsky E.V., Lyalko V.I.* Study of kinetics and mechanism of interaction of fluoride-bearing ground waters and carbonates rocks (dynamic pattern). — In: Proc. intern. symp. water-rock interaction, Prague, 1976, p. 404—408.
20. *Fouillac C., Michard G., Bocquier G.* Une methode de simulation de l'evolution des profils d'alteration. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, 41, p. 207—214.
21. *Garrels R.M., Dreyer R.M.* Mechanism of limestone replacement at low temperatures and pressures. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, 63, N 4, p. 325—380.
22. *Hegleson H.C.* Evolution of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. 1. Thermodynamic relations. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, 32, p. 853—877.
23. *Hegleson H.C.* Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions. — Geochim. et cosmochim. acta, 1971, 35, p. 421—470.
24. *Holdren G.R., jun., Berner R.A.* Mechanism of feldspar weathering. 1. Experimental studies. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, 43, p. 1161—1171.
25. *Maurel C.* Mechanism of hydrothermal sphalerite-galena replacement at 300°C. — Econ. Geol., 1973, 68, N 5, p. 665—670.
26. *Paces T.* Steady-state kinetics and equilibrium between ground water and granitic rocks. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, 37, p. 2641—2663.
27. *Ray J.C.* Synthetic sulphide replacement of ore minerals. — Econ. Geol., 1930, 25, N 5, p. 433—451.
28. *Schouten C.* Structures and textures of synthetic replacement in "open space". — Econ. Geol., 1934, 29, N 7, p. 611—658.
29. *Sureau J.F.* The dolomitization of calcite: An experimental approach. — In: Proc. 11-th intern. symp. water-rock interaction, Strasbourg, 1977, p. 207—217.
30. *Wollast R.* Kinetics of the alteration of K-feldspar in buffered solutions at low temperature. — Geochim. et cosmochim. acta, 1967, 31, p. 635—648.

УДК 552.08:53+553.24

*В.И. Пахомов, М.И. Пахомов*

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Изучением влияния различных гидротермально-метасоматических процессов на физические свойства горных пород занимались очень многие исследователи в связи с проблемой поисков гидротермальных месторождений полезных ископаемых. В настоящее время накоплен большой фактический материал по характеру изменения физических свойств исходных пород под воздействием гидротермально-метасоматических процессов, позволяющий установить ряд вполне определенных закономерностей.

Многие исследователи отмечают понижение плотности для большого количества метасоматических преобразований и прежде всего для метасоматитов щелочной и кислотной стадий выщелачивания. Однако подобные утверждения справедливы в полной мере лишь по отношению к ядерным зонам метасоматитов, представляющим собой моно- или биминеральную породу, нередко преимущественно кварцевую. В промежуточных же и

внешних зонах метасоматитов, как показывает анализ большого фактического материала, изменение плотности может происходить в сторону и уменьшения, и увеличения относительно исходных пород, причем изменения эти неодинаковы от зоны к зоне и даже для одной зоны при смене исходных пород. Характер изменения плотности в той или иной метасоматической зоне определяется прежде всего соотношением плотностей первичных и заместивших их вторичных минералов и плотностью первоначальной горной породы.

Плотность большинства горных пород колеблется в основном от 2,55 до 2,8 г/см<sup>3</sup>, достигая максимальных значений у ультраосновных интрузивных пород (до 3,4 г/см<sup>3</sup>) и минимальных — у кислых разностей эффузивов и некоторых осадочных пород (2,0—2,2 г/см<sup>3</sup>). В значительной мере указанные пределы изменения плотности пород обусловлены невысокими и изменяющимися в довольно узком интервале значениями плотности основных породообразующих минералов (преимущественно в интервале 2,55—2,76 г/см<sup>3</sup>) за исключением пироксенов, роговой обманки, оливина и рудных минералов, которые в большей части пород (кроме основных и ультраосновных пород) содержатся в очень небольшом количестве.

В отличие от основных породообразующих минералов диапазон изменения плотностных свойств минералов, возникающих при гидротермально-метасоматических процессах, гораздо шире за счет обширной группы минералов, присущих только гидротермально-метасоматическим образованиям и обладающих, как правило, высокими плотностями (2,8—3,45 г/см<sup>3</sup>) и широким развитием рудных минералов до промышленных концентраций.

В метасоматических колонках наименее плотные породообразующие минералы — кварц, альбит, калиевые полевые шпаты, каолинит, опал, халцедон и др. Они являются конечным продуктом многих метасоматических преобразований, слагая внутренние моно- или биминеральные зоны большой группы метасоматитов (эйситы, гумбеиты, березиты, аргиллизиты, грейзены, полевошпатовые метасоматиты, вторичные кварциты). Поскольку эти минералы замещают прежде всего темноцветные, имеющие большую плотность, то во всех случаях ядерные зоны указанных метасоматитов, развивающиеся по породам с высоким содержанием темноцветных минералов, отличаются пониженной плотностью. Плотность же ядерных зон указанных метасоматитов в лейкократовых породах может сохраняться (кварц-альбитовые метасоматиты по существу кварцевым породам), уменьшаться (внутренние зоны аргиллизитов, калиевые метасоматиты в гранитах) и увеличиваться (альбититы по существу калиевым гранитам, гнейсам).

Для промежуточных и внешних зон метасоматитов характерны, как правило, минералы с более высокой плотностью (2,65—3,0 г/см<sup>3</sup>) — биотит, хлорит, кальцит, серицит, флогопит и др. Некоторые из них нередко являются продуктами самостоятельных гидротермальных изменений, сопряженных с основными метасоматическими процессами (биотитизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация и т.д.). Эти минералы могут увеличивать и уменьшать плотность относительно исходных пород в зависимости от плотности замещаемых ими минералов.

Образование или увеличение содержания рудных минералов и минералов, присущих только гидротермальным процессам и имеющих высокую плотность (свыше 3,0 г/см<sup>3</sup>), таких как флюорит, рибекит, эгирин, шпинель, турмалин, скаполит, клиноцоизит, топаз, корунд, берилл, сподумен и т.д., практически во всех случаях приводит к повышению минеральной плотности.

Следовательно, с одной стороны, один и тот же процесс в разных породах приводит к различным изменениям их плотности, а с другой — различные процессы, накладывающиеся на одну и ту же породу, могут привести к одинаковым изменениям плотности.

И, наконец, для некоторых гидротермально-метасоматических процессов характерно увеличение или уменьшение содержания железа при сохранении минерального состава пород, что также может привести к изменению плотности породы при соответствующей интенсивности этих процессов. Это объясняется тем, что железистые разности многих минералов (биотита, флогопита, анкерита, талька, турмалина, хлорита, авгита и некоторых других) имеют плотность выше на  $0,1-0,2 \text{ г/см}^3$  и более.

Из приведенного краткого рассмотрения плотностных свойств минералов, характерных для гидротермально-метасоматических процессов, следует, что плотность метасоматитов, зависящая от количественно-минерального состава, в общем случае непостоянна и изменяется от зоны к зоне. Проведенные авторами расчеты минеральной плотности для некоторых метасоматических колонок, приводимых Б.И. Омеляненко [3], показывают, что при березитизации диоритовых порфириров ( $\sigma = 2,89 \text{ г/см}^3$ ) плотность меняется следующим образом (в  $\text{г/см}^3$ ): для первой зоны — 2,80, для второй — 2,94, для третьей — 2,81; при эйситизации диабазов ( $\sigma = 2,97 \text{ г/см}^3$ ) в первой зоне плотность равна 2,80, во второй — 2,84, в третьей — 2,73 и в четвертой (внутренней) — 2,76. Изменение минеральной плотности от зоны к зоне при аргиллизации гранит-порфириров ( $\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$ ) отмечает Г.Т. Волостных [1]: в первой зоне плотность равна  $2,59 \text{ г/см}^3$ , во второй — 2,53, в третьей — 2,43, в четвертой — 2,50, в пятой — 2,56, в шестой —  $2,50 \text{ г/см}^3$ .

При наложении различных гидротермально-метасоматических процессов усложняется количественно-минеральный состав и происходит соответственно изменение плотности. Так, например, плотность ультраосновных и основных пород при серпентинизации понижается (плотность серпентина  $2,57 \text{ г/см}^3$ ); наложение последующих процессов карбонатизации и лиственитизации приводит к значительному ее увеличению. Образование метасоматических пироксенитов по серпентинитам приводит к повышению плотности до  $3,4-3,45 \text{ г/см}^3$ , а наложенные на метасоматические серпентиниты калишпатизация и нифелинизация способствуют уменьшению плотности до  $3,09 \text{ г/см}^3$  [8].

Таким образом, в результате различных метасоматических воздействий горные породы претерпевают многократные изменения, сопровождающиеся как уменьшением, так и увеличением плотности на участках измененных пород, т.е. такие участки являющиеся гетерогенными по плотности.

Все исследователи, изучавшие влияние гидротермально-метасоматических процессов на физические свойства горных пород, отмечают резкое изменение пористости, чаще в сторону увеличения, реже — уменьшения. Увеличение пористости в 3—10 раз характерно для пород, претерпевших эйситизацию, скарнирование, серпентинизацию, серцитизацию, березитизацию. Авторами для одного из районов Северного Казахстана установлено, что эффективная пористость гранодиоритов (0,7%) почти не меняется при пропилизации (0,8%) и резко увеличивается при березитизации (до 20%); в отличие от этого эффективная пористость фельзит-порфириров (1%) возрастает под воздействием обоих указанных процессов (до 2%).

Уменьшение количества пор, по данным различных авторов, характерно для эпидотизации, биотитизации осадочных пород, турмалинизации, окварцевания. Если, например, неизменные базальтовые порфириды имеют эффективную пористость 4—6%, то в результате вторичного окварцевания

она уменьшается до 0,9–2,5%. Аналогично гематитизированные породы, как правило, имеют эффективную пористость на 25–30% меньше, чем их негематитизированные разновидности.

Рудный процесс, как отмечают многие исследователи, в отличие от большинства дорудных метасоматических преобразований также приводит к уменьшению пористости в связи с заполнением пор рудными минералами. Так, например, на одном из участков Забайкалья дациты, их лавы и андезитовые порфириды, имеющие пористость соответственно 1,1, 1,6 и 0,7%, характеризуются ее повышением в результате аргиллизации до 2,5, 6 и 2,9%.

В то же время зоны сульфидизации, являющиеся составной частью рудного процесса и наложенные на предрудные аргиллизиты, характеризуются понижением пористости с 6 до 2,2% у лав дацитов и с 2,9 до 1% у андезитовых порфиритов. Однако и в этом случае пористость несколько выше по сравнению с неизменными породами, в результате чего некоторые исследователи делают, на наш взгляд, неверный вывод о том, что рудный процесс приводит к увеличению пористости. На самом деле эта пористость является суммарным итогом двух противоположных процессов.

Обобщая данные многих исследователей, можно отметить, что в зависимости от состава пород при изменении пористости на 1% происходит изменение плотности на 0,02–0,03 г/см<sup>3</sup>. Увеличение пористости на 4–5%, что характерно для некоторых околорудных изменений, приводит к уменьшению плотности на 0,1–0,15 г/см<sup>3</sup>. Рудный и пострудный процессы, приводящие к залечиванию пор, способствуют увеличению плотности пород, уже измененных предрудными процессами, на 0,05–0,10 г/см<sup>3</sup>.

Влияние гидротермально-метасоматических и рудных процессов на величину магнитной восприимчивости зависит как от магнитных свойств исходных пород, так и от свойств минералов-новообразований. Подавляющее большинство минералов, характерных для гидротермальных и рудных процессов, либо являются диамагнетиками, либо обладают слабыми парамагнитными свойствами. При этом исследователями отмечается зависимость магнитной восприимчивости многих минералов (амфиболов, пироксенов, гранатов, биотита, флогопита, карбонатов, касситерита, талька, хлорита и др.) от их железистости и форм вхождения железа в кристаллы. В связи с существенным перераспределением железа в ходе метасоматической переработки пород и последующего рудоотложения наличие подобной зависимости приводит к значительным колебаниям магнитных свойств в пределах различных зон метасоматической колонки даже при близком их минеральном составе.

Уменьшение магнитной восприимчивости наблюдается при образовании вторичных слабомагнитных железосодержащих минералов (хлорита, эпидота, пирита и др.) за счет высокомагнитных железосодержащих минералов (магнетита, пироксенов, роговой обманки и др.) либо при разрушении железосодержащих минералов с высвобождением железа и последующим его выносом. Именно такая направленность изменения минерального состава характерна для процессов стадии кислотного выщелачивания, что обуславливает существенное уменьшение магнитной восприимчивости при березитизации, альбитизации, пропилитизации, образовании вторичных кварцитов и т.д.

Увеличение магнитной восприимчивости происходит при новообразовании ферромагнитных минералов, таких как магнетит, реже пирротин. Магнетит формируется за счет железа, как привнесенного гидротермальными растворами, так и освобождающегося при разрушении железосодержащих парамагнитных минералов. Примерами таких процессов могут слу-

жить хлоритизация биотита, биотитизация и актинолитизация амфиболитов, серпентинизация ультраосновных пород. Интересно, а с поисковой точки зрения важно отметить, что возникновение свободного магнетита и его количество при серпентинизации зависят от характера процесса: автометаморфические серпентиниты по дунитам и гарцбургитам не содержат магнетит, поскольку железо остается в составе серпентина, имеющего в этом случае слабо повышенную или прежнюю магнитную восприимчивость; при аллометаморфической серпентинизации, идущей с привнесением вещества, образуется магнетит и серпентиниты приобретают высокую магнитную восприимчивость [5].

Для процессов ультраметаморфизма и ранней щелочной стадии, протекающих при высоких температурах в условиях высокого окислительного потенциала, также характерно появление магнетита, что приводит к возрастанию магнитной восприимчивости относительно исходных пород.

Магнитная восприимчивость резко возрастает в случае проявления даже самого незначительного процесса гранитизации. В целом же при гранитизации отмечается возрастание магнитной восприимчивости пород от начальной стадии гранитизации до средней и уменьшение ее при дальнейшем развитии процесса [8]. При скарнообразовании (ранняя щелочная стадия) возможно как повышение, так и понижение магнитных свойств исходных пород. Так, например, А.А. Софронов [7] отмечает, что при скарнировании слабomagнитных альбитизированных и окварцованных пород магнитная восприимчивость повышается, а скарнирование магнитных неизмененных вмещающих пород приводит к ее уменьшению до того же уровня. Как правило, большая часть скарнов железорудных и медных месторождений имеет повышенную магнитную восприимчивость — до  $20\,000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ (Шерегешское, Саяк, Соколовское, Сарбайское, Темир-Тау и др.), однако выделяется целая группа месторождений того же генезиса с пониженными (не более  $50 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ) значениями магнитной восприимчивости скарнов (Ауэрбаховское, Куржункульское и др.).

Таким образом, в соответствии с минеральной зональностью метасоматитов наблюдается и определенная зональность изменения магнитных свойств горных пород, зависящая от магнитных свойств основных минералов той или иной зоны и наличия ферромагнетиков. Эта зональность существенно усложняется в пределах рудных полей и месторождений в связи с развитием различных по характеру и совмещенных в пространстве околорудных и рудных изменений.

Подводя итог краткому рассмотрению особенностей физических свойств горных пород в зонах гидротермально-метасоматических изменений, можно сделать следующие выводы. Во-первых, абсолютные значения физических параметров зависят от состава вмещающих пород, минералов-новообразований, соотношения привносимых и выносимых из системы элементов, а также интенсивности процесса. Поэтому абсолютные величины могут быть использованы для выявления и характеристики метасоматитов в пределах достаточно хорошо геологически изученных площадей с тщательной привязкой образцов к литолого-петрографическим разностям пород. Во-вторых, зоны гидротермально-измененных пород характеризуются повышенной пространственной изменчивостью физических свойств, их гетерогенностью, которая соответствует общей области развития метасоматических преобразований, включая промежуточные и внешние зоны. Повышенная изменчивость физических свойств горных пород, на наш взгляд, является более надежным обобщенным признаком зон метасоматитов, чем абсолютные значения физических параметров, но, к сожалению, далеко не однозначным, так как повышенной изменчивостью обладают и некоторые разности неиз-

## Уравнения связи между плотностью и магнитной восприимчивостью

| Изменение в породе                                        | Уравнение связи между $\sigma$ и $K$                                                                                                    |
|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Объемных концентраций минералов при постоянном составе    | $\Delta k = \frac{1}{1 - K_{\Pi}} \frac{\kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta}}{\sigma_{\alpha} - \sigma_{\beta}} \Delta \sigma$              |
| Минерального состава при сохранении объемных концентраций | То же                                                                                                                                   |
| Минерального состава и объемных концентраций минералов    | "                                                                                                                                       |
| Пористости                                                | $\Delta k = \frac{P_{\text{общ}} \sum P_i}{P_{\Sigma_1} P_{\Sigma_2} \sigma_{\alpha}} (\kappa_{\alpha} - \bar{\kappa}_i) \Delta \sigma$ |

$\kappa_{\alpha}, \kappa_{\beta}$  — магнитная восприимчивость взаимозаменяющихся минералов;  $\sigma_{\alpha}, \sigma_{\beta}$  — минеральная плотность взаимозаменяющихся минералов;  $P_{\text{общ}}$  — объем образца;  $P_i$  — объем  $i$ -го минерала;  $P_{\Sigma_1}, P_{\Sigma_2}$  — объем всех минералов в первом и втором образцах;  $\bar{\kappa}$  — средняя магнитная восприимчивость слагающих породу минералов.

мененных горных пород (эффузивы, лавы, туфы, метаморфические комплексы пород).

Указанные особенности используются для разработки петрофизических методов картирования метасоматитов при поисках в пределах рудных полей, которые получили логическое завершение в работе А.А. Смелова [6].

Исследования авторов настоящей статьи позволяют утверждать, что наиболее яркой и устойчивой особенностью гидротермально-измененных пород является закономерное изменение корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью по сравнению с неизменными горными породами.

Теоретическое обоснование характера связей между плотностью и магнитной восприимчивостью горных пород проводилось на математических моделях, базирующихся на известных формулах плотности и магнитной восприимчивости [8], которые после несложных преобразований были приведены к виду, удобному для анализа

$$\sigma = (1 - K_{\Pi}) \sum_{i=1}^N \delta_i V_i,$$

$$k = 1 \sum_{i=1}^N \kappa_i V_i,$$

где  $V_i$  — объемная концентрация  $i$ -го минерала;  $\delta_i, \kappa_i$  — соответственно минеральная плотность и магнитная восприимчивость  $i$ -го минерала;  $K_{\Pi}$  — коэффициент пористости.

С помощью этих выражений были изучены теоретические зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью для некоторых частных и общего случаев. Полученные уравнения связи между плотностью и магнитной восприимчивостью для отдельных случаев приведены в табл. 1.

Из анализа полученных теоретических зависимостей вытекают следующие общие выводы.

1. Характер зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью в горных породах определяется характером связи этих свойств минералов, слагающих горную породу. При наличии положительной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью породообразующих минералов в горной породе будет наблюдаться положительная корреляционная связь между данными физическими параметрами, и, наоборот, в случае отрицательной связи плотности и магнитной восприимчивости для породообразующих минералов связь этих параметров для горной породы будет обратная.

2. Горные породы будут характеризоваться отсутствием какой-либо корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью, если в породе происходит изменение объемных концентраций минералов, одинаковых по одному из рассматриваемых параметров и различающихся по другому.

Расчеты коэффициентов корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью породообразующих минералов показывают, что между этими параметрами для минералов всех генетических групп горных пород (магматических, метаморфических и осадочных) существует тесная положительная корреляционная связь: для породообразующих минералов магматических горных пород коэффициент корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью равен  $+0,74$ , для метаморфических —  $+0,70$  и осадочных —  $+0,61$  (рис. 1)<sup>1</sup>. Из математического моделирования следует, что неизменные горные породы должны характеризоваться наличием положительной корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью. Этот вывод подтверждается практическими расчетами коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью для различных по составу, генезису и возрасту горных пород различных регионов СССР. Во всех случаях значения коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью для неизменных горных пород не ниже  $+0,35$ , а в максимуме приближаются к единице (амфиболиты, железистые кварциты). Наличие тесной положительной связи между рассматриваемыми параметрами для отдельных пород или комплексов отмечают и многие другие исследователи.

В отличие от неизменных горных пород участки развития гидротермально-метасоматических изменений имеют иные корреляционные характеристики плотности и магнитной восприимчивости, вытекающие из особенностей минерального состава, зональности физических свойств и повышенной гетерогенности в их пределах.

Как отмечено выше, характер связи между плотностью и магнитной восприимчивостью горных пород определяется характером связи между данными параметрами слагающих их минералов. Для гидротермально-измененных пород это означает, что для них характер связей между плотностью и магнитной восприимчивостью определяется соотношением свойств минералов-новообразований и минералов, слагающих исходную породу, и устойчивостью этих соотношений в различных зонах метасоматитов.

Если, как показано выше, для основных породообразующих минералов горных пород характерно увеличение и уменьшение плотностных свойств

<sup>1</sup> В статье приняты следующие условные сокращения минералов на рисунках: *Аб* — альбит; *Амф* — амфибол; *Ан* — анкерит; *Ап* — апатит; *Би* — биотит; *Гм* — гематит; *Гр* — гранат; *Дол* — доломит; *Ил* — ильменит; *К* — кальцит; *Кл* — каолинит; *Кв* — кварц; *Ли* — лимонит; *Мк* — микроклин; *М* — монтмориллонит; *Мг* — магнетит; *Му* — мусковит; *Ол* — оливин; *Ог* — олигоклаз; *Орт* — ортоклаз; *Пир* — пирит; *Пи* — пироксен; *Пл* — плагиоклаз; *Ри* — рибекит; *Ру* — рутил; *Се* — серицит; *Сд* — сидерит; *Сф* — сфен; *Хл* — хлорит; *Хр* — хромит; *Эг* — эгирин; *Эп* — эпидот.

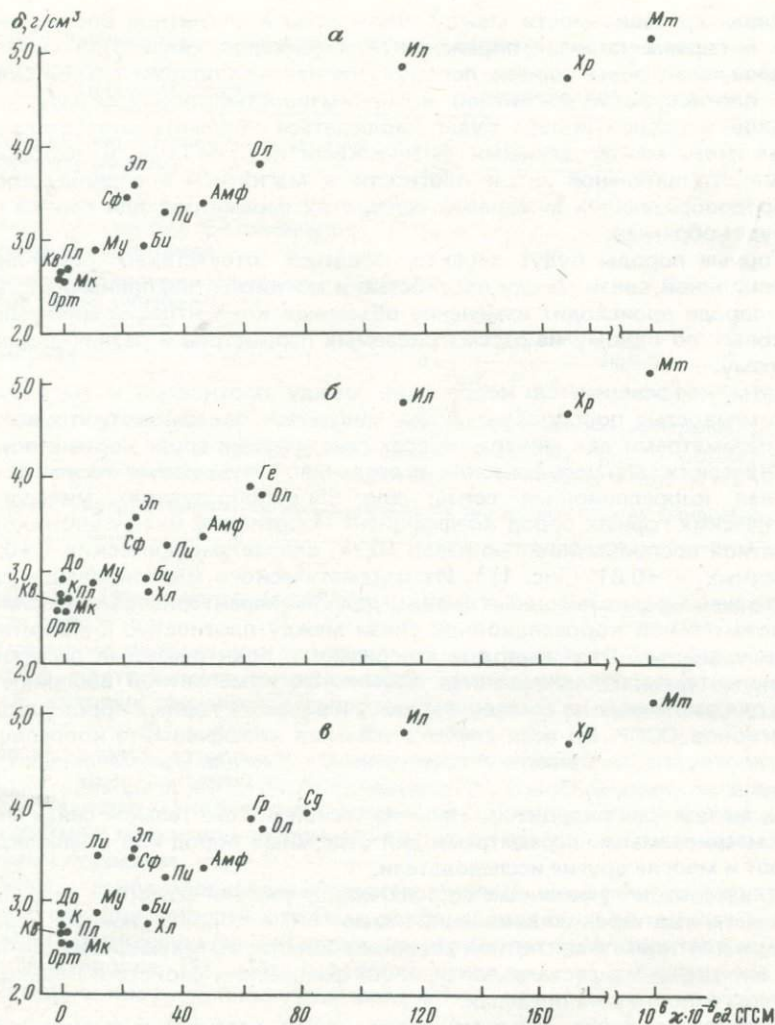


Рис. 1. Поля корреляции удельной магнитной восприимчивости и плотности породообразующих минералов (а — магматических, б — метаморфических, в — осадочных горных пород)

при одновременном соответственном изменении магнитной восприимчивости, то для ассоциаций минералов, присущих зонам гидротермально-метасоматических изменений, далеко не во всех случаях более плотному минералу соответствует более высокая магнитная восприимчивость. Например, два из наиболее плотных минералов, характерных для многих метасоматитов, эпидот ( $\sigma = 3,45 \text{ г/см}^3$ ) и рутил ( $\sigma = 4,23 \text{ г/см}^3$ ) имеют магнитную восприимчивость всего до  $24 \cdot 10^{-6}$  и  $(2-6) \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ соответственно, тогда как один из наиболее легких минералов — серпентин — при плотности  $2,57 \text{ г/см}^3$  имеет магнитную восприимчивость до  $10^4$  ед. СГСМ. Кроме того, среди минералов, слагающих гидротермально-метасоматические зоны, выделяется обширная группа, обладающая высокой по

сравнению с основными породообразующими минералами плотностью при нулевой или отрицательной магнитной восприимчивости, в которую входит и значительная часть рудных минералов. Это, например, пирит — очень характерный минерал для многих зон метасоматитов с плотностью  $5,2 \text{ г/см}^3$  и  $k = -0,2 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ.

Появление в горной породе в значительных количествах даже одного из таких минералов за счет замещения какого-либо из основных породообразующих минералов может привести к нарушению положительной корреляции, характерной для неизмененных пород. В соответствии с теоретическими моделями это будет наблюдаться во всех случаях, когда приращения абсолютных значений рассматриваемых свойств возникают вновь возникающих минералов относительно свойств замещаемого минерала имеют разный знак или когда одно из свойств имеет одинаковые значения, а другое — большие или меньшие.

Как показывает анализ свойств минералов, во многих случаях новообразование в результате гидротермального процесса одного и того же минерала в разных породах по-разному влияет на их корреляционные параметры. Это характерно для большой группы мономинеральных процессов, таких как хлоритизация, биотитизация, актинолитизация, серпентинизация, флогопитизация. Например, амфиболитизация по пироксенитам приводит к резкому уменьшению  $k$  при сохранении плотности, что обуславливает нарушение корреляционной связи, а амфиболитизация пород среднего состава практически не изменяет характера положительной корреляции. Биотитизация по лейкократовым породам приводит к повышению и плотности, и магнитной восприимчивости и не нарушает положительной корреляции, а по породам среднего и основного состава — может привести к ее нарушению в связи с изменением прежде всего магнитных свойств.

Однако, как показывает опыт изучения гидротермально-измененных пород, при преимущественном развитии одного из мономинеральных процессов в результате привноса и перераспределения вещества гидротермальными растворами происходит отложение и других минералов. Так, например, очень часто при серицитизации, развивающейся прежде всего по биотиту, отлагаются карбонаты, эпидот, кварц и нередко пирит. Серпентинизация обычно сменяется карбонатизацией и лиственитизацией, когда развиваются кварц-карбонатные породы с небольшой примесью талька, хлорита и хромовой слюдки. Все эти минералы характеризуются различным соотношением плотностных и магнитных свойств по отношению друг к другу и  $k$  замещаемым ими минералам исходных пород, что обуславливает различные изменения этих свойств и соответственно нарушение корреляции между ними.

Наиболее ярко выражено непостоянство в соотношении плотностных и магнитных свойств для формаций метасоматитов. Прежде всего, как видно из рис. 2, в отличие от основных породообразующих минералов в целом для ассоциации минералов метасоматической колонки, связанной со стадией кислотного выщелачивания, отмечается четкая обратная корреляционная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью (если исключить пирит и гематит), а для минералов щелочной стадии такая связь не наблюдается, хотя можно говорить об общей тенденции к слабой положительной корреляции. Проведенные авторами расчеты степени и характера связи физических свойств минералов, слагающих метасоматическую колонку, связанную с эситизацией, показали, что коэффициент ранговой корреляции характеризуется величиной  $+0,20$ , т.е. незначим [4]; для метасоматической колонки березитизации этот коэффициент для всей совокупности минералов равен  $-0,45$ , а для метасоматической колонки аргиллизаци-

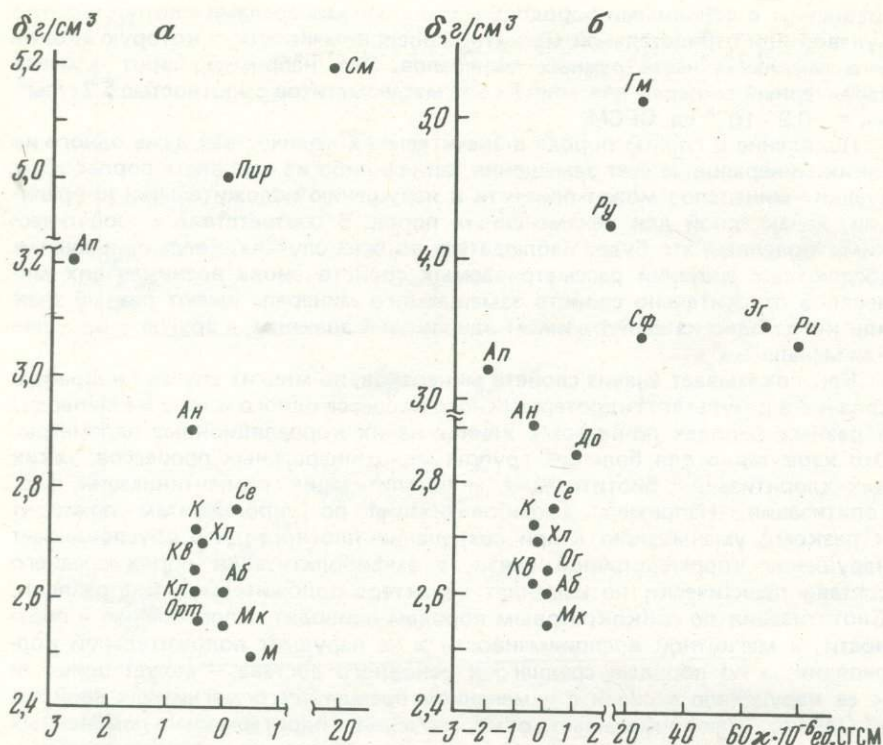


Рис. 2. Поля корреляции удельной магнитной восприимчивости и плотности совокупности минералов (а — стадии кислотного выщелачивания, б — щелочной стадии)

ции  $-0,53$ . Для минералов, слагающих метасоматическую колонку скарнов (ранняя щелочная стадия), коэффициент корреляции между их плотностью и магнитной восприимчивостью характеризуется невысокими положительными (практически незначимыми) значениями: для минералов магнезиальных скарнов коэффициент корреляции  $+0,11$ , а для минералов всех скарнов  $+0,26$ .

Гидротермально-метасоматические образования поздней щелочной стадии (рудной и пострудной) отличаются отрицательной корреляционной связью между плотностью и магнитной восприимчивостью в случае, когда эти процессы приводят к образованию немагнитных минералов, особенно повышенной плотности, и положительной зависимостью в случае образования ферромагнитных минералов. Например, для минералов, входящих в состав молибден-вольфрам-бериллиевых руд в грейзенах, коэффициент корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью равен  $+0,1$ , т.е. незначим.

Таким образом, парагенетические минеральные ассоциации, возникающие при различных гидротермальных процессах, характеризуются в целом низкой корреляционной связью физических свойств минералов, поэтому зоны гидротермально-метасоматических (включая рудные и пострудные) изменений в отличие от неизмененных горных пород выделяются отсутствием какой-либо связи или наличием отрицательной корреляционной зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью.

Рис. 3. График рангового коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью по скважине, вскрывшей зоны гидротермально-метасоматических изменений

1 — трахит-порфиры; 2 — лавобрекчии трахит-порфиров; 3 — туфолоавобрекчии трахитов; 4 — субвулканические трахит-порфиры; 5 — миндалекаменные трахит-порфиры; 6 — сиенитодiorит; 7 — осадочные горные породы; 8 — диабазы; 9 — березитизация

Этот вывод подтверждается многолетними исследованиями корреляционных связей физических свойств горных пород по скважинным, поверхностным и подземным горным выработкам, вскрывающим зоны метасоматитов различных формаций. Во всех случаях подобные зоны (в том числе и рудные) выделяются как участки нарушения корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью или как участки с обратной корреляционной связью.

К участкам нарушения корреляции относятся области со значениями коэффициента корреляции меньше +0,3. Эта граничная величина коэффициента корреляции установлена как по экспериментальным данным (как было отмечено выше, неизменные горные породы характеризуются коэффициентом корреляции не менее +0,35), так и исходя из теории корреляционного анализа (значение коэффициента корреляции меньше +0,3 является границей значимости при выборке порядка 20 значений).

Характер проявления метасоматитов достаточно убедительно иллюстрируется результатами петрофизических исследований по скважине, вскрывшей зоны березитизации на одном из месторождений молибденовой формации (рис. 3). Зоны березитизации совершенно однозначно выделяются на графике рангового коэффициента корреляции незначимыми значениями (от +0,3 до 0).

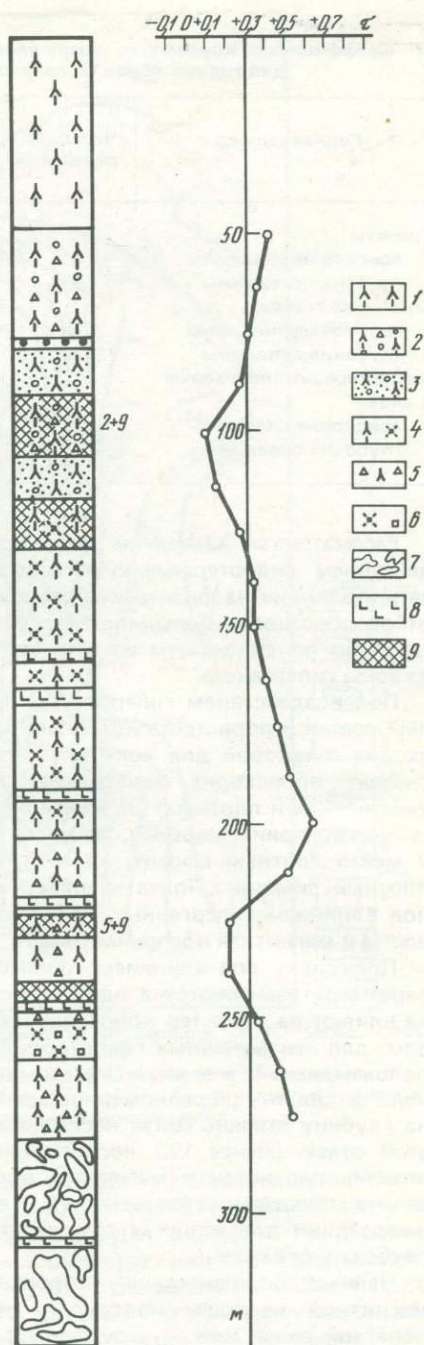


Таблица 2

Коэффициенты корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью для горных пород по поисковым и глубоким скважинам

| Горная порода                   | Число определений | $\bar{\kappa} \cdot 10^{-6}$ , ед. СГСМ | $\sigma$ , г/см <sup>3</sup> | Коэффициент ранговой корреляции |
|---------------------------------|-------------------|-----------------------------------------|------------------------------|---------------------------------|
| Граниты                         |                   |                                         |                              |                                 |
| поисковые скважины              | 64                | 2                                       | 2,54                         | +0,39                           |
| глубокие скважины               | 38                | 4                                       | 2,59                         | +0,42                           |
| Слюдяные гнейсы                 |                   |                                         |                              |                                 |
| поисковые скважины              | 75                | 95                                      | 2,61                         | +0,42                           |
| глубокие скважины               | 30                | 475                                     | 2,72                         | +0,52                           |
| Кварц-серицит-хлоритовые сланцы |                   |                                         |                              |                                 |
| поисковые скважины              | 22                | 15                                      | 2,58                         | +0,53                           |
| глубокие скважины               | 21                | 19                                      | 2,78                         | +0,65                           |

Рассматривая изменение физических свойств горных пород под воздействием гидротермально-метасоматических процессов, нельзя не сказать о влиянии на физические свойства гипергенных процессов, поскольку отбор образцов в большинстве случаев осуществляется либо с поверхности, либо по скважинам из верхних частей погребенного фундамента, т.е. из зоны гипергенеза.

Под воздействием гипергенных процессов также изменяются минеральный состав и пористость исходных пород, причем направленность процесса сходна с таковой для некоторых гидротермальных процессов. В первую очередь происходит разложение темноцветных железистых минералов (магнитных и плотных) на менее железистые с меньшей плотностью и магнитной восприимчивостью; на месте магнетита образуется менее магнитный и менее плотный мартит, на месте мартита — менее магнитный и менее плотный лимонит. Полевые шпаты замещаются каолинитом. В результате под влиянием гипергенных процессов одновременно уменьшаются и плотность, и магнитная восприимчивость.

Поскольку под влиянием гипергенных процессов оба рассматриваемых параметра изменяются в одну сторону (уменьшаются), то эти изменения не влияют на характер корреляционных связей, присущих "свежим" породам: для неизмененных гидротермальными процессами пород она остается положительной, а в зонах метасоматитов — незначимой или обратной. Однако в связи с неравномерностью гипергенных изменений по площади и на глубину степень связи несколько ухудшается, но величина ослабления этой связи (менее 1%) несоизмеримо мала по сравнению с изменением величин плотности и магнитной восприимчивости. Это достаточно убедительно иллюстрируется в табл. 2, где приведены ранговые коэффициенты корреляции для одних и тех же пород по образцам из картировочных и глубоких скважин.

Наличие положительной корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью у неизмененных пород, возникновение обратной связи или ее отсутствие в метасоматически-измененных породах позволяют использовать эту закономерность для выявления и оконтуривания участков околорудных метасоматитов по петрографическим данным. С этой целью авторами разработана методика изучения закономерностей

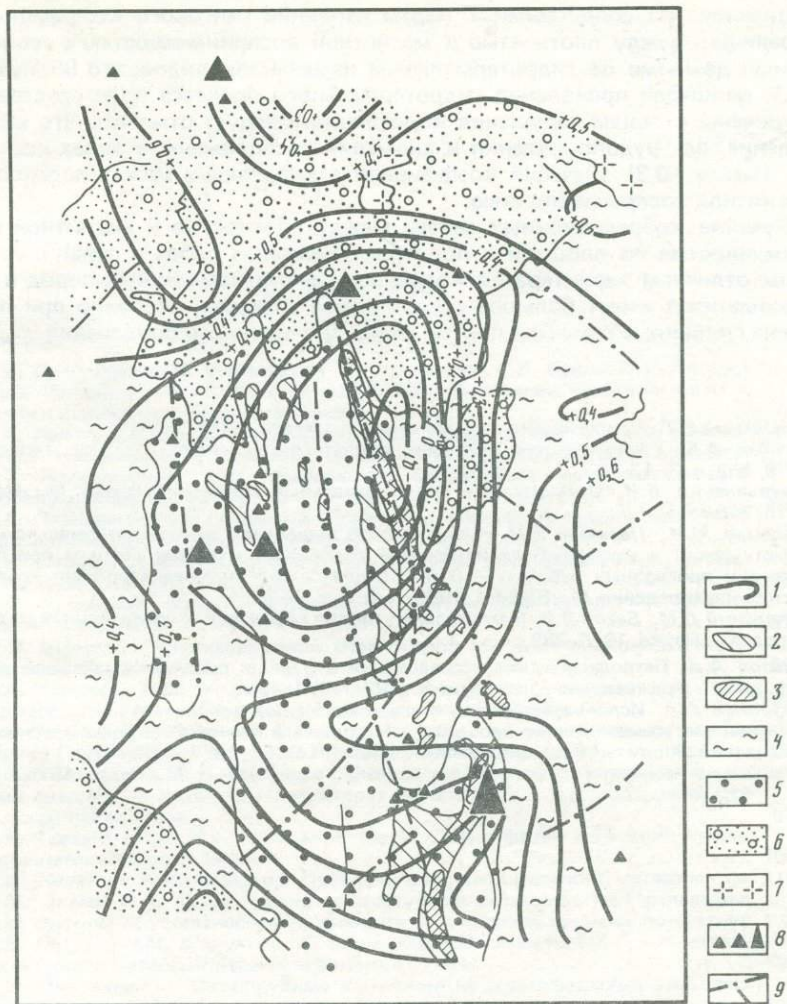


Рис. 4. Карта изолиний рангового коэффициента корреляции (КРК) между плотностью и магнитной восприимчивостью по рудному полю

1 — изолинии КРК; 2 — области аргиллизации; 3 — области эйситизации; 4 — аргиллиты; 5 — песчаники; 6 — четвертичные отложения; 7 — такыры; 8 — аномалии, рудопроявления, месторождение; 9 — тектонические нарушения

пространственного размещения характеристик корреляционной связи, рассчитанных по данным определения плотности и магнитной восприимчивости образцов горных пород, позволяющая выделить на различных стадиях поисковых работ зоны метасоматитов разного иерархического уровня, выделенные по А.Б. Каждану [2]. Основные положения предлагаемой методики вкратце изложены авторами в ранее опубликованной работе [4] и в настоящей статье не рассматриваются. Приведем только пример, иллюстрирующий эффективность этой методики.

На рис. 4 приведена карта изолиний рангового коэффициента корреляции по одному из рудных полей с широким развитием аргиллизации и

эйсификации. Из сопоставления карты изолиний рангового коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью с геологическими данными по гидротермальным изменениям видно, что 90% участков и площадей проявления гидротермального процесса пространственно приурочены к зонам нарушения корреляции. Следует отметить, что месторождение, все рудопроявления и аномалии расположены в зонах незначительных (менее +0,3) значений коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью.

Изучение корреляционных связей между плотностью и магнитной восприимчивостью по площади в процессе поисковых работ в связи с устойчивым отличием характера их корреляции для неизменных пород и зон метасоматитов имеет большое практическое значение, особенно при переходе на глубинные поиски и поиски слабо проявленного оруденения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.
2. *Каждан А.Б.* Геологические критерии уранового оруденения. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 3—13.
3. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.
4. *Пахомов М.И., Пахомов В.И.* Новый способ выделения зон гидротермально-метасоматических и околорудных изменений по петрофизическим данным при поисковых и прогнозных работах. — В кн.: Общая и региональная геология; геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1980, вып. 8, с. 9—20.
5. *Печерский Д.М., Багин В.И.* Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1976. 288 с.
6. *Смелов А.А.* Петрофизические исследования в рудных районах Казахстана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ЛГУ, 1974. 48 с.
7. *Софронов А.А.* Использование плотности и магнитной восприимчивости пород при изучении метасоматических процессов: Методика и техника петрофизических исследований. Апатиты: Геол. ин-т Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 56—57.
8. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых.* М.: Недра, 1976. 527 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                                             |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Предисловие                                                                                                                                                                                 | 3   |
| <i>Л.В. Соловьева, Б.М. Владимиров, В.Г. Семенова, С.Б. Брандт, С.И. Костровицкий.</i> Мантийный метасоматоз и его роль в образовании кимберлитовых и щелочных оливин-базальтовых расплавов | 4   |
| <i>Э.А. Ланда, Ю.П. Шергина, А.М. Ларин, Н.И. Краснова, Г.А. Мурина.</i> Взаимодействие мантийного и корового вещества и метасоматические процессы преобразования кимберлитов               | 19  |
| <i>В.Т. Подвысоцкий, Б.М. Владимиров.</i> Особенности метасоматического преобразования кимберлитов                                                                                          | 30  |
| <i>В.Г. Лазаренков, В.А. Степанов.</i> Зональные фенитовые ореолы щелочных массивов Маймеча-Котуйской провинции                                                                             | 37  |
| <i>Е.Е. Лазыко.</i> Два типа высокотемпературных ультрамафитовых метасоматитов в офиолитах Урала                                                                                            | 45  |
| <i>Ф.В. Кузнецова.</i> Волластонитизация в гранулитовом комплексе Юго-Западного Прибайкалья                                                                                                 | 57  |
| <i>Ю.П. Цылуков.</i> Кремнещелочной метасоматоз зон дислокационного метаморфизма в Приамурье                                                                                                | 69  |
| <i>С.А. Руденко, Ж.М. Кузнецов.</i> Метасоматиты ийолит-уртитового и ювирсчорритового комплексов Хибинского щелочного массива                                                               | 76  |
| <i>Г.С. Порохов, Т.И. Логинова.</i> Метасоматиты скарново-магнетитовых месторождений Главного железорудного пояса Тургайского прогиба                                                       | 85  |
| <i>А.А. Амиржанов, А.Е. Воронцов.</i> О природе "автореакционных магнезиальных скарнов" в трубчатых структурах железорудных месторождений юга Сибирской платформы                           | 93  |
| <i>Е.Н. Грэмечицкий, Н.Г. Зиновьева.</i> Минеральные фации формации кварцполевошпатовых метасоматитов                                                                                       | 104 |
| <i>П.Ф. Иванкин, Н.И. Назарова.</i> Проблема восстановительного метасоматоза                                                                                                                | 115 |
| <i>И.М. Экман, Р.А. Хазов.</i> Низкотемпературные метасоматиты Приладожья                                                                                                                   | 122 |
| <i>В.Ю. Эшкин.</i> Хрусталеносные метасоматиты и их формационное положение                                                                                                                  | 128 |
| <i>Б.В. Петров, Н.М. Шемякина.</i> О формационной самостоятельности низкотемпературных метасоматитов базификатного ряда                                                                     | 136 |
| <i>Б.И. Омеляненко.</i> Околорудные изменения на стратиформных урановых месторождениях плато Колорадо                                                                                       | 145 |
| <i>В.А. Головин, О.В. Андреева.</i> О цеолит-монтмориллонитовом типе метасоматитов в связи с урановым оруденением                                                                           | 152 |
| <i>А.Г. Злотник-Хоткевич.</i> Минеральные продукты палагонитизации субмаринных базальтов и их роль в образовании и локализации колчеданных руд                                              | 160 |
| <i>А.Г. Бороденков, Н.Н. Перцев.</i> Околожильная зональность в продуктах изменения океанских базальтов                                                                                     | 172 |
| <i>О.В. Андреева, В.А. Головин, Б.И. Омеляненко.</i> К вопросу о критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов                                                         | 180 |
| <i>Е.Д. Кравцов.</i> Особенности сульфатного метасоматоза сульфидных руд в криолитозоне                                                                                                     | 189 |
| <i>О.Н. Грязнов, В.И. Чесноков, В.В. Григорьев, Ю.А. Дворников, В.А. Елохин.</i> Метасоматическая зональность восточного склона Полярного Урала                                             | 198 |
| <i>В.В. Шатов, В.Н. Ващенко.</i> Региональная метасоматическая зональность Прииртышского района Рудного Алтая и ее использование для прогноза колчеданного оруденения                       | 210 |
| <i>Ю.А. Богдасаров.</i> Вертикальная зональность и фациальность карбонатитовых метасоматитов                                                                                                | 224 |
| <i>В.П. Рогова, О.Н. Корниенко, О.М. Москалев, В.В. Давыдов, Л.Ф. Ермачен</i>                                                                                                               |     |

|                                                                                                                                                                              |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| ко. Соотношение региональной и локальной зональности низкотемпературных метасоматитов активизированных областей . . . . .                                                    | 231 |
| ✓ <i>А.П. Казак, Э.А. Багдасаров.</i> Эволюция метаморфитов офиолитовой ассоциации (на примере Урала) . . . . .                                                              | 237 |
| ✓ <i>В.Л. Русинов.</i> Условия проявления вертикальной метасоматической зональности . . . . .                                                                                | 247 |
| <i>О.П. Ушаков.</i> О вертикальной метасоматической зональности золото- и ураноносных березитов . . . . .                                                                    | 257 |
| <i>В.Б. Чекваидзе.</i> Вертикальная метасоматическая зональность и морфогенетические типы ореолов околорудных изменений колчеданно-полиметаллических месторождений . . . . . | 259 |
| <i>К.В. Подлесский, Д.К. Власова, П.Ф. Кудрия, В.А. Боронихин.</i> Зональность апоскарнового (медно-сульфидного) оруденения на месторождении Куру-Тегерек . . . . .          | 266 |
| <i>Х.Х. Лайпанов, С.Д. Шер.</i> Зональность метаморфических и метасоматических образований на золоторудных месторождениях . . . . .                                          | 277 |
| <i>Г.П. Зарайский, Ф.М. Стояновская.</i> Экспериментальное изучение зональности и физико-химических условий образования биметасоматических скарнов . . . . .                 | 283 |
| <i>Д.И. Царев.</i> Фрагментарный метасоматоз . . . . .                                                                                                                       | 309 |
| <i>Е.В. Добровольский.</i> Роль экспериментальных кинетических исследований при моделировании метасоматических процессов . . . . .                                           | 320 |
| <i>В.И. Пахомов, М.И. Пахомов.</i> Петрофизические особенности околорудных метасоматитов . . . . .                                                                           | 329 |

УДК 549.6.552.333.4:552.323.6:571

**Мантийный метасоматоз и его роль в образовании кимберлитовых и щелочных оливин-базальтовых расплавов.** Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Семенов В.Г., Брандт С.Б., Костровицкий С.И. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Изучение глубинных парагенезисов из включений в щелочных базальтах и кимберлитах свидетельствует о мощных процессах мантийного метасоматоза, проявляющегося до плавления на уровне формирования мантийных протоочагов. В шпинелевой зоне мантии перед развитием щелочных базальтоидных расплавов метасоматоз приводит к развитию минеральных ансамблей из Al-авгита, амфибола, Ti-флогопита, апатита, реже ильменита. В гранатовой зоне мантии — в области развития кимберлитовых расплавов — наложенная минеральная ассоциация представлена пикроильменитом, флогопитом, рутилом, цирконом, сульфидами, титанистым гранатом, клинопироксеном, апатитом. Метасоматическое преобразование безводных мантийных субстратов приводит к привносу целого ряда петрогенных и редких элементов, обогащающих затем селективные выплавки. Ил. 8. Библиогр. 22 назв.

УДК 551.14/15+553.22

**Взаимодействие мантийного и корового вещества и метасоматические процессы.** Ланда Э.А., Шергина Ю.П., Ларин А.М., Краснова Н.И., Мурина Г.А. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Рассматриваются три типа взаимодействия мантийного и корового вещества: 1) селективно-контаминационный — вещество, поступающее в кору из мантии, в той или иной степени обогащается коровым материалом (карбонатитовые массивы); 2) наложено-метасоматический с участием ювенильных растворов — коровые породы, образовавшиеся в ходе того или иного тектоно-магматического этапа, обогащаются мантийным веществом под действием глубинных растворов, возникших на том же этапе; 3) эволюционный — мантийное вещество меняет свои характеристики без участия корового материала, но при выносе части вещества в окружающие коровые породы. Метасоматические процессы в одних случаях способствуют взаимодействию, в других — зависят от него. Табл. 2. Ил. 4. Библиогр. 19 назв.

УДК 552.323.6

**Особенности метасоматического преобразования кимберлитов.** Подвысоцкий В.Т., Владимиров Б.М. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Метасоматическое преобразование кимберлитов — сложный и многостадийный процесс, при котором гидратация и карбонатизация неоднократно сменяли друг друга во времени. Наиболее ранние стадии серпентинизации и кальцификации первичных минералов во вкрапленниках и в основной массе сменялись наложенными процессами серпентинизации и карбонатизации. Многие характерные элементы кимберлитов (Ni, Co, Cr, Nb, Zr и др.) при замещении первичных минералов из породы не выносились, а захватывались вторичными метасоматическими, в результате чего геохимическая специализация сильно измененных кимберлитов отражена в серпентин-карбонатной минерализации. Ил. 7 Библиогр. 12 назв.

УДК 553.232:552.33:553.641

**Зональные фенитовые ореолы щелочных массивов Маймеча-Котуйской провинции.** Лазаренков В.Г., Степанов В.А. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

На материале развитых вокруг массивов Маган и Ыраас широких фенитовых ореолов, имеющих отчетливо зональное строение, устанавливается новый тип метасоматической колонки, по-видимому, наиболее полный для фенитовых ореолов щелочных интрузий. Апатитовая минерализация пространственно перекрывает ряд телескопированных зон контактово-метасоматических изменений. Ил. 2. Библиогр. 11 назв.

УДК 552.321.6:553.22

**Два типа высокотемпературных ультрамафитовых метасоматитов в офиолитах Урала.** Лазаренков Е.Е. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Рассмотрены проблемы генезиса жильных ультрамафитов в гарцбургитах, краевых дунитах и породах такситового комплекса в офиолитах. Доказы-

ваются метасоматическая гипотеза формирования указанных образований. Полученные данные позволяют говорить о присутствии в офиолитах серий ультрамафитовых метасоматитов: инфильтрационно-метасоматических жильных пород в гарцбургитах и диффузионно-биметасоматических образований такситового комплекса. Предполагается, что возникновение первых обусловлено перераспределением вещества материнских гарцбургитов под действием водного флюида в условиях высоких  $T$  и  $P$ , а вторые формировались при взаимодействии метасоматических краевых дунитов и магматогенных габброидов офиолитов. Табл. 2. Ил. 5. Библиогр. 23 назв.

УДК 552.4:552.161

**Волластонитизация в гранулитовом комплексе Юго-Западного Прибайкалья.** Кузнецов Ф.В. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Изложены результаты изучения волластонитовой минерализации в гранулитовом комплексе пород. Установлено, что все проявления волластонит-содержащих пород сконцентрированы в контактовых ореолах габбро-мангерит-сиенитовых интрузий. Выделены три стадии волластонитизации, которые связаны с внедрением интрузий габброидов, мангеритов-сиенитов и с поздними жилами гранит-пегматитов. Сделан вывод о более позднем наложенном характере волластонитовой минерализации в гранулитовом комплексе Юго-Западного Прибайкалья. Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 21 назв.

УДК 553.22:552.44 (571.62)

**Кремнещелочной метасоматоз зон дислокационного метаморфизма в Приамурье.** Цыпук Ю.П. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Приводится геолого-геохимическое описание ареалов гидротермального изменения углеродистых терригенных толщ. Дана характеристика региональной метасоматической зональности и локально развитых кварц-альбитовых метасоматитов. Выделена устойчивая ассоциация пороодо- и рудообразующих элементов, определившая петрохимический профиль и геохимическую специализацию многостадийных гидротермальных процессов. Формирование ареалов связывается с неравномерным распределением геодинамических нагрузок при дислокациях толщ и активизацией метаморфогенных растворов, ответственных за перераспределение петрогенных и рассеянных элементов. Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 12 назв.

УДК 553.064:552.33:552.32

**Метасоматиты ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплексов Хибинского щелочного массива.** Руденко С.А., Кузнецов Ж.М. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

На постмагматическом этапе становления ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплексов Хибин процессы перекристаллизации мелкозернистых ийолитов приводят к образованию крупнозернистых и пегматоидных ийолит-уртитов и пироксен-нефелиновых пегматитов. В результате калишлатизации названных пород образуются ювиты, рисчорриты и полевошлатовые пегматиты. Метасоматическая апатитовая, рудная и редкометаллическая минерализация является наложенной на ийолит-уртиты и ювит-рисчорриты. Табл. 2. Ил. 1. Библиогр. 21 назв.

УДК 553.311.2 (574.21)

**Метасоматиты скарново-магнетитовых месторождений Главного железорудного пояса Тургайского прогиба.** Поротов Г.С., Логинова Т.И. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Метасоматиты приурочены к скарново-рудным зонам, которые контролируются синвулканическими структурными элементами палеовулканических аппаратов. Различается несколько порядков метасоматической зональности. Магнетитовые руды занимают определенное место в метасоматических колонках и закономерно меняют свой состав с глубиной. Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 17 назв.

УДК 552.323.6:553.31 (571.53)

**О природе "автореакционных магниальных скарнов" в трубчатых структурах железорудных месторождений юга Сибирской платформы.** Амирожаев А.А., Воронцов А.Е. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

По комплексу признаков "скарны" (оливинсодержащие или существенно оливиновые породы) определены как первично-магматические ультра-

основные породы, многие метасоматические процессы в которых (пироксенизация, амфиболитизация, хлоритизация) сопряжены с преобразованием обломочного материала; формирование пироксен-гранатовых пород ("авто-реакционные известковые скарны") параллелизируется с процессами ридингитизации. Приводятся факты сходства ультрасосновных пород и кимберлитов, не противоречащие структурно-геологическим условиям локализации месторождений. Табл. 2. Ил. 4. Библиогр. 18 назв.

УДК 553.22

**Минеральные фации формации кварц-полевошпатовых метасоматитов.** Г р а м е н и ц к и й Е.Н., З и н о в ь е в а Н.Г. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

На основе анализа парагенезисов метасоматитов кварц-полевошпатовой формации выделены фации температуры, щелочности, различного режима кислорода и серы. Приведены результаты экспериментального моделирования образования колонок по гранатовому скарну. Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 20 назв.

УДК. 553.214.8+553.242.5

**Проблема восстановительного метасоматоза.** И в а н к и н П.Ф., Н а з а р о в а Н.И. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Обосновывается развитие метасоматоза под воздействием флюидов с водород-углеродородной специализацией. Показателем такой специализации является образование в породах графита и карбидов металлов. Приведены примеры графитсодержащих метаморфических, метасоматических пород и руд. Табл. 1. Библиогр. 15 назв.

УДК 551.3:553.22 (470.22)

**Низкотемпературные метасоматиты Приладожья.** Э к м а н И.М., Х а з о в Р.А. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Рассматриваются низкотемпературные метасоматиты, образовавшиеся в процессе химического выветривания скарново-грейзеновой залежи, нарушенной разрывной тектоникой. Приводятся сведения об их гранулометрическом и вещественном составе. По измененным пироксеновым скарнам развивается существенно разбухающий хлорит (гидрохлорит), а по апоскарновым грейzenам — гидрослюдисто-монтмориллонитовый агрегат. Отмечаются некоторые задачи поисковой практики. Табл. 3. Ил. 2. Библиогр. 4 назв.

УДК 553.24:553.576:551.263

**Хрусталеносные метасоматиты и их формационное положение.** Э ш к и н В.Ю. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

На основании изучения минерального состава метасоматитов, сопутствующих хрусталенным гнездам, закономерностей формирования измененных пород и типоморфных особенностей минералов выделяется формация хрусталеносных метасоматитов. Она подразделяется на субформации кислотного и щелочного метасоматоза и включает различные по минеральному составу фации. Табл. 1. Библиогр. 19 назв.

УДК 553.242.9

**О формационной самостоятельности низкотемпературных метасоматитов базификатного ряда.** П е т р о в Б.В., Ш е м я к и н а Н.М. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Обосновывается выделение формации низкотемпературных метасоматитов базификатного ряда, которая подразделяется на субформации хлоритовых и карбонатных метасоматитов в соответствии с составом центральной зоны. Приведены описания месторождений, сопровождающихся хлоритизацией и карбонатизацией. Показано, что базификатные метасоматиты часто являются синрудными и представляют собственно рудное тело. Метасоматиты формируются преимущественно в диапазоне температур 200–300° С, причем для образования хлоритовых разностей благоприятны условия низкой концентрации CO<sub>2</sub> при pH выше 6,5, а карбонатных — условия высокой концентрации CO<sub>2</sub> при pH от 6 до 8. Ил. 4. Библиогр. 12 назв.

УДК 553.495.277.24

**Околорудные изменения на стратиформных урановых месторождениях плато Колорадо.** О м е л ь я н е н к о Б.И. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Систематизированы литературные данные по околорудным изменениям стратиформных месторождений урана в США и проанализированы вопросы их генезиса. Показано, что восходящее движение растворов, их повышенная температура, аргиллизация вмещающих пород и другие особенности могут быть объяснены с позиций как экзогенно-эпигенетической, так и гидротермальной концепций. Гидротермальная концепция наиболее убедительно подтверждается последовательностью процессов минералообразования, выражающейся в смене аргиллизации карбонизацией и хлоритизацией и свидетельствующей о проявлении кислотно-щелочной эволюции растворов. Библиогр. 17 назв.

УДК 553.242.9+553.495

**О цеолит-монтмориллонитовом типе метасоматитов в связи с урановым оруденением.** Г о л о в и н В.А., А н д р е е в а О.В. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Цеолит-монтмориллонитовые метасоматиты являются своеобразной фацией гидротермальных аргиллизитов и встречаются как совместно, так и независимо от наличия уранового оруденения. Они имеют наложенный характер по отношению к рудовмещающим метасоматитам кислотного выщелачивания и пространственно тяготеют к полям базальтоидного вулканизма. Наряду с преобладающими монтмориллонитом и цеолитами в метасоматитах развиты селадонит, смешанно-слоистые минералы ректоритового типа, реже шамозит, кристобалит, кварц. Формирование их происходило в близонейтральной или слабощелочной обстановке, при температуре менее 160° С. Предполагается, что возникновение уранового оруденения в метасоматитах возможно либо при проработке пород, первично обогащенных ураном, либо при наложении цеолит-монтмориллонитового изменения на более раннее оруденение. Табл. 2. Ил. 1. Библиогр. 18 назв.

УДК 553.22:552.323.5

**Минеральные продукты палагонитизации субмаринных базальтов и их роль в образовании и локализации колчеданных руд.** З л о т н и к-Х о т к е в и ч А.Г. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Рассмотрены хлоритовые, железистоокисные и марганцево-железистоокисные осадки, пространственно ассоциирующие с залежами колчеданных руд. На основе минералогических, геохимических и геофизических наблюдений предполагается связь этих образований с палагонитизацией стекловатых базальтов в субмаринных условиях. Наблюдаемое замещение железистоокисных осадков сульфидами и особенности распределения содержаний Fe в рудах колчеданных месторождений различных типов позволяют предполагать, что палагонитовые осадки являются основным источником железа для образования сульфидов, что объясняет связь колчеданного оруденения с дезинтегрированными базальтовыми стеклами в пространстве и во времени. Табл. 2. Ил. 3. Библиогр. 20 назв.

УДК 553.22:552.333.5

**Околодильная зональность в продуктах изменения океанских базальтов.** Б о р о д е н к о в А.Г., П е р ц е в Н.Н. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Рассмотрены физико-химические условия возникновения различных типов околотрещинной метасоматической зональности в океанских базальтах. Предполагается, что исследуемые объекты формировались при существенной роли кинетических факторов, так как в одной зоне наблюдается различный состав минеральных фаз, что принципиально отличает их от колонки классического типа. Для истолкования наблюдаемых закономерностей предложены физико-химические модели. Первая рассматривает изменение количественных минеральных соотношений в зонах колонки как следствие только различной степени проработки исходной породы просачивающейся морской водой. Вторая учитывает дополнительные факторы — перемещение основных минералообразующих элементов (Fe<sup>3+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Si<sup>4+</sup>) по колонке на фоне градиентов активностей K<sup>+</sup> и O<sub>2</sub>, обуславливающее преимущественное обогащение отдельных зон колонки тем или иным минералом. Инверсия зон, приводящая к смене типа колонки, вероятно, происходит в результате изменения соотношения K<sup>+</sup>/O<sub>2</sub> в пользу K<sup>+</sup> в исходной океанской воде при ее просачивании в глубь базальтовых пластов и реакции с субстратом. Табл. 2. Ил. 1. Библиогр. 8 назв.

УДК 553.241.2:553.612

**К вопросу о критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов.** Андреева О.В., Головин В.А., Омельяненко Б.И. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Наиболее информативным критерием разграничения гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания является наличие или отсутствие тонкочешуйчатых диоктаэдрических светлых калиевых слюд. Эти слюды развиваются при гидротермальном изменении пород и не образуются в процессе формирования кор выветривания, что подтверждается расчетно-экспериментальными данными и наблюдениями над минералообразованием в областях современного вулканизма. Морфология, глубина залегания, размеры и зональность метасоматических тел, физико-механические свойства пород могут использоваться в качестве дополнительных критериев. Табл. 2. Ил. 1. Библиогр. 27 назв.

УДК 553.068.41

**Особенности сульфатного метасоматоза сульфидных руд в криолитозоне.** Кравцов Е.Д. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Описаны морфология и минеральный состав криогенных зон окисления, приведены закономерности изменения параметров рудных тел в процессе окисления, изложены особенности генезиса сульфатных зон окисления в криолитозоне при отсутствии легкоподвижных водных растворов и ограниченном поступлении кислорода путем диффузии через толщу мерзлых пород. Показано, что сульфатный метасоматоз протекает при отсутствии выноса продуктов реакций с увеличением массы и объема окисляющейся руды. Табл. 2. Ил. 2. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.22:553.3/4

**Метасоматическая зональность восточного склона Полярного Урала.** Грязнов О.Н., Чесноков В.И., Григорьев В.В., Дворников Ю.А., Елохин В.А. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Рассмотрены типы рудоносных метасоматических формаций Полярного Урала, геологические условия образования, состав, метасоматические колонки, металлогеническая специализация. Установлена латеральная и вертикальная полиформационная метасоматическая зональность района. Описаны типы зональности и возможные причины их возникновения. Табл. 3. Ил. 1. Библиогр. 12 назв.

УДК 553.22 (571.15)

**Региональная метасоматическая зональность Прииртышского района Рудного Алтая и ее использование для прогноза колчеданного оруденения.** Шатов В.В., Ващенко В.Н. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Региональная метасоматическая зональность центральной части Прииртышского района Рудного Алтая определяется сложным сочетанием участков развития альбитофир-березитовой, фельдшпатолит-скарново-пропилитовой, пропилит-серицитовой и фельдшпатолит-скарново-грейзеновой зон, отвечающих соответственно субмаринной вулканогенной, плутогенной, тектоногенной и метаморфогенной вспышкам гидротермальной деятельности. Показано, что разнообразные колчеданные месторождения являются в общем случае сложными полигенными и полихронными образованиями, связанными с развитием этой зональности. По сочетанию отмеченных факторов изученные рудные объекты подразделены на три группы: собственно вулканогенные, вулканогенно-тектоногенные и вулканогенно-плутогенные. Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 21 назв.

УДК 553.061.5.22'26

**Вертикальная зональность и фаціальность карбонатитовых метасоматитов.** Багдасаров Ю.А. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Вертикальная протяженность в земной коре пород карбонатитовых комплексов является, вероятно, рекордной среди всех других рудно-петрографических серий, достигая нескольких десятков километров. Механизм карбонатитообразования закономерно сменяется снизу вверх — от метамати-

ческого в глубинных зонах к метасоматическому инфильтрационного типа в мезоабиссальных фациях и интрузивному, а затем эффузивному в приповерхностных фациях. Основная масса полезной минерализации тяготеет к глубинным фациям. Породы апатитолитового состава, как и карбонаты, также обнаруживают гетерогенность, что показано на примере массивов Маймеча-Котуйской провинции, относящихся к гипабиссальной фации глубинности. Ил. 1. Библиогр. 14 назв.

УДК 553.2:553.22

**Соотношение региональной и локальной зональности низкотемпературных метасоматитов активизированных областей.** Рогова В.П., Корниенко О.Н., Москалева О.М., Давыдов В.В., Ермаченко Л.Ф. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

В активизированных подвижных областях гидротермально-метасоматические изменения пород охватывают блоки в десятки и сотни квадратных километров — это кварц-калишпатовые и кварц-альбитовые изменения, грейзенизация, пропилитизация, цеолитизация, березитизация, аргиллизация. Региональные ареалы аргиллизации контролируют проявления эпитермального оруденения и представлены тремя фаціальными типами: каолинит-монтмориллонит-иллитовым; монтмориллонит-иллитовым; иллитовым, отвечающими трем уровням региональной метасоматической зональности вулканических депрессий и приразломных впадин. Локальные метасоматиты в каждом из перечисленных ареалов имеют своеобразные состав и характер внутренней зональности, а также контролируют различные проявления гидротермального рудообразования. Ил. 3.

УДК 552.4:552.321.6 (470.5)

**Эволюция метаморфитов офиолитовой ассоциации (на примере Урала).** Казак А.П., Багдасаров Э.А. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Изучение метаморфитов офиолитовой ассоциации на примере Урала позволило выделить среди них два генетических типа: апогипербазитовые и апогаббровые, пространственно ассоциирующие с породами дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций. Для всех метаморфитов офиолитовой ассоциации достаточно определено установлена многоэтапность и длительность эволюции исходных мафитов. Эти образования представляют единый метаморфно-метасоматический эволюционный ряд с регрессивным характером направленности минералообразования. Табл. 4. Ил. 2. Библиогр. 6 назв.

УДК 553.261

**Условия проявления вертикальной метасоматической зональности.** Русинов В.Л. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Для возникновения вертикальной метасоматической зональности наиболее благоприятна область малых и умеренных глубин. Главным фактором, определяющим строение зональности, является градиент температуры, а в наиболее приповерхностных условиях — также и градиент фугитивности кислорода. Динамические факторы, обуславливающие дифференциацию гидротермальных растворов в восходящем потоке, вызывают разделение в пространстве при благоприятных условиях более ранних процессов кислотного выщелачивания и следующих за ними — сопряженного осаждения. Степень контрастности возникающей зональности зависит от геологоструктурных условий. Тренды вертикальной зональности для месторождений разного типа на диаграмме  $T$ - $pH$  различно ориентированы в зависимости от геологических условий. Как правило, величины градиентов  $T$  и  $fO_2$  при возникновении околорудной метасоматической и рудной зональности близки. Ил. 5. Библиогр. 20 назв.

УДК 553.22: (553.411+553.495)

**О вертикальной метасоматической зональности золото- и ураносных березитов.** Ушаков О.П. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984.

Сравнение минеральных особенностей золото- и ураносных березитов показывает, что ураносные березиты более низкотемпературные образования, чем золотоносные. В золотоносных березитах иногда наблюдается уменьшение с глубиной содержания кварца и сульфидов и увеличение карбонатов и светлых слюд; в ураносных — увеличение к поверхности карбонатов и сульфидов, а с глубиной — хлорита. Это указывает на возможность взаимоперехода обоих типов березитов в виде обратной зональности, встречающейся на урановых месторождениях и, как следствие этого, на смену по вертикали золотого оруденения урановым. Ил. 2. Библиогр. 5 назв.

УДК 553.26.22

**Вертикальная метасоматическая зональность и морфогенетические типы ореолов околорудных изменений колчеданно-полиметаллических месторождений. Чекавидзе В.Б. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.**

По структуре вертикальной зональности ореолы околорудных изменений колчеданно-полиметаллических месторождений подразделяются на два морфогенетических типа: закрытый и открытый. Первый характеризует объекты с закономерным перекрытием зон гипогенного выщелачивания зонами осаждения; второй тип определяет объекты с преимущественным развитием зон выщелачивания. В каждом типе выделяются два подтипа: телескопированный и нетелескопированный, характеризующие соответственно наличие или отсутствие поздних рудно-метасоматических масс, наложенных на метасоматиты выщелачивания. Формирование ореолов закрытого типа связывается с глубинными условиями минералообразования, а ореолов открытого типа — с приповерхностными условиями, при которых выщелоченные компоненты выводятся за пределы системы околорудного метасоматизма. Телескопирование метасоматитов связывается с кислотно-основной дифференциацией растворов, проявленной в разной степени в зависимости от протяженности путей инфильтрации гидротерм. Табл. 2. Ил. 2 Библиогр. 20 назв.

УДК 553.436 (575)

**Зональность апоскарнового (медно-сульфидного) оруденения на месторождении Куру-Тегерек. Подлесский К.В., Власова Д.К., Кудря П.Ф., Бородин В.А. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.**

Установлена генетическая связь магнетитовых и продуктивных медно-сульфидных руд с магнезиальными и известковыми скарнами и апогранитоидными кварц-серицитовыми метасоматитами. Выявлена горизонтальная и вертикальная зональность в распределении руд: магнетитовые руды локализованы в магнезиальных скарнах, тяготеющих к внешним частям скарновых тел, а сульфидные руды (с пирротинном, халькопиритом и пиритом) — в известковых скарнах, приуроченных к внутренним частям этих тел. На более низких гипсометрических уровнях месторождения развиты сульфидно-кварцевые руды с халькопиритом, мышьяксодержащим пиритом, арсенипиритом, молибденитом. Сделана попытка выявить некоторые физико-химические параметры образования руд. Температура образования магнетитовых руд не ниже 600–500° С, сульфидных — 478–245° С; парциальное давление серы для магнетит-сульфидных и сульфидных руд равно соответственно  $10^{0-14}$  и  $10^{6-14}$  Па; парциальное давление кислорода  $10^{1-5-7}$  Па. Табл. 3. Ил. 4. Библиогр. 15 назв.

УДК 553.411.241/242

**Зональность метаморфических и метасоматических образований на золоторудных месторождениях. Лаипанов Х.Х., Шер С.Д. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.**

На золоторудных месторождениях выделяются два формационных зональных ряда измененных пород: вулканогенный и плутоногенный. Они различаются геологическими условиями формирования, основными формациями метасоматитов и руд и геохимическими особенностями сопутствующей минерализации. Табл. 1. Библиогр. 18 назв.

УДК 553.22:550.89:549.07

**Экспериментальное изучение зональности и физико-химических условий образования биметасоматических скарнов. Зарайский Г.П., Стояновская Я.Ф.М. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.**

С помощью метода экспериментального моделирования получено и исследовано 520 биметасоматических зональных колонок, образованных при контактовом взаимодействии гранодиорита с известняком и доломитом, в широком интервале изменения  $T$ ,  $X_{CO_2}$ , рН и состава растворов. Колонки, соответствующие известковым скарнам, формируются в диапазоне температур 550–800° С при участии близнейтральных растворов типа NaCl, KCl, CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>. Для образования магнезиальных скарнов благоприятны температуры 500–850° С и выше и более щелочные условия (растворы типа Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, NaOH, NaF, KF, NaCl, KCl). Установлено, что глинозем приобретает заметную подвижность только при температурах выше 800° С, поэтому формирование обогащенных глиноземом экзоскарновых зон возможно лишь в высокотемпературных условиях. Табл. 5. Библиогр. 14 назв.

УДК 553.22

**Фрагментарный метасоматоз.** Ц а р е в Д.И. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Рассмотрены геолого-физические основы малоизученных форм метасоматоза, при которых за счет одной исходной породы формируются пестрые по составу и структурно-текстурным особенностям фрагментарные метасоматиты, похожие на моно- и полимиктовые брекчии различного генезиса, конгломераты, туфы, миндалекаменные лавы и др. Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.41:553.22:549.01.001.5

**Роль экспериментальных кинетических исследований при моделировании метасоматических процессов.** Д о б р о в о л ь с к и й Е.В. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Обсуждаются следующие задачи экспериментального изучения кинетики метасоматических процессов при математическом и физическом их моделировании: 1) исследование механизма замещения как последовательности физико-химических стадий процесса; 2) получение кинетического уравнения процесса; 3) численное определение констант, входящих в кинетическое уравнение и математическую модель изучаемого процесса. Приводятся примеры использования кинетических данных в математических моделях. Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 30 назв.

УДК 552.08:53+553.24

**Петрофизические особенности околорудных метасоматитов.** П а х о м о в В.И., П а х о м о в М.И. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984.

Рассматриваются изменения плотности и магнитной восприимчивости горных пород под воздействием различных гидротермально-метасоматических процессов. Опираясь на результаты математического моделирования физических свойств, авторы приходят к выводу о наличии положительной корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью для неизменных горных пород независимо от их возраста, состава и генезиса. Процессы гипергенных изменений не нарушают отмеченную зависимость. В то же время гидротермально-метасоматические изменения приводят к нарушению положительной корреляционной зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью вплоть до появления обратной зависимости. Выводы подтверждаются экспериментальными данными. Табл. 2. Ил. 4. Библиогр. 8 назв.

4204