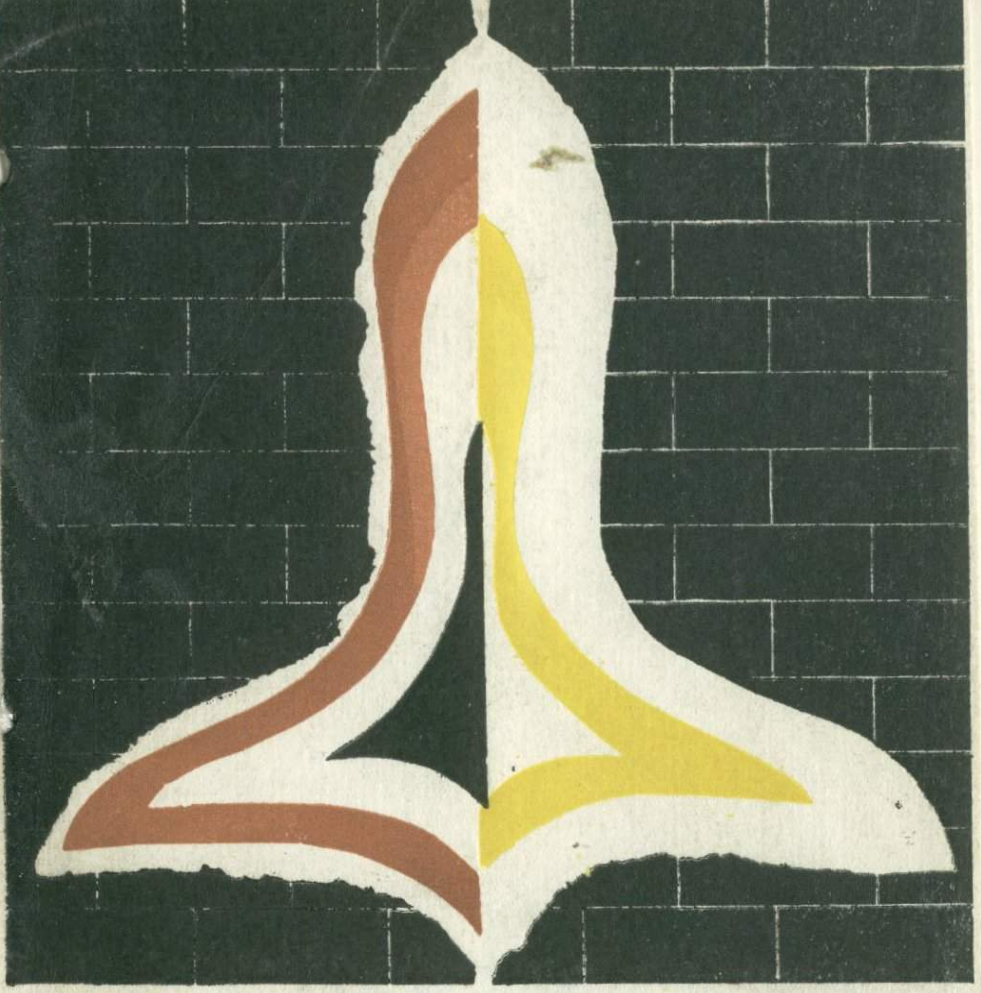


ПРОБЛЕМЫ МЕТАСОМАТИЗМА

Министерство геологии СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
(ВСЕГЕИ)
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ГОРНОЕ ОБЩЕСТВО

553.065
552.

ПРОБЛЕМЫ МЕТАСОМАТИЗМА

МАТЕРИАЛЫ К СИМПОЗИУМУ

15—20 декабря 1969 г.

26540
2673

ЛЕНИНГРАД
1969

УДК 553.3/.9 : 553.22

В сборнике помещены материалы, посвященные проблемам связи процессов формирования месторождений полезных ископаемых различных типов с метасоматическими процессами. Большое внимание уделено некоторым важнейшим вопросам теории метасоматизма. Ряд работ (Г. В. Ициксон, С. А. Гулин и др.) содержит принципиально новые теоретические положения, которые несомненно явятся объектом широкого научного обсуждения. Особое внимание в сборнике уделено характеристике метасоматических явлений на месторождениях Казахстана и Средней Азии.

В работе над книгой принимали участие сотрудники различных производственных и научных организаций (ВСЕГЕИ, НИИГА, ВИМС, ВИРГ, ЛГУ, ИГГ АН Узб. ССР, Урал. ГУ, ДВГУ, ИГН им. Сатпаева, ИГН АН и Кирг. ССР, Каз. ИМС и др.).

В целом сборник рассчитан на широкий круг геологов-практиков и научных работников.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Э. Г. Багдасаров, М. М. Василевский, В. А. Жариков, Ю. В. Казицын (главный редактор), Д. С. Коржинский, Э. А. Ланда (зам. гл. редактора), С. В. Москалева, В. А. Рудник, Д. В. Рундквист, Г. А. Суслов, В. А. Черепанов

Л. Н. Овчинников

О МАКСИМАЛЬНОЙ ГЛУБИНЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ВОЗМОЖНЫХ ДАВЛЕНИЯХ В ЭТИХ УСЛОВИЯХ

Определение глубины образования гидротермальных постмагматических месторождений имеет важное теоретическое и практическое значение, что побуждает многих исследователей к поискам критериев и методов оценки этой глубины. Причем обычно глубина формирования месторождения и давление, при котором происходит этот процесс, неразрывно связываются, и если тем или иным методом оценивается давление, то сразу же определяется и глубина (глубинность) и, наоборот, если геологические условия залегания месторождения дают возможность установить глубину его образования, то считается нормальным перейти непосредственно к оценке давлений, существовавших в период образования минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела и зоны околорудных изменений. Нет сомнений, что дело обстоит значительно сложнее и интерпретация полученных значений глубин образования месторождений и давлений совсем не так проста.

Плутоногенные гидротермальные месторождения образуются в верхней части континентальной земной коры. Хотя мощность гранитного слоя, в котором проявляется активная магматическая деятельность, и может достигать 35—40 *км* совместно с покрывающими его осадочными породами, зона образования месторождений по вертикали (б л а г о п р и я т н а я зона) имеет значительно меньшие пределы, ограниченные подходящими физическими свойствами среды. Процессы, связанные с отделением рудообразующих растворов от магматического расплава и их передвижением в породах кровли, могут протекать только до глубины примерно 5 *км* от земной поверхности, так как глубже все горные породы резко изменяют свои физические свойства и становятся практически непроницаемыми для растворов.

Скорости продольных и поперечных упругих волн в горных породах любого состава, по Д. Хьюзу и Дж. Мауретту (Hughes, Maureht, 1956), Ф. Бёрчу (1957; Birch, 1960, 1961), М. П. Воларовичу (1964) и др., быстро возрастая с увеличением все-

стороннего давления при его значениях до 1000—1300 *кг/см*², с дальнейшим ростом последнего уже почти не изменяются (рис. 1). Такое изменение градиента скорости упругих волн обусловлено закономерным уменьшением микротрещиноватости и пористости горных пород. По Ф. Берчу (1957), пористость изверженных пород обычно можно свести почти к нулю, подвергая их давлению около 1000 *бар*, что может соответствовать глубине порядка 4 *км*. При высоком всестороннем давлении, таким образом, поры и трещины закрываются полностью, и градиент скорости упругих волн приобретает постоянное минимальное значение, отражающее уже перестройку структуры породы и уплотнение кристаллической решетки минералов.

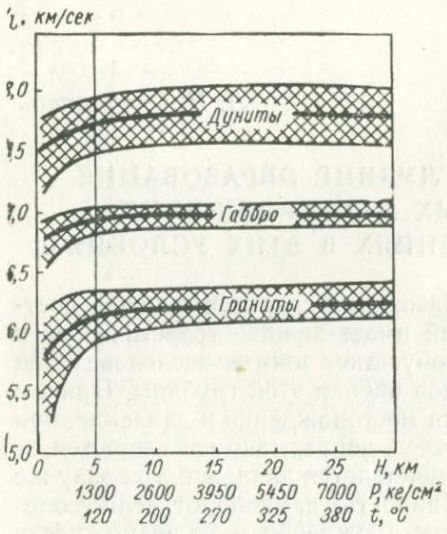


Рис. 1. Скорость прохождения продольных упругих волн

Другие свойства горных пород, которые резко изменяются при давлениях 1000—1500 *кг/см*², также свидетельствуют о благоприятном для рудообразующих процессов состоянии этих пород на глубине менее 4—5 *км* и скачкообразном переходе к неблагоприятному состоянию ниже этой глубины. К таким свойствам относятся: а) модуль поперечного сжатия (коэффициент Пуассона), передающий степень различия упругих свойств породообразующих минералов и меняющийся только в интервале давлений 0—1000 *кг/см*²; б) модуль сдвига, наиболее резко изменяющийся при давлениях до 500 *кг/см*² и остающийся постоянным при давлениях свыше 1000—1500 *кг/см*²; в) сжимаемость; г) электропроводность, изменение которой связано с уплотнением за счет закрытия пор и увеличением поверхности контакта между зернами; д) плотность, максимальное изменение которой происходит при давлениях также только до 1000 *кг/см*².

Геологические наблюдения подтверждают такую максимально возможную глубину образования сиалических плутоногенных месторождений. В частности, определенная различными исследователями путем реставрации геологических условий, существовавших в момент внедрения, мощность кровли ряда

крупных гранитных батолитов, сопровождающихся месторождениями, составляет 0,4—4,0 *км* и только для Рудных гор предположительно возрастает до 6,0 *км* (Дэли, 1936). Глубина образования отдельных сиалических плутоногенных месторождений и их групп, рассчитанная тем же мотодом А. Т. Асланяном, Т. Ловерингом, Г. С. Лабазиным и другими (Вольфсон, 1962), для разных рудных провинций оценивается цифрами, не превышающими 4,5 *км*. Наиболее широкие исследования в этом направлении проведены И. П. Кушнаревым (1964) для многочисленных разнообразных месторождений Кураминской зоны (Средняя Азия), убедительно показавшим большой диапазон глубин их формирования, но все в пределах тех же 4,5 *км* от земной поверхности.

Таким образом, отделение рудообразующих растворов с последующим образованием плутоногенных гидротермальных месторождений происходит только на таких глубинах, на которых породы достаточно пористы.

Давление, существующее в земной коре, обычно принято оценивать величиной нагрузки, создаваемой толщей вышележащих пород. При средней плотности горных пород, равной в интересующей нас зоне 2,6—2,7 *г/см*^{3}, гидростатическое давление (P) на глубине 5 *км* определяется в 1300—1350 *кг/см*^{2}. Однако принимая это значение за среднюю величину, которую можно использовать при приближенных расчетах, следует учитывать, что давление нагрузки на определенной глубине будет сохраняться постоянным от точки к точке только в том случае, если эта нагрузка создается жидкостью. В твердом каркасе горных пород давление не всюду будет однородным. Реально возникающие напряжения могут значительно отличаться от гидростатического давления.

Систему напряжений в данной точке можно представить в виде трех взаимноперпендикулярных главных напряжений, одно из которых направлено вертикально. В то же время всякое напряжение может быть разложено на среднее из трех главных напряжений, равное гидростатическому давлению, и систему срезывающих касательных напряжений, являющихся мерой отклонения напряжений от симметрии. Главные напряжения могут отличаться друг от друга не более чем на $2S$, где S — максимальное касательное напряжение, которое может выдержать данная горная порода. Отсюда среднее давление, равное одной трети суммы трех главных напряжений, должно лежать в пределах $P \pm {}^4/_3 S$ (Берч, 1957). По экспериментальным данным, полученным Е. Робертсоном (Robertson, 1955) и другими, максимальное касательное напряжение различных силикатных горных пород и минералов оказывается равным величине испытываемого ими всестороннего давления (рис. 2).

Таким образом, при $S = P$ максимальное среднее давление, определяемое в ${}^7/_3 P$, может быть на глубине 1 *км* свыше

600 *кг/см*², а на глубине 5 *км* более 3000 *кг/см*², что при обычных расчетах должно отвечать в первом случае глубине более 2 *км*, а во втором — свыше 11 *км*. Минимальное среднее давление, рассчитанное таким способом, на всех глубинах имеет отрицательное значение, свидетельствуя о теоретической возможности проявления растягивающих усилий до 500 *кг/см*² и образования разреженных полостей при этом. Насколько это реально, судить трудно, хотя П. Бриджмен и показал экспериментально способность полостей в горных породах выдерживать давления значительно больше 3000 *кг/см*².

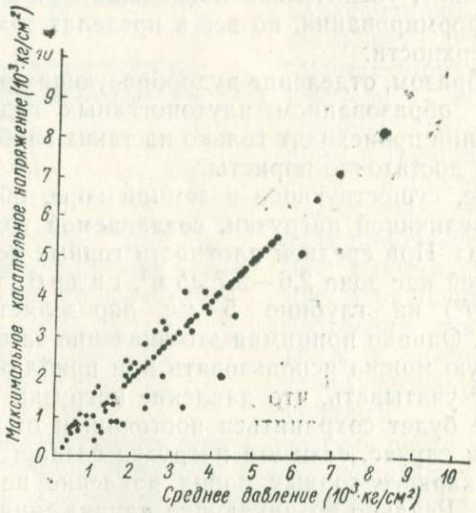


Рис. 2. Зависимость максимального касательного напряжения различных горных пород и минералов от испытываемого ими всестороннего давления. По экспериментальным данным Робертсона, Бриджмена, Кармана, Джонса, Адамса и Банкрофта (см. Robertson, 1955)

Давление, испытываемое поровым раствором, в общем случае меньше давления на породу, которое в силу жесткости последней может не передаваться полностью на раствор не только при подвешенном, но и при насыщенном режиме заполнения пор. Оно не может быть просто приравнено, как это делается иногда, и к давлению столба воды, соответствующего глубине нахождения раствора, так как это требует объединения всех пор, лежащих выше, вплоть до поверхности, в единое пространство, равномерно заполненное жидкостью. К этому следует еще добавить, что в тонких порах, играющих немалую роль в рудообразовании, давление раствора осложняется капиллярными явлениями. Движущиеся вверх поровые растворы обладают

давлением, создаваемым магматическими газами, значительно превышающим давление каркаса.

Учитывая такую большую неопределенность, к оценке давления и особенно глубины образования по давлению в газово-жидких включениях подходить нужно осторожно, тем более, что и используемые минералы и месторождения в целом, которым принадлежат эти минералы, располагаются в участках пониженного давления, т. е. заведомо отклоняющегося от среднего. Это относится в равной степени и к оценке глубинности пород, их структурно-текстурным особенностям и другим косвенным признакам.

Г. В. Ициксон

СТРУКТУРА ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ КАК ФАКТОР ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ РАСТВОРА ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ

Минеральные фации метасоматических пород обычно рассматриваются в плане обменных химических реакций в системе горная порода — преобразующий раствор. С этих позиций преобразуемая порода предстает только как «химическое поле», поставляющее определенные компоненты. Активное начало в системе приписывается только раствору, термодинамические параметры которого как бы наперед заданы еще в самом источнике, а изменение этих параметров начинается с момента химических реакций с изменяемой породой. Анализ кристаллохимической и кристаллоструктурной направленности метасоматического минералообразования на примере грейзенизации приводит к заключению, что при данном составе пород интенсивность их преобразования зависит от распределения тектонических напряжений в пределах ореола метасоматоза. Раствор приобретает активность только попав в такое анизотропное поле напряжений, причем физико-химические параметры раствора оказываются заданными структурой этого поля.

Исходные положения

Первопричиной появления преобразующего раствора в данном участке горных пород, а следовательно, первопричиной возникновения ореола метасоматоза является тектонический фактор — возникновение поля тектонических напряжений, релаксированных в виде повышенной проницаемости горных пород (разрушения I, II и III рода, по Б. Я. Фридману, 1960). Релаксация напряжений в виде проницаемости и поступление растворов в данный участок синхронны. Движущей силой рас-

творов в таких зонах является градиент давлений, т. е. разница между внутренним давлением в растворе и внешним давлением в тектонической зоне.

Вступать в химическое взаимодействие, т. е. преодолевать определенный энергетический барьер, могут только те свободные радикалы, которые в момент атаки соответствующих линий связи в исходном веществе обладают необходимой энергией активации (избытком энергии в нужной форме по сравнению со средней величиной) (Киреев, 1956; Семенов, 1958). Процесс метасоматоза начинается тогда, когда определенные (атакующие) частицы преобразующего раствора приобретают достаточную энергию активации.

Любое изменение минерала под воздействием внешних факторов сопровождено изменением в соотношении ионных и ковалентных связей в решетке минерала. В силикатах уменьшение или увеличение степени ионизации O, Si, Al предопределяет тип решетки и возможность вхождения в нее (или удаления) тех или иных катионов (Григорьев, 1962; Лебедев, 1957; Щербина, 1939; и др.). В формульных схемах качественное представление об относительном энергетическом состоянии частиц и направленность в изменении этого состояния отображают в виде условных знаков. Так, $Al^{\downarrow\downarrow+}$ означает, что два электрона (*s*-электрона) находятся в ковалентной связи с каким-то другим элементом, один же электрон (*p*-электрон) перешел на более высокий энергетический уровень ионной связи; Al^{3+} означает, что уже все валентные электроны алюминия вовлечены в ионную связь и алюминий полностью превращен в катион. Переход $Al^{\downarrow\downarrow+} \rightarrow Al^{3+}$ соответствует переходу алюминия из четверной координации по кислороду в шестерную (Григорьев, 1962, 1966; Лебедев, 1957).

В качестве примера взяты грейзены в их стандартных топазо-мусковито-кварцевых фациях; топазовая фация слагает обычно центральную часть ореола, мусковитовая — периферическую. Такие грейзены принадлежат к наиболее изученной группе гидротермально измененных пород (исследования В. Ф. Барабанова, А. А. Беуса, Н. И. и М. Б. Бородаевских, И. Н. Говорова, И. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой, О. Д. Левицкого, Н. И. Наковника, Д. В. Рундквиста, Г. Н. Щербы и др.). Для этой группы пород Д. С. Коржинским разработан принцип дифференциальной подвижности компонентов, в дальнейшем послуживший основой термодинамического анализа гидротермальных процессов.

Возрастание степени ионизации алюминия в процессе грейзенизации

Из формульной схемы микроклина по Д. П. Григорьеву (1962) $K^{1+}\{Al^{\downarrow\downarrow\downarrow}Si_3^{\downarrow\downarrow\downarrow\downarrow}O_7^{\uparrow\uparrow}O^{\uparrow-}\}^{1-}$ следует, что наиболее устойчи-

выми ионами в решетках полевых штапов являются K^{1+} и Na^{1+}, степень же ионизации остальных ионов может меняться. Наиболее неравновесным звеном в алюмосиликатном каркасе является тетраэдр AlO_4 (Соболев, 1949), в котором алюминий находится в состоянии, близком $Al^{\downarrow\downarrow\downarrow}$ или $Al^{\downarrow\downarrow+}$ (Григорьев, 1956; Лебедев, 1957). Появление иона H^+ (атака по линии связи Al—O) ведет к ионизации $Al^{\downarrow\downarrow\downarrow}$ до Al^{3+} и вхождению его совместно с $(OH)^-$ в новую решетку. Такая ионизация определенной порции $Al^{\downarrow\downarrow\downarrow}$ и происходит при образовании мусковита, в котором две трети алюминия ионизированы до Al^{3+}, а одна треть осталась в состоянии, близком $Al^{\downarrow\downarrow+}$.

Образование топаза означает ионизацию уже всего алюминия до Al^{3+}, который становится единственным катионом в этой решетке.

Таким образом, причиной метасоматического преобразования полевых шпатов в ассоциацию кварц—мусковит—топаз является в данном случае изменение в энергетическом состоянии алюминия в решетках полевых шпатов — переход $Al^{\downarrow\downarrow+} \rightarrow Al^{3+}$. При этом в направлении от неизмененных пород к центральным частям ореола, в соответствии с расположением мусковитовой и топазовой фации, прогрессирующее возрастание ионизации алюминия может быть представлено условной схемой:

$$Al^{\downarrow\downarrow+} \rightarrow \frac{1}{3} Al^{\downarrow\downarrow+} \frac{2}{3} Al^{3+} \rightarrow Al^{3+}.$$

В соответствии с этой схемой топазовая и мусковитовая фации или зоны метасоматического ореола могут быть названы фациями ионизации исходного алюминия.

Для грейзенов, возникающих в близповерхностных условиях, характерно появление андалузита. Андалузит образуется во внутренней зоне между топазовой и мусковитовой фациями (Иициксон, 1956). Принципиальное различие между структурой топаза и андалузита может быть определено как различие в завершенности ионизации Al до Al^{3+}. В решетке топаза расстояния Si—O одинаковы и алюминий весь — Al^{3+}. В андалузите алюминий находится в необычной пятерной координации по кислороду, т. е. в каком-то промежуточном состоянии ионизации, еще не отвечающем Al^{3+}. Это позволяет (Иициксон, 1969) рассматривать андалузит как продукт незавершенного кристалло-энергетического преобразования в едином направленном ряду процесса возрастания ионизации алюминия ($Al^{\downarrow\downarrow\downarrow} \rightarrow Al^{3+}$). С этих позиций андалузит во фтороносных грейзенах представляет собою метастабильный заменитель топаза, возникший и сохранившийся в результате скоротечности процессов минералообразования в неравновесных условиях малых глубин при резких (нередко взрывных) перепадах давлений.

Эти же причины обусловливают в ряде случаев образование в близповерхностных грейзенах и вторичных кварцитах не мусковита, а метастабильного его заменителя — пирофиллита.

Таким образом, ведущей кристаллохимической тенденцией процесса грейзенизации является возрастание ионизации алюминия: $Al^{III+} \rightarrow Al^{3+}$. Топазовая фация фиксирует наиболее высокую степень ионизации, мусковитовая — более низкую; андалузит отмечает промежуточные метастабильные ступени ионизации алюминия. Отсюда следует, что энергия активации ионов H^+,F^- и др., ведущих к возрастанию ионизации алюминия, в пределах ореола метасоматоза была различна и достигала максимума в осевой части ореола.

Относительное представление об энергиях активации этих частиц, или представление о высотах потенциального энергетического барьера, который преодолевают эти частицы на пути $IV^{III+} \rightarrow Al^{3+}$, может быть получено при сопоставлении структурных рыхлостей (атомных объемов) решеток новообразованных и исходных минералов.

Структурная рыхлость решетки как относительный показатель потенциального энергетического барьера

Изменение минерала происходит в результате изменения энергетического состояния структурных частиц кристаллической решетки под воздействием внешних факторов. Неизбежным следствием этих изменений является уменьшение или увеличение расстояний между структурными частицами, что отражается в увеличении или уменьшении количества частиц в объеме решетки. В результате новая решетка по сравнению с исходной всегда уплотнена или разуплотнена. Степень уплотнения или разуплотнения отражает направленность в изменении внешних факторов (Евзикова, 1966; Жданов, 1966, 1968; Рудник, 1966; Казицын и Рудник, 1968; Чайка, 1965; и др.). Увеличение или уменьшение межузловых расстояний проявлено также и в увеличении или уменьшении объема кристаллического пространства, приходящегося на одну частицу. В качестве меры этого изменения Н. З. Евзиковой (1966) предложена относительная структурная рыхлость ω, характеризующая среднюю величину атомного объема: $\omega = \frac{M}{dn}$, где M – молекулярный вес, d — плотность минерала, n — количество единиц в формуле минерала, за исключением водорода — $(OH)^-$, H_3O^+, H_2O учитываются как одна частица. Константа ω измеряется в относительных объемных единицах и может быть переведена в $Å^3$ умножением на коэффициент 1,66. Направленность в изменении ω ($\omega_0 > \omega_1 > \ldots > \omega_n$ или $\omega_0 < \omega_1 < \ldots < \omega_n$) отражает направленность в изменении внешних факторов (Евзикова, 1966; Евзикова, Ициксон, 1969).

Из сказанного следует, что при любом изменении энергетического состояния частиц решетки атомный объем ω возрастает или уменьшается и новая решетка по сравнению с исходной всегда либо растянута, либо сжата. Изучение направленности в изменении ω в группах химически родственных соединений (кислородных, сернистых и др.) позволило автору установить, что при любых изменениях минералов ступени минеральных превращений в едином ряду минералообразования подчинены условию $\min \Delta\omega$ между исходной и новообразованной решетками. Наименьшее различие в величинах ω отвечает кристаллохимическим изменениям; при достижении определенной величины Δω происходят кристаллоструктурные преобразования.

Таким образом, внутри больших групп химически родственных соединений величина Δω служит, во-первых, относительной мерой их кристаллохимического и кристаллоструктурного сродства, во-вторых, величина Δω является относительной мерой энергетического порога, преодоление которого необходимо для данного кристаллохимического или кристаллоструктурного преобразования, т. е. относительным показателем энергии активации — чем меньше Δω, тем меньше энергия активации реакции.

Известно, что возрастание ионизации алюминия приводит к уменьшению молекулярного объема и возрастанию удельного веса минералов; направленность в изменении ω в этом процессе — $\omega_0 > \omega_1 > \omega_2 > \ldots$ и т. д. На рис. 1 показано распределение минералов по величинам ω и Δω в ореоле грейзенизации. Горизонтальная ось, указывающая возрастание интенсивности изменения, является координатой пути реакции $Al^{III} \rightarrow Al^{3+}$. Вертикальная ось отмечает относительные высоты энергетических барьеров в виде Δω, преодолеваемых на этом пути. Отсчет Δω ведется от ω решетки калишпата, как наиболее разуплотненной среди исходных решеток.

Можно видеть, что в наружных фациях грейзенов — в зоне альбитизации и окварцевания исходных гранитоидов — возникает ассоциация решеток, отличающихся $\min \Delta\omega$ от исходных плагиоклаза и калишпата. Становится понятным превращение калишпата сначала в альбит и кварц, а не в мусковит, а плагиоклаза — в мусковит и кварц (Барабанов, 1958; Щерба, 1964; Павлова, 1967). Это следует из того, что ближайшими по уровню ω по отношению к калишпату являются альбит и кварц, а для плагиоклаза по уровню ω наиболее экономично превращение в кварц и мусковит. И только в осевых частях ореолов, уже на высоких уровнях интенсивности изменений мусковитизация охватывает и калишпат.

Возникновение в наружных фациях грейзенов решеток по величинам ω, наиболее близких к исходным, означает, что величина энергии активации атакующих радикалов преобразующего

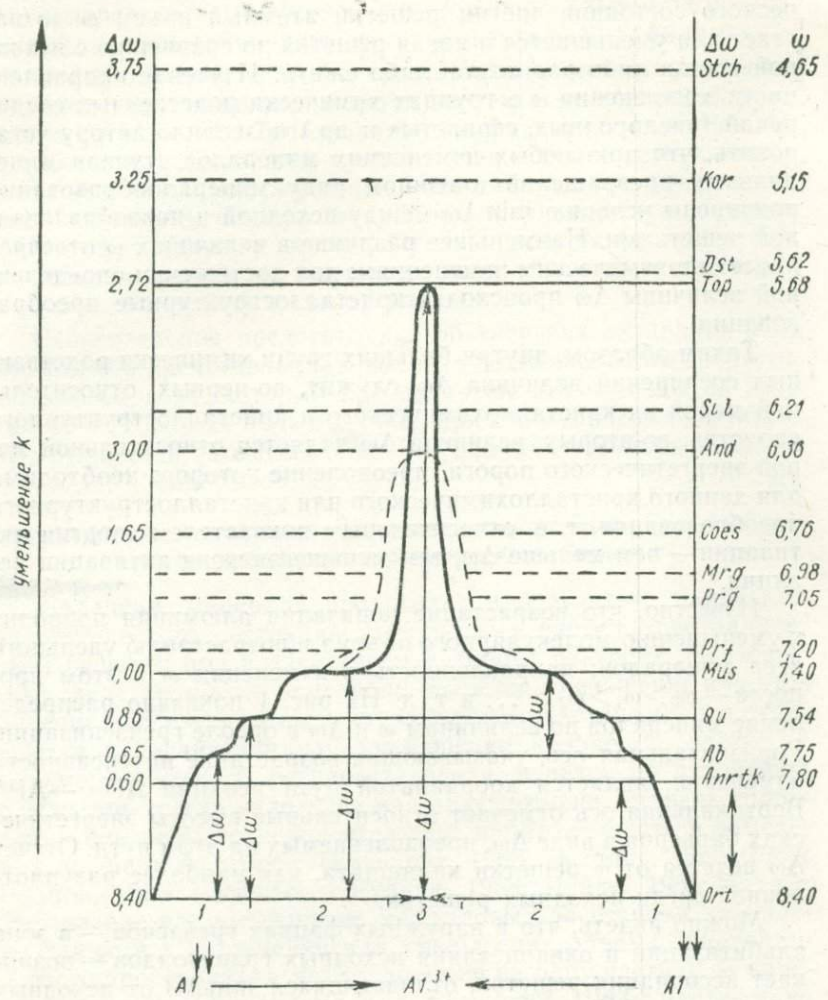


Рис. 1. Распределение величин относительной структурной рыхлости ω кристаллических решеток в ореоле грейзенизации кислых алюмосиликатных пород. Величина Δω как показатель высоты энергетического барьера в процессе минералообразования с направленностью $\omega_1 > \omega_2 > \omega_3$ и т. д.

1 — слабо грейзенизированные породы; *2* — мусковито-кварцевые грейзены; *3* — топазо-кварцевые грейзены. Кривые *а* (сплошная линия) и *б* (пунктирная) характеризуют распределение величин энергий активации частиц раствора, ионизирующих алюминий в решетках исходных минералов: *а* — при образовании топазовой фации; *б* — при образовании андалузитовой и пирофиллитовой фаций. Пунктирные уровни — решетки с величинами ω, недостижимыми (или неравновесными) в условиях грейзенизации при данном исходном составе пород. Ort — ортоклаз, Anortk — анортоклаз; Ab — альбит, Q — кварц, Mus — мусковит, Prf — пирофиллит, Prg — парагонит, Mrg — маргарит, Coes — коэсит, And — андалузит, Sil — силлиманит, Top — топаз, Dst — дистен, Kor — корунд, Stch — стишовит

раствора (H^+, F^- и др.) в этих частях ореола позволила преодолеть только порог, отвечающий $\Delta\omega$ между полевыми шпатами, кварцем и мусковитом, и ионизировать до Al^{3+} только две трети исходного алюминия. В осевых частях ореола эти же частицы обладали большей энергией активации, и ионизировали весь алюминий до состояния Al^{3+}. Показателем этого большого порога является $\Delta\omega$ между полевыми шпатами и топазом.

Таким образом, кривая на рис. 1 характеризует анизотропность или структуру распределения энергий активации одних и тех же частиц раствора в ореоле метасоматоза.*

Как известно, скорость реакции в первую очередь зависит от энергии активации и реакционная способность количественно определяется константой скорости реакции: $k = Be^{-E/RT}$, где E — энергия активации, B — предэкспонент (Семенов, 1954, 1958). Поскольку величина ω является относительным показателем энергии активации, кривая графика (см. рис. 1) качественно характеризует скорость реакций минералообразования в ореоле метасоматической грейзенизации. Исходя из этой кривой можно утверждать, что скорость образования мусковита больше, чем топаза, а кварца больше, чем мусковита. Таким образом, закономерности в соотношении $\Delta\omega$ в определенной мере характеризуют важнейший показатель кинетики реакций — их скорость.

Анизотропия тектонических напряжений в ореоле метасоматоза
(структура поля напряжений)

Выше отмечалось, что первопричиной появления преобразующего раствора в данном участке горных пород и, следовательно, первопричиной появления ореола метасоматического минералообразования является тектонический фактор — возникновение поля напряжений, релаксируемых в образовании зоны повышенной проницаемости. Это значит, что тектоническое напряжение в данном участке является аргументальным фактором процесса в системе «раствор — горная порода». Свойства этого фактора неизбежно должны отразиться на свойствах преобразующего раствора и преобразуемой породы.

Проницаемость преобразуемых пород в ореоле метасоматоза резко неравномерна. Об этом свидетельствует сосредоточенность жил и прожилков в осевых частях ореолов. Это свойство как отдельных ореолов, так и месторождений в целом. Примеры статистических подсчетов в виде «линейного коэффициента дробления» (Ициксон, Рундквист, Павлова и др., 1959),

* Расчетами внутренней энергии минералов и горных пород Ю. В. Казицин (1962, 1968) показал, что особенно большой энергетический скачок характерен для образования топазовых грейзенов.

«удельной мощности жил» и «удельной жильной проницаемости» (Наумов, Ачеев, Ермолаев, 1968) подтверждают такую закономерность. Концентрация жил и прожилков в осевой части ореола означает, что напряжения в ореоле распределялись очень неравномерно и были максимальны в осевой его части. Качественная зависимость между степенью проницаемости пород (α) и напряжениями (σ) в поперечном сечении ореола (в любой момент времени) может быть представлена схемой (рис. 2). Из нее следует, что кривая характеризует распределение градиентов напряжений (Δσ) в ореоле метасоматоза, т. е. структуру поля напряжений.

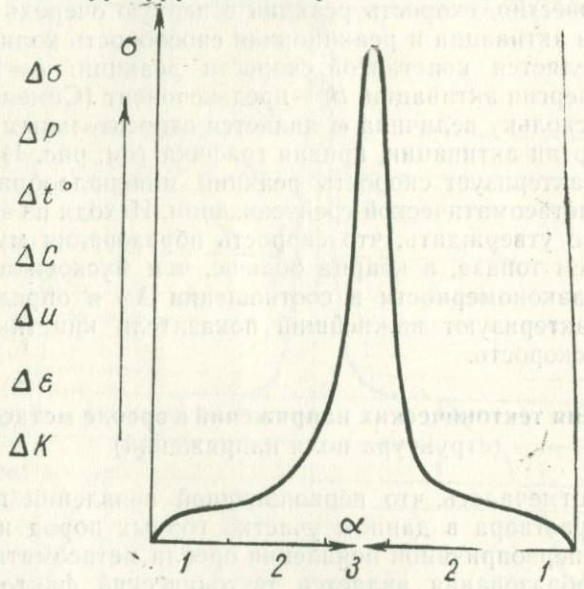


Рис. 2. Анизотропность (структурность) физико-химических параметров раствора в поле тектонических напряжений. Поперечное сечение ореола грейзенизации (рис. 1) в произвольный момент времени:

α — степень проницаемости пород, выраженная в виде коэффициента дробления (отношение суммарной длины отрезков, приходящихся на прожилки, к длине борозды в 1 *м*); σ — тектонические напряжения, *1* — α < 1 %; *2* — α < 2 — 5%; *3* — α > 50%. Пояснения в тексте

Градиенты Δσ предопределяют не только физические, но и химические свойства поля реакций. Известно, что появление напряжений в кристаллической решетке вызывает смещение определенной части ее частиц (атомов, ионов, молекул) из равновесного состояния (их активацию) и порождает сложное явление внутрикристаллических дислокаций. Такая решетка становится химически неустойчивой и для ее преобразования нужна меньшая энергия активации. Очевидно, что в местах max Δσ,

т. е. в осевых частях ореола, решетки исходных минералов наиболее неустойчивы. Потенциальный барьер реакций минералообразования здесь понижен. Таким образом, степень химической неустойчивости исходных минералов в значительной степени предопределена структурой поля напряжений.

Зависимость физико-химических свойств преобразующего раствора от структуры поля тектонических напряжений

Рассмотрим качественную схему соотношений между структурой поля напряжений и свойствами преобразующего раствора, который к моменту поступления в данный ореол имел давление P, температуру $t°$, концентрации компонентов C_A, C_B и т. д.

Градиент давлений в растворе (изменение давления на единицу пути) прямо зависит от градиента проницаемости (Силин-Бекчурин, 1965; Пэк, 1968). Следовательно, изменение давления (ΔP) на единицу площади ореола достигает максимума в осевой части ореола и кривая изменения напряжений ($\Delta\sigma$) качественно характеризует и распределение ΔP. Это значит, что в любой момент времени *давление раствора в ореоле анизотропно и структура этой анизотропности задана структурой поля напряжений.*

Совершенно неизбежно также *возникновение анизотропного температурного поля, структура которого — распределение $\Delta t°$ — также будет задана структурой поля напряжений.*

Появление ΔP и $\Delta t°$ должно отразиться и на концентрациях компонентов в растворе. В любой момент времени в пределах ореола неизбежно возникновение ΔC_A, ΔC_B и т. д. *Анизотропность (структурность) концентраций также должна быть подчинена структуре поля тектонических напряжений.*

По-видимому, структура поля напряжений должна отразиться в неоднородности всех видов энергии преобразующего раствора. Так, известно, что скорость движения растворов (u) прямо пропорциональна градиенту давления на пути движения раствора. Следовательно, кривая распределения ΔP характеризует и распределение величин ускорения Δu. Оказывается, что ускорение движения частиц в едином потоке растворов в разных точках ореола в один и тот же момент времени различно. *Анизотропность скорости также задана структурой поля напряжений.*

В газах средняя квадратичная скорость (u) находится в обратной зависимости от молекулярного веса газа (M) — $\bar{u} = \sqrt{\frac{3RT}{M}}$. Следует ожидать, что в ореоле реакций, где ускорение уже задано полем напряжения, *должно произойти фракционирование элементов в соответствии со структурой поля скоростей.* Точнее, должно произойти фракционирование по величи-

нам масс комплексов, в которые входят те или иные элементы. Увеличение скорости должно, по-видимому, приводить к возрастанию концентраций. В соответствии с заданными ускорениями должна произойти перестройка и внутренней структуры раствора (например, степени его полимерности). Соответственно анизотропному распределению скорости движения раствора, кинетическая энергия (ε) его частиц также различна $\left(\varepsilon = \frac{Mu^2}{2}\right)$, и степень нагруженности энергией частиц раствора за счет различных величин ускорения Δu в ореоле может быть резко различной. Выше указано, что скорость самих реакций минералообразования (k) в разных точках метасоматического ореола также неизбежно различна.

Можно перечислить множество свойств раствора (количество раствора, степень его диссоциированности и т. д.), которые приобретут анизотропность в поле тектонических напряжений, и структура этой анизотропности будет задана структурой поля напряжений.

Из всего сказанного следует, что при поступлении раствора в поле тектонических, точнее, геодинамических напряжений, *все физико-химические параметры раствора, как интенсивные, так и экстенсивные, становятся анизотропными.* Структура этой анизотропности зональна и задана структурой поля геодинамических напряжений. В результате одни и те же частицы преобразующего раствора в каждой зоне ореола в один и тот же момент времени обладают различной энергией активации и поэтому способны к преодолению только какого-то определенного уровня энергетического барьера, присущего данной фации напряжений. В соответствии с различными энергиями активации скорость реакций минералообразования в ореоле метасоматоза оказывается также анизотропной и, соответственно, заданной структурой поля напряжений.

Особенно, по-видимому, важно учитывать скорость для реакций минералообразования, требующих высоких энергий активации. Так, в неравновесных условиях малых глубин, несмотря на благоприятные термодинамические данные (в том числе высокую концентрацию фтора), процесс грейзенизации может остановиться на любой из промежуточных ступеней величин ω ($Al \overset{\omega}{\rightarrow} Al^{3+}$), характеризующихся скоростями минералообразования большими, чем у топаза, и топаз в таких реакциях не возникнет. Поэтому полное отсутствие топазовых грейзенов при господстве мусковитовых на каких-нибудь отдельных месторождениях, или пространственная разобщенность таких грейзенов в пределах одного месторождения еще не свидетельствуют, что в преобразующем растворе было мало (или стало мало) фтора. Это может означать, что величины градиентов напряжений ($\Delta\sigma$) были таковы, что при заданных ими градиентах физико-химических параметров раствора и скоростях ре-

акций (при данном составе пород) могли быть достигнуты только какие-то определенные уровни величин ω. Отсюда также следует, что щелочность-кислотность не являются свойствами, изначально присущими данному потоку преобразующих растворов, а являются функцией градиентов тектонических напряжений как в пределах всей рудоконтролирующей зоны в целом, так и на отдельных ее участках.

Процесс структурирования физико-химических параметров раствора в поле геодинамических напряжений может быть сопоставлен с прохождением света через призму и разложением света в зависимости от строения ее вещества.

По-видимому, при физико-химическом анализе метасоматических процессов и при экспериментальном их моделировании следует рассматривать не систему раствор—горная порода, а систему поле геодинамических напряжений — поле раствора — поле горной породы. Но тогда в силу вступают ограничения применимости законов термодинамики для исследования таких систем в целом (Рудник, 1966; Летников, 1968). Анализ подобных систем должен проводиться уже с учетом кинетики процесса. К сожалению, для природных условий минералообразования такие теоретические модели еще не разработаны. Одним из путей познания кинетической стороны процессов метасоматического минералообразования является изучение кристаллохимических и кристаллоструктурных изменений и, в частности, изменение такого важнейшего свойства решетки, как атомный объем ω.

20640
2673

С. А. Гулин

К ТЕОРИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В общей теории метасоматизма проблеме метасоматической зональности принадлежит исключительное место. По меткому выражению В. А. Жарикова (1966), «Метасоматическая зональность представляет самое общее свойство всех метасоматических образований». Иначе говоря, не бывает метасоматического процесса без развития соответствующей зональности. Именно в ней наиболее полным образом проявляются основные закономерности метасоматического замещения вообще.

Поэтому замечателен вклад в петрологию, сделанный Д. С. Коржинским, который не только сформулировал задачу и ввел само понятие о метасоматической зональности, но также разработал принципиальные положения этой концепции, создав, таким образом, теорию метасоматической зональности. Особо важными являются его работы, посвященные выводу и

анализу уравнений метасоматической зональности (1951_1, 1952_1, 1952_2, 1953_1, 1968 и др.). После вывода этих фундаментальных уравнений наиболее общие свойства метасоматических колонок, которые в принципе могли быть установлены и чисто эмпирически, получили строгое обоснование и были точно сформулированы. В этом заключается главная ценность указанных систем уравнений. Несмотря на то, что в результате этих работ были установлены важнейшие свойства зональности и получены модели колонок разных типов, анализ закономерностей развития зональности нельзя считать завершенным. Главное — недостаточно выяснен собственно механизм формирования колонок.

Рассмотрение некоторых принципиальных черт становления зональности, на которые ранее не обращалось внимания, и связанных с ними типов метасоматических колонок и составляет содержание этой статьи.

Наиболее важным среди свойств метасоматической зональности, которые подробно рассмотрены в ряде работ (Коржинский, 1951_2, 1953_2, 1954, 1962; Жариков, 1966), является образование серии резких фронтов замещения, одновременно перемещающихся с постоянной скоростью в направлении инфильтрации раствора, при постоянстве состава метасоматитов между этими фронтами. Принято считать, что: 1) формирование всех зон колонки происходит одновременно; 2) состав раствора обязательно изменяется на протяжении колонки в результате реакций с породой, причем при инфильтрационном метасоматизме концентрации компонентов раствора изменяются скачкообразно на границах зон, оставаясь постоянными внутри них. Рассмотрим положение об одновременном возникновении зон.

Одновременность и стадийность возникновения зон. Простые метасоматические колонки

Первостепенное значение принципа одновременности явствует из того, что «представление о метасоматической колонке как совокупности одновременно образовавшихся четко отграниченных зон теория метасоматической зональности в известной степени противопоставляет существовавшим долгое время взглядам о последовательном образовании зональности» (Жариков, 1966, стр. 48). В то же время источником этих ошибочных взглядов служат определенные и отнюдь не случайные явления в метасоматических колонках.

Необходимо подчеркнуть, что правило одновременности имеет в виду зоны колонки в целом, как геологические тела: реально наблюдаемые зоны единой колонки, взятые в полном объеме каждая, сформировались одновременно. Если же взять одну, произвольно выбранную зону, то очевидно, что метасоматит, непосредственно прилегающий к фронтальной граничной поверхности зоны, образовался позже, нежели метасома-

тит, причленяющийся к тыловой поверхности той же зоны. Продолжительность времени, разделяющего их формирование, зависит от скорости продвижения фронтов и от мощности данной зоны. В масштабе геологического времени этот интервал может быть весьма мал, но, во всяком случае, он вполне соизмерим со временем формирования колонки в целом. В соответствии с принципом одновременного возникновения всех зон, взятых в полном объеме каждая, тот же промежуток времени разделяет формирование метасоматитов, которые принадлежат двум смежным зонам и причленяются к одному и тому же фронту. Это значит, что метасоматит, принадлежащий относительно внутренней зоне, оказывается «моложе» метасоматита, образующего относительно внешнюю зону, несмотря на синхронность формирования зон как самостоятельных тел.

Указанные соотношения метасоматитов во времени выражаются в частом сохранении реликтов пород внешней зоны в смежной с ней внутренней, в морфологических особенностях граничной поверхности, в последовательности развития минеральных индивидов. Именно эти факты, будучи неправильно интерпретированы, питают представления о последовательном, стадийном формировании зональности.

Рассмотрим формирование колонки с момента вступления в породу первого фронта замещения. Можно сказать, что фронт каждой последующей внутренней зоны вступает в породу через промежутки времени, относящиеся между собой как $M_1 : (M_1+M_2) : \ldots : \sum_{i=1}^{n-1} M_1(M_1, M_2, \ldots, M_n)$ — мощности зон с номерами 1, 2, ..., n, возрастающими от внешних зон к внутренним. После вступления в породу фронта тыловой зоны n происходит только равномерное разрастание колонки, которое продолжается до момента, когда мощность зоны n достигнет величины M_n. При этом мощности зон 1, 2, ..., $(n-1)$ сохраняют постоянную величину и каждая относительно внутренняя замещает смежную внешнюю.

Тогда применительно к основному типу метасоматических колонок — «простым» колонкам — можно сформулировать правило: метасоматит, слагающий некоторый «элементарный объем» любой зоны колонки (расстояние x от начала колонки фиксировано), в процессе своего формирования поочередно прошел все те стадии, которые зафиксированы во внешних (передних) относительно рассматриваемой зонах, начиная с зоны 0, представляющей исходный субстрат. Именно поэтому колонки такого типа легко могут быть представлены в виде рядов замещения, составление которых весьма целесообразно и общепринято в работах по метасоматизму. В сущности, они равнозначны рядам замещения.

Приведенное правило представляется полезным, поскольку применение его в качестве критерия позволяет выделить класс

«простых» колонок в отличие от «сложных» или «разветвленных» (см. ниже), к которым оно не приложимо. Формулировка его поясняет существо того подхода к анализу зональности, который можно определить как эволюционный, поскольку процесс формирования зональности рассматривается во времени и, главное, на всем своем протяжении. Такой подход дает возможность выявить новые типы колонок и вскрыть ошибочность существующих представлений о некоторых свойствах метасоматической зональности.

О неизменности состава метасоматизирующего раствора при формировании простых колонок

«По мере проникновения в породу диффузионного или инфильтрационного потока вещества состав потока изменяется вследствие реакции его с изменяемыми породами. Поэтому с расстоянием и временем изменяются и реакции раствора с породой, т. е. должна возникнуть определенная метасоматическая зональность вдоль потока растворов» (Коржинский, 1962, стр. 9). Это положение считается очевидным.

Покажем, что требование изменения состава раствора при просачивании в глубь породы для «простых» колонок не имеет силы и справедливо только для «сложных», или «разветвленных», колонок.

Рассмотрим состояние «простой» колонки в момент времени, когда фронт зоны 1 вступил в породу и зона 1 достигла мощности, на очень малую величину меньшей, чем ее реально наблюдаемая мощность M_1. Очевидно, что степень измененности раствора и породы, способных реагировать между собой (неравновесных), определяется продолжительностью времени их контактирования (времени реагирования) и примерно пропорциональна ей. Тогда в сечении, совпадающем с фронтом зоны 1 ($x \approx M_1$), состав раствора должен быть изменен в наибольшей степени, а исходная порода — преобразована в наименьшей степени или остаться неизмененной. В сечении, соответствующем началу колонки ($x=0$), соотношения обратные: порода должна быть преобразована в наибольшей степени, а состав раствора — быть тождествен исходному.

В соответствии с принципом изменения вида реакций между породой и раствором в зависимости от изменяемости состава раствора следовало бы ожидать, что новая реакция с развитием отвечающего ей фронта замещения начнется в сечении $x \approx M_1$, однако этого не происходит. Как это следует из рассмотренной выше модели полной эволюции «простых» колонок, в следующий момент времени, когда мощность зоны 1 достигает величины M_1, новый фронт — фронт зоны 2 — вступает в породу в начальном сечении $x=0$, т. е. возникновение его обусловливается изменением состава породы, а не раствора. Из той же модели явствует, что и в дальнейшем, до прекращения

разрастания колонки, на фронте зоны 1 продолжает осуществляться одна и та же реакция или серия реакций, т. е. в данном случае, вопреки Д. С. Коржинскому, характер реакций раствора с породой с расстоянием не изменяется. В течение всего процесса формирования колонки раствор на данном фронте сохраняет постоянный состав, равный исходному.

Поскольку все сказанное действительно для любого фронта замещения, мы приходим к выводу, что при формировании «простых» колонок состав раствора на всем протяжении инфильтрующейся колонки остается неизменным.* Этот вывод убедительно подтверждается наблюдениями природных объектов, когда их можно классифицировать как «простые» колонки. В таких колонках характер изменений породы на определенном фронте замещения, например самом переднем, сохраняется постоянным, независимо от того, развилась ли в данном проявлении только одна крайняя внешняя зона или возникла полная колонка, включающая предельную тыловую зону.

Возникает вопрос, каким образом может осуществляться такое взаимодействие раствора и породы, при котором раствор, преобразуя породу посредством реакций с ней, не изменяет своего состава. Главной особенностью инфильтрационного метасоматизма вообще является непрерывность поступления вещества в одной из фаз системы — в воздействующем растворе. Если скорость реакций на фронтах замещения очень мала по сравнению со скоростью инфильтрации, то концентрации компонентов в отдельных порциях раствора будут изменяться на бесконечно малые величины, не отражающиеся на дальнейшем ходе реакций. В случае, если скорость разрастания колонки мало отличается от скорости протекания раствора, быстрому выравниванию концентраций в определенных условиях могут энергично способствовать некоторые дополнительные процессы, на важную роль которых при гидротермальном минералообразовании обратил внимание геологов Г. Л. Поспелов (1963), а именно — термоостический эффект и ускоряющие диффузию поверхностные явления.

Очевидно, что указанные условия, обеспечивающие сохранение постоянного состава раствора, реализуются далеко не всегда. Если в силу определенных причин раствор ощутимо изменяет состав в ходе реакций с породой (скорость продвижения фронтов близка скорости инфильтрации, а диффузионное выравнивание концентраций затруднено), — то возникают колонки иного типа, которые предлагается именовать сложными, или разветвленными.

---

* Можно показать, что этот вывод не противоречит основной системе уравнений инфильтрационной зональности Д. С. Коржинского, которые для «простых» колонок принимают несколько иной вид (концентрации компонентов в растворе не входят в эти уравнения). Однако это самостоятельный вопрос, требующий особого рассмотрения.

Сложные (разветвленные) метасоматические колонки и механизм их формирования

Принадлежность колонки этому типу устанавливается по ранее сформулированному критерию: метасоматит предельной тыловой зоны в процессе возникновения на месте исходной породы не проходил хотя бы одной стадии, соответствующей какой-либо относительно внешней зоне. Иначе говоря, ряд замещения для метасоматита предельной тыловой зоны не включает в себя породы, принадлежащие одной из более передних зон. Они сами представляют конечные члены самостоятельных рядов замещения и, таким образом, могут рассматриваться как предельные метасоматиты. На стадии соответствующей одной из более передних зон, или на стадии исходного субстрата, указанные ряды замещения сходятся в единый общий ряд, что и послужило поводом для наименования «разветвленные колонки».

В качестве примера сложных колонок могут быть предложены случаи развития промежуточной зоны меланократовых, существенно кальциево-железистых метасоматитов при щелочном метасоматизме основных пород. В частности, они широко распространены в областях проявления формации приразломных щелочных метасоматитов хр. Бырранга на Таймыре (Гулин, 1966), где замещению подвергаются интрузивные траппы. В схематизированном виде колонка выглядит следующим образом: *

$$\leftarrow \underset{\text{(долерит)}}{(0)Pl_{60}+Aug+Ol} \mid (1)Pl_{60}+Hb+Bow \parallel (2)Ep\ldots$$
$$\ldots+Fe-Hast+Mt \parallel (3)Ab\leftarrow.$$

В других случаях эта же колонка имеет вид:

$$\leftarrow \underset{\text{(долерит)}}{(0)Pl_{60}+Aug+Ol} \mid (1)Pl_{60}+Hb+Bow \parallel (2)Hed+\ldots$$
$$\ldots+Na-Hb+Mt \parallel (3)Ab+Cal\leftarrow,$$

т. е. в зависимости от режима Ca в зоне (2) развиваются эпидот и феррогастингсит или железистый пироксен и бескальцие-

---

* Символы минералов здесь и ниже:

Ab — альбит
Ang — ангидрит
Aug — авгит
Bi — биотит
Bow — боулингит
Cal — кальцит
Cp — халькопирит
Ep — эпидот
Fe—Hast — феррогастингсит
Hb — роговая обманка
Hed — геденбергит
Mt — магнетит
Na—Hb — натриевая роговая обманка
Ol — оливин
Pl_{60} — плагиоклаз с 60% анортита
Po — пирротин
Pyr — клинопироксен.

вый амфибол типа баркевикита и глаукофана. В обоих случаях зона (2) представляет собой зону фиксации Fe (отчасти Mg и Ca), полностью вынесенного из тыловой зоны колонки. Непосредственным субстратом для зоны (3), так же как и для зоны (2), послужили породы зоны (1). При этом метасоматиты зоны (2) начали образовываться только после того, как зона (3) достигла более или менее значительной мощности. Зоны существенно железистых метасоматитов в приведенных примерах могут достигать нескольких десятков метров мощности.

Колонки этого типа обычны также для формации инфильтрационных скарнов, развиваются при процессах нефелинизации, карбонатизации, скаполитизации и других, т. е. распространены в природе весьма широко.

В таких колонках зона, в которой накапливается компонент, выносимый из смежной внутренней зоны, и эта смежная зона могут рассматриваться как дополняющие друг друга — компонентарные.

Перейдем к рассмотрению механизма формирования разветвленных колонок, имея в виду, что это есть, по сути дела, механизм изменения состава раствора по мере просачивания и взаимодействия его с породой. Может быть предложено два главных независимых принципа, управляющих этим процессом.

Первый из них заключается в обогащении раствора компонентом, который высвобождается при разложении одного из многокомпонентных минералов в ходе реакции на данном фронте замещения и не связывается в этой же реакции в минеральные формы. При таком разложении какого-либо минерала зоны с номером $(n-2)$ позади надвигающегося на нее фронта тыловой зоны n концентрация высвобождающегося компонента k в растворе будет возрастать по мере продвижения фронта. Это происходит на той стадии, когда компонентарная по отношению к тыловой зона $(n-1)$, с появлением которой колонка разветвляется, еще не начала образовываться. Если между раствором, содержащим компонент k, и каким-либо минералом или минералами зоны $(n-2)$ возможна реакция, то по достижении необходимой для протекания этой реакции минимальной концентрации компонента k начинается формирование зоны $(n-1)$ по зоне $(n-2)$. При этом продвижение фронта зоны n приостанавливается, а от него в направлении разрастания колонки начинает двигаться фронт зоны $(n-1)$. В общем виде колонка, развившаяся таким путем, может быть изображена следующим образом:

$$\leftarrow(0)A+B+C \mid (1)A+K \parallel (2)M_{AK}+N_{AK} \parallel (3)L\leftarrow$$

где индексы AK при минералах M и N зоны (2) обозначают, что они обогащены компонентами, входящими в состав мине-

ралов A и K и не вошедшими в состав минерала L. Приведенные примеры соответствуют именно этому типу сложных колонок

Может создаться впечатление, что разобранный механизм аналогичен рассмотренному Д. С. Коржинским общему случаю развития колонок с химическим взаимодействием компонентов в растворе, обозначенному им как «обогащение перемещенным инертным компонентом A в силу понижения его растворимости при растворении минерала B» (Коржинский, 1953_2, 1953_3). При этом вследствие отставания фронта растворения минерала A от фронта растворения минерала B возникает колонка: $\leftarrow A + B \mid A \mid Ж \leftarrow$. Однако нетрудно убедиться, что минерал A, образующий промежуточную зону, представляет неизмененный минерал исходной породы и никакого перемещения компонента A в этом случае не будет происходить. В рассмотренном же нами типе колонок действительно осуществляется перемещение — перенос компонентов, вошедших в состав компонентарной зоны, из объема, занимаемого тыловой зоной.

Второй принцип развития разветвленных колонок состоит в зависимом возрастании концентрации одного из компонентов раствора при изменении концентрации другого компонента раствора, которая убывает в ходе реакции на каком-либо фронте замещения. Так же как и ранее рассмотренный механизм, такого рода взаимозависимость концентраций оказывается возможной только в условиях затрудненности диффузии и других выравнивающихся процессов. Это означает, что данная система, если понимать под ней часть области промачивания, в которой происходит определенная реакция, например фронт замещения с прилегающими к нему породами, приближается по своему состоянию к закрытой системе. В закрытой системе концентрация одного компонента раствора (мольная или весовая доля) линейно возрастает с уменьшением концентрации другого. Пусть в исходном растворе содержится компонент r, причем возможна реакция

$$n_p P + n_r r + \ldots \rightarrow n_R R + n_p P + \ldots,$$

где p, r, ... — компоненты раствора; P, R, ... — минералы, содержащие компоненты p, r, ...; n_p, n_r, ... n_R, n_p, ... — мольности веществ, участвующих в реакции. Для того, чтобы эта реакция протекала в требуемом направлении, необходимо, чтобы $\mu_p n_p + \mu_r n_r + \ldots > \mu_R n_R + \mu_p n_p + \ldots$ (μ_p, μ_r, ..., μ_R, μ_p, ... химические потенциалы веществ, участвующих в реакции). Поскольку μ_r в растворе при заданных температуре и давлении определяется концентрацией (активностью) r, то существует некоторая минимальная концентрация r, при которой реакция будет идти слева направо. Примем, что концентрация r в исходном растворе $C_r < C_r^{\min}$ и реакция не происходит. Допу-

стим также, что имеется другой компонент раствора q, который участвует в действительно протекающей реакции на некотором фронте замещения, причем связывается в твердые фазы, т. е. концентрация его в растворе понижается. Тогда C_r будет при этом возрастать. Если в ходе возрастания будет достигнута концентрация $C_r = C_r^{\min}$, то начнется ранее указанная реакция. Характер замещения на рассматриваемом фронте изменится и начнет формироваться новая зона. При этом фронт тыловой зоны приостановится, а от него в направлении инфильтрации раствора будет перемещаться фронт новой зоны $(n-1)$. Возникающая разветвленная колонка может быть представлена в таком виде: ←(0)A+B+E | (1)A+P ‖ (2)R ‖ (3)Q←
Здесь минералы R и Q соответственно содержат компоненты r и q, концентрации которых в растворе в данных условиях связаны взаимозависимостью типа $C_r = f(C_q)$ (если пренебречь прочими компонентами раствора).*

Сложные колонки, образованные в соответствии со вторым принципом, характерны для рудных метасоматитов. В частности, с этих позиций хорошо объясняются особенности строения таких интересных объектов, как расслоенные сульфидные вкрапленники в псевдостратифицированных траповых интрузиях с медно-никелевым оруденением (Норильский район), которым посвящена обширная литература. Рассматривая их как проявление пятнистого (мозаичного) замещения в условиях направленного флюидотока с развитием инфильтрационной микрозональности,** можно получить следующую обобщенную колонку, представляющую пример сложных колонок вышеразобранного типа:

←(0)Ol+Pyr+Pl | (1)Bi+Hb+Ang ‖ (2)Cp ‖ (3)Po←

Предполагается, что халькопиритовая микрозона возникает вследствие повышения концентрации меди в растворе за счет снижения концентрации железа в ходе реакций пирротинизации.

---

* Если реакция, приводящая к образованию минерала Q с началом развития зоны R прекратится, минерал Q может стать неустойчивым в контакте с раствором и начнет замещаться R. При этом новообразованная зона R может не только разрастаться в направлении инфильтрации раствора, но и надвигаться на тыловую зону, как это имеет место в приведенном ниже примере.

** Наиболее глубоко представления об инфильтрационно-автометасоматической природе реакционных оторочек сульфидных вкрапленников, а равно и самих вкрапленников, и о микрозональности при сульфидизации развиты В. В. Золотухиным в известной монографии (1964).

А. А. Предовский

НЕКОТОРЫЕ СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Разработка методики детального изучения гидротермально измененных пород рудоносных площадей требует учета тех изменений, которые произошли в учении о гидротермальных рудных месторождениях за последние десять лет. По мнению автора, существо этих изменений сводится к допущению множественности и независимости в общем случае друг от друга источников рудотранспортирующих растворов и рудного вещества. Иначе, схема рудного гидротермального процесса, описывавшаяся ортодоксальной концепцией магматогенного рудообразования и сводившаяся к тому, что интрузивное тело или глубинный магматический очаг является единым источником энергии, растворов и рудного вещества, представляется теперь лишь частным и, вероятно, редким случаем чрезвычайно многообразного и сложного гидротермального рудного процесса.

Возможности разных путей генерации гидротермальных растворов, обсуждавшиеся и ранее, например А. П. Карпинским и В. Линдгреном, ныне получили более твердое обоснование. Так, со ссылкой на исследование И. Дана (Dunn, 1942) и с использованием новых материалов Н. Г. Судовиковым (1962, 1964), Я. Н. Белевцевым (1966) и другими рассмотрены условия возникновения гидротермальных растворов при региональном метаморфизме. А. И. Германовым (1953), В. В. Ивановым (1963), С. И. Набоко (1962) обосновано участие подземных вод в формировании гидротерм. Приток высоконагретых глубинных ювенильных вод, предусматривавшийся еще А. Локком и др. (Locke, Billingslay, Schmitt, 1934), показан У. Файфом и Дж. Ферхугеном (1962). Взаимодействие и роль растворов различного происхождения обсуждалась в публикациях А. А. Саукова (1960), П. С. Саакяна (1960) и Я. Н. Белевцева. Возможность мобилизации рудного вещества из осадочных и метаморфических образований обосновывается П. Рутье (1960), А. П. Тугариновым (1960), К. Сулливаном (1960), Д. П. Сердюченко и др. (1964), В. Мармо (Marmo, 1960).

По-видимому, лишь проявление влияния эндогенного тепла разграничивает эндо- и экзогенные рудные концентрации, возникшие под воздействием нагретых вод в близповерхностных зонах земной коры. Эта грань, вообще разделяющая экзо- и эндогенные концентрации, оставляет, с одной стороны, рудоносные образования, обязанные действию нагретых подземных вод, и, с другой — регрессивно-эпигенетические гипергенные

концентрации в проницаемых породах. Те и другие возникают за счет рудного вещества, содержащегося во вмещающих осадочных толщах.

Для магматических интрузивных пород мобилизация рудогенных элементов, происходящая в отличие от канонов ортодоксальной магматогенной концепции не в процессе становления магматической породы как таковой, а при наложенных явлениях, хорошо показана на примере олова (Барсуков, 1957; Барсуков, Дурасова, 1966) и ряда других элементов.

Рассмотренные изменения во взглядах на эндогенное гидротермальное рудообразование и обширные фактические сведения по геохимическим закономерностям распределения рудогенных элементов и геологии их месторождений позволяют подчеркнуть две важнейшие особенности гидротермального рудного процесса, связанные, как нам кажется, между собой.

Первая из них заключается в том, что зарождение и миграцию растворов можно рассматривать независимо от проблемы происхождения рудного вещества. Другими словами, гидротермальные растворы во многих случаях могут не быть в начале своей эволюции рудоносными. Это обстоятельство было рассмотрено Г. А. Поспеловым (1962) и недавно вновь подчеркнуто Г. И. Россманом (Гинзбург, Россман и др., 1966). Несмотря на большую предысторию вопроса, гидротермальные растворы во многих публикуемых работах полагаются изначально рудоносными. Этого не избегают и сторонники нового направления, занимающегося метаморфогенным рудообразованием (Судовиков, 1962, 1964; Белевцев, 1966, и др.).

Вторая особенность гидротермального рудного процесса заключается в том, что дистанции переноса рудного вещества от зон его мобилизации до участков отложения и накапливания могут быть различными и, вероятно, во многих случаях сравнительно небольшими. В этом могут убедить следующие факты.

Во-первых, известна динамичность и неустойчивость состояния растворов, содержащих в виде различных комплексов рудное вещество, их исключительная чувствительность к изменению свойств среды. Это противоречит предположению о далекой (до многих километров) миграции рудоносных растворов в неустойчивых по режиму тектонически ослабленных зонах.

Во-вторых, весьма большое количество данных свидетельствует о связи многих типов гидротермальных рудных месторождений с определенным комплексами и формациями пород. Напомним связи месторождений олова, вольфрама, бериллия с гранитоидами, никеля и меди с основными ультраосновными породами (Елисеев, и др., 1952; Елисеев, 1958).

Более многообразны связи с различными комплексами пород у повышенных концентраций элементов, способных к накоплению и в эндогенных и в экзогенных условиях. Их гидро-

термальные (по механизму образования) месторождения, по-видимому, формируются за счет различных источников рудного вещества. Таковые, в частности, ртуть, свинец, цинк, медь, молибден, уран, кобальт. Вероятно, не случайно месторождения ртути в палеозойских толщах приурочены к полуплатформенным карбонатно-терригенным формациям, а в мезо-кайнозойских — к вулканогенно-осадочным. Подобно этому свинцово-цинковые месторождения на разных уровнях разрезов нередко пространственно приурочены к терригенно-карбонатным толщам с обязательным участием доломитов и черных сланцев, медные и молибденовые — к пестроцветным толщам и черным сланцам. Заслуживает особого внимания то обстоятельство, что перечень рудогенных элементов, свойственных так называемым телетермальным месторождениям и рудным концентрациям поздних и конечных этапов развития подвижных зон, обнаруживает сходство с ассоциациями элементов, накапливающихся при седиментационных процессах.

Таким образом, отмеченные выше особенности гидротермального рудного процесса позволяют предполагать, что в наиболее сложных и, по-видимому, имеющих общее значение случаях, в доступных наблюдению объемах пород, содержащих месторождения, присутствуют зоны различного генетического характера, соответствующие участкам мобилизации, переноса и отложения рудного вещества.

С этой точки зрения гидротермальные рудообразующие системы, если оставить в стороне и происхождение растворов и причины их возникновеня, должны различаться по пространственным соотношениям зон мобилизации, переноса и отложения рудного вещества.

По-видимому, в зависимости от дальности переноса рудного вещества, может быть намечено три основных типа гидротермальных систем. Первый из них соответствует тем случаям, когда после мобилизации рудогенных элементов они транспортируются на весьма незначительные расстояния и отлагаются практически в тех же объемах пород, в которых произошла мобилизация, или же в непосредственной близости от них (дистанция переноса — до десятков метров, редко более). При этом, рудные концентрации располагаются в породах материнских или наиболее благоприятных для осаждения. К этому типу относятся многие из месторождений, рассматриваемые рядом авторов как метаморфогенные (урановые в черных сланцах и известняках, медные в пестроцветных метаосадках), ряд месторождений вольфрама, молибдена, урана, приуроченных к внутренним частям гранитоидных интрузивных тел, некоторые из месторождений олова и урана в кислых эффузивах. К этому типу применимы соображения А. Е. Шлыгина (1966) о «замкнутых системах» при гидротермальном процессе.

Второй тип гидротермальных систем соответствует место-

рождениям, возникающим при ощутимо дальней транспортировке рудного вещества (по-видимому, до многих сотен метров), после которой оно отлагалось в благоприятной структурно и по физико-химическим условиям обстановке. Ко второму типу может быть отнесено большое количество разнообразных гидротермальных месторождений. Вероятно, для них, сравнительно с первым типом, возрастает возможность участия нескольких источников рудного вещества, что могло бы быть показано на примере месторождений, приуроченных к обрамлению гранитоидных интрузивных тел.

Третий тип гидротермальных систем должен предусматривать весьма далекую транспортировку рудного вещества (до многих тысяч метров) и по причинам, рассмотренным выше, лишь в исключительных случаях может привести к формированию крупных рудных концентраций. Последнее, по-видимому, осуществимо или при узко направленном перемещении нагретых подземных вод, или при вертикальной миграции высокощелочных ювенильных растворов вдоль структурно ограниченных каналов.

Первый тип гидротермальных систем отличается от второго и еще более от третьего повышенной ролью метасоматических преобразований в рудном процессе, преобладанием диффузионного переноса над прямой транспортировкой в растворе, вероятно, несколько меньшим значением открытых полостей в рудоотложении и, наконец, максимальным взаимным влиянием зон мобилизации и отложения. Последнее представляется весьма важным обстоятельством.

Во всех типах гидротермальных систем в той или иной мере, в зависимости от условий, дифференцированно происходит мобилизация рудогенных элементов, их перенос и отложение, но процесс не обязательно завершается или сопровождается накоплением рудного вещества. По-видимому, это в известной мере редкая особенность гидротермальных систем.

Особо следует подчеркнуть несоответствие первого типа гидротермальных систем и простой схемы латераль-секреционного накопления рудного вещества.

Перемещение рудного вещества в первых двух типах гидротермальных систем может происходить под влиянием широкого спектра причин. Перспективным является исследование роли в этом процессе естественных электрических полей (Рысс, Свешников, 1964).

Значение двух первых типов гидротермальных систем для рудообразования подчеркивается еще и тем, что их развитие не требует особенно большого количества растворов, поскольку диффузионный перенос является здесь одной из важных форм транспортировки рудного вещества.

Изложенные выше сведения приводят, по мнению автора, к необходимости признания того обстоятельства, что гидротер-

мально измененные породы, по-видимому, должны различаться по принадлежности к зонам преимущественного развития процессов мобилизации, переноса и отложения тех или иных петрогенных и рудогенных элементов в процессе развития гидротермальных систем различного типа.

Следует подчеркнуть, что разработка методики исследования гидротермально измененных пород в каждом конкретном случае должна базироваться на хорошей структурной основе, в связи с исключительно важным влиянием различных и, прежде всего, разрывных нарушений на характер и направленность процессов развития гидротермальных систем.

Структурные исследования, вероятно, будут способствовать более успешному изучению зональности ореолов изменения пород в околорудном пространстве месторождений, поскольку будут учтены не только ореолы зон отложения, но и ореолы зон мобилизации и переноса, несомненно более обширные по объему, чем первые. Практически это открывает новые возможности для более уверенного глубинного прогноза, предполагается получение принципиально новых данных по строению и развитию ореолов в целом.

Предполагаемый подход не противопоставляется существующим методам изучения гидротермально-метасоматических явлений, а рассматривается как возможность их более целенаправленного применения. Поскольку допускается участие в рудообразовании вмещающих комплексов пород (в широком смысле этого слова), открываются пути для более углубленного химического исследования их потенциальных металлогенических возможностей, в частности, уровня содержания и характера распределения рудных элементов как по разновидностям пород, так и по минеральным фазам. Автор надеется, что исследования в рекомендуемом направлении окажутся полезными и для развития теории гидротермального рудопроявления.

Ф. А. Летников

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ ТИПОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Отдельные вопросы энергетики метасоматоза рассматривались Д. С. Коржинским (1949), Ю. А. Казицыным (1962), В. А. Рудником (1964), Ф. А. Летниковым (1965), В. А. Жариковым (1966) и другими исследователями.

В настоящее время мы располагаем основными термодинамическими константами более чем для 500 минералов и почти для всех элементов известны их энергетические характеристи-

ки в водных растворах. Это позволяет рассмотреть энергетику отдельных метасоматических колонок и проблему энергетики метасоматоза в целом.

Трудность решения поставленной задачи заключается в отсутствии в физической химии работ по изучению механизма метасоматического замещения одного минерала другим. Эта задача становится еще более трудной, если учесть многообразие форм проявления метасоматических явлений, что заставляет подходить к данному вопросу с позиций классической термодинамики, полагая, что при переходе системы из одного состояния в другое изменение термодинамического потенциала не зависит от пути перехода и равно разности потенциалов для этих состояний. Каждую реакцию метасоматического замещения можно рассматривать как инструмент, при помощи которого выравнивается термодинамическое равновесие в системе раствор—порода. Сдвиг равновесия в этой системе приводит к развитию метасоматических явлений, идущих с экзо- или эндоэффектом.

Характер и степень взаимоотношений между реакционными парами минералов определяется величиной энергетического вклада, получаемого в ходе замещения одного минерала другим (Летников, 1965).

Для анализа и сравнения различных метасоматических колонок по их энергетике между собой были рассчитаны энергетические параметры главных минералов некоторых метасоматических образований в интервале температур 25—800° С (табл. 1). Это позволило произвести энергетический анализ процессов образования метасоматической зональности, наблюдаемой в телах грейзенов, скарнов, вторичных кварцитов и метасоматитов из массивов щелочно-ультраосновных пород.

Магнезиальные скарны. Для случая, описанного Л. И. Шабыниным (1961), энергетический баланс формирования метасоматической колонки выглядит следующим образом: *

Температура 500—800° С

1) Дол ← Ка (50%) + Фо (30%) + Шп (8%) + Дол (12%). $\Delta A = -7{,}03 \leftarrow -3{,}1 - 2{,}88 - 0{,}92 - 0{,}84$. ΔA реакции $= +0{,}71$ *ккал/см*^{3};

2) Дол ← Ка (58%) + Фо (34%) + Шп (8%). $\Delta A = -7{,}03 \leftarrow -3{,}64 - 3{,}26 - 0{,}93$. ΔA реакции $= +0{,}8$ *ккал/см*^{3};

3) Дол ← Пи (60%) + Шп (10%) + Ка (30%). $\Delta A = -7{,}03 \leftarrow -5{,}6 - 1{,}16 - 1{,}88$. ΔA реакции $= +1{,}161$ *ккал/см*^{3};

4) Дол ← Пи (60%) + Пл (40%). $\Delta A = -7{,}03 \leftarrow -5{,}6 - 3{,}1$. ΔA реакции $= +1{,}7$ *ккал/см*^{3}.

---

* Сокращенные обозначения минералов даны в табл. 1.

Таблица 1

Значения ΔZ_T и ΔA для минералов

Минерал	M	d	C	$-\Delta Z_T$, ккал/моль					$-\Delta A$, ккал/см³				
				300	500	700	900	1100°К	300	500	700	900	1100°К
Альбит (Алб)	262,16	2,62	0,01	850,4	315,0	779,6	744,2	708,8	8,50	8,15	7,80	7,44	7,08
Анортит (Ан)	278,16	2,76	0,0099	932,7	889,1	845,5	801,9	758,3	9,23	8,8	8,37	7,93	7,5
Ортоклаз (Орт)	278,3	2,55	0,0091	862,0	826,4	790 8	755,2	719,2	7,84	7,52	7,20	6,87	6,55
Мусковит (Мус)	398,2	2,8	0,0070	1330	1268	1206	1144	1082	9,31	8,88	8,44	8,0	7,57
Форстерит (Фор)	140,7	3,2	0,0227	479,8	460,87	441,94	423	404	10,90	10,46	10,03	9,6	9,17
Оливин (Ол)	155	3,3	0,021	437,7	418,2	398,8	379,2	359,7	9,28	8,86	8,45	8,04	7,62
Альмандин (Алм)	497,7	4,32	0,0086	1110	1054,7	999,3	944	888,8	9,55	9,07	8,60	8,12	7,64
Гроссуляр (Грос)	450,38	3,6	0,008	1342,6	1287,3	1230	1174,7	1118,3	10,74	10,30	9,84	9,40	8,94
Андрадит (Анд)	508,1	3,75	0,0073	1290,0	1234,6	1178,6	1122,0	1066,0	9,42	9,01	8,60	8,20	7,78
Диопсид (Ди)	216,52	3,27	0,0151	700,7	673,3	646,3	618,9	591,5	10,58	10,17	9,76	9,34	8,93
Геденбергит (Ге)	248,	3,55	0,0143	615,1	589,6	564	538,5	513	8,80	8,43	8,06	7,7	7,33
Гиперстен (Ги)	312,5	3,4	0,0109	595	569	543,1	517,2	491,3	6,48	6,2	5,91	5,63	5,35
Волластонит (Вол)	116,14	2,9	0,0249	357,4	344,0	330,6	317,2	303,8	8,89	8,56	8,23	7,89	7,56
Нефелин (Неф)	142,0	2,62	0,0184	463,4	446	426,7	408,4	390,1	8,52	8,18	7,85	7,51	7,17
Микроклин (Мк)	278,3	2,55	0,0091	8 ,0	821,4	786,8	752,2	717,6	7,78	7,47	7,15	6,84	6,53
Кальцит (Ка)	100,1	2,71	0,0270	,9,8	257,4	244,9	—	—	7,29	6,95	6,61	6,0	—
Доломит (До)	181,42	2,85	0,0157	520,0	496,0	472,0	448,0	—	8,16	7,78	7,41	7,03	—
Серпентин (Сер)	277,1	2,55	0,0092	934	882	830	778	—	8,40	7,94	7,48	7,02	—
Шпинель (Шп)	142,3	3,55	0,0249	517,5	500,7	483,8	467	450	12,88	12,46	12,04	11,62	11,20
Салит (Сал)	227	3,36	0,0148	671,7	645,3	618,9	592,5	566,1	9,94	9,55	9,15	8,76	8,37
Фторфлогопит (Флг)	417,24	2,75	0,0066	1438,1	1385	1332	1279	1226	9,49	9,14	8,79	8,44	8,09
Флюорит (Фл)	78,1	3,2	0,0409	277,7	269,3	260,9	252,5	244,1	11,35	11,01	10,67	10,32	9,98
α-кварц (Кв)	60,06	2,65	0,044	196,9	189,3	181,7	—	—	8,66	8,32	7,98	—	—
β-кварц (Кв)	60,06	2,53	0,042	—	—	—	166,5	157,8	—	—	—	6,99	6,62

Из полученных величин отчетливо видна эндотермическая направленность процесса образования магнезиальных скарнов по доломитам. К сожалению, отсутствие данных по минеральному составу гнейсов этого разреза не дает возможности учесть энергетический эффект образования эндоскарнов.

Величина эндоэффекта (ΔA) растет по мере усиления процесса скарнообразования и достигает максимума в той части колонки, где исчезает карбонат и присутствуют только силикаты. Весьма примечательно, что здесь все частные реакции метасоматического замещения носят эндотермический характер. Это позволяет в случае отсутствия данных по минеральному составу метасоматитов и исходных пород пользоваться частными реакциями, поскольку на каждом этапе отдельная реакция имеет энергетическую направленность, соответствующую общему течению процесса.

$$\text{Дол} \leftarrow \text{Фор},\ \Delta A = +2{,}6\ ккал/см^3;$$

$$\text{Дол} \leftarrow \text{Пир},\ \Delta A = +2{,}3\ ккал/см^3.$$

Известковые скарны. По сравнению с магнезиальными известковые скарны характеризуются меньшими глубинами формирования (Жариков, 1966) и это отчетливо выражается в их энергетической характеристике. Наиболее типичные реакции скарнового процесса (температура 400—800° С):

$$\text{Ка} \leftarrow \text{Вол},\ \Delta A = +1{,}6\ ккал/см^3;$$

$$\text{Ка} \leftarrow \text{Анд},\ \Delta A = +1{,}9\ ккал/см^3;$$

$$\text{Ка} \leftarrow \text{Сал},\ \Delta A = +2{,}5\ ккал/см^3.$$

Типичные реакции замещения в метасоматической колонке:

$$\text{Ка} \leftarrow \text{Вол},\ \Delta A = +1{,}6\ ккал/см^3;$$

$$\text{Вол} \leftarrow \text{Грос},\ \Delta A = +1{,}4\ ккал/см^3;$$

$$\text{Грос} \leftarrow \text{Сал},\ \Delta A = +0{,}6\ ккал/см^3.$$

По мере развития процесса формирования колонки и замещения одних силикатов другими величина эндоэффекта уменьшается, а при последующих низкотемпературных процессах эпидотизации, амфиболизации, хлоритизации и карбонатизации эффект уже экзотермический. Например: Грос ← Ка $\Delta A = -3{,}3$ *ккал/см*³. Это происходит в магнезиальных скарнах, когда в них развиваются более поздние минералы: флогопит, амфибол, хлорит и серпентин.

Процессы метасоматоза в щелочно-ультраосновных породах и формирование карбонатитов с точки зрения энергетического анализа являются весьма показательными. Эти процессы характеризуются следующими энергетическими эффектами:

Температура 400—800° С

$$Ол \leftarrow Ди, \quad \Delta A = +1{,}31 \ ккал/см^3;$$

$$Ди \leftarrow Фл, \quad \Delta A = -1{,}1; \ -0{,}9 \ ккал/см^3;$$

$$Ди \leftarrow Неф, \ \Delta A = -2{,}0; \ -1{,}9 \ ккал/см^3;$$

$$Ди \leftarrow Ка, \quad \Delta A = -3{,}2; \ -3{,}0 \ ккал/см^3.$$

Если при пироксенизации оливина процесс носит эндотермический характер, то процессы щелочного и карбонатного метасоматоза экзотермичны, причем от флогопитизации до карбонатизации значение экзоэффекта возрастает почти в 3 раза.

Грейзены. Грейзенизация гранитов, по данным автора, начинается с альбитизации калиевых полевых шпатов и замещения плагиоклаза агрегатом кварца, мусковита и флюорита. Энергетические эффекты реакций (T — 300—600°):

$$Орт \leftarrow Алб, \ \Delta A = +0{,}6 \ ккал/см^3;$$

$$Пл \leftarrow Кв, Мус, Фл, \ \Delta A = +0{,}5 \ ккал/см^3.$$

При последующем формировании кварц-мусковитовых грейзенов наиболее типична реакция замещения альбита мусковитом:

$$Алб \leftarrow Мус, \ \Delta A = +0{,}64 \ ккал/см^3.$$

В заключительную стадию процесса при формировании кварцевого грейзена идет замещение мусковита кварцем

$$Мус \leftarrow Кв, \ \Delta A = -0{,}4 \ ккал/см^3.$$

Процесс формирования грейзенов является обратимым по своей энергетической сути и на последней стадии, когда термодинамический потенциал раствора падает, на смену эндотермическим процессам приходит экзотермический.

Вторичные кварциты. По С. И. Набоко (1963) на о-ве Парамушир по вертикали в интервале 200 *м* происходит смена мономинеральных кварцитов кварц-алунитовыми метасоматитами, далее кварц-серицитовыми метасоматитами к слабо пропилитизированным андезитам.

Поскольку при определении значения ΔA для пары метасоматит—эффузив невозможно вести вычисления для отдельных частных реакций, приходится высчитывать суммарный энергетический эффект замещения (табл. 2).

Для данной метасоматической колонки величина ΔA пары андезит — метасоматит колеблется в пределах — 1,2—1,6 *ккал/см*³ и все без исключения метасоматиты образовывались с экзоэффектом. Этот факт указывает на прямую связь между характером метасоматического изменения пород и теплоотдачей в приповерхностной зоне земли, обусловившими экзотермичность процесса.

Таблица 2

Порода состав, %	Величина ΔA, *ккал/см*³		
	100°	200°	300°С
Андезит (андезин — 75%, пироксен — 25%)	—9,1	—9,08	—9,06
Кварц-серицитовая порода (кварц — 70%, серицит — 30%)	—7,92	—7,78	—7,64
Кварц-алунитовая порода * (кварц — 35%, алунит — 65%)	—7,8	—7,6	—7,4
Кварцит (кварц — 100%) . .	—7,72	—7,56	—7,4

Если сравнить реакционные пары минералов по величинам ΔA (см. табл. 1), то можно отметить ряд закономерностей общего порядка:

а) наибольшая величина ΔA в ряду экзотермических процессов наблюдается при замещении сульфидами минералов, построенных на базе кислорода и фтора. Это обусловливает преобладающее развитие явлений замещения сульфидами силикатов, окислов, карбонатов, сульфатов на конечных этапах эволюции гидротермальных систем;

б) наиболее широко в природе представлены те метасоматические замещения, у которых значение ΔA растет при уменьшении температуры;

в) реакции, характеризующиеся постоянством величины ΔA в широком интервале температур, представлены локально и незначительно.

В обобщенном виде данные по энергетической характеристике процессов формирования основных типов метасоматитов сведены в табл. 3.

В составе силикатов, слагающих метасоматиты, принимают участие не более 16 элементов, а в анионной их части — только два — Si и Al. Катионами, достраивающими силикатные и алюмосиликатные анионы до минералов, являются Mg, Ca, Fe, Na, K, Al, Be, Mn, Cr, Li.

Как известно, главной причиной, обусловливающей возникновение химической связи, является стремление разноименно заряженных частиц скомпенсировать свои свободные энергии. Чем полнее эта компенсация, тем прочнее данное соединение. Логично полагать, что для компенсации свободной энергии аниона в первую очередь будет подбираться соответствующий катион, наиболее полно компенсирующий его свободную энергию.

* ΔZ_T алунита высчитаны приближенными методами и равны: $\Delta Z_{100°}$ — —1170, $\Delta Z_{200°}$—1125, $\Delta Z_{325°}$ — 1080 *ккал/моль*.

Таблица 3

Метасоматиты	Величины ΔA, *ккал/см*^{3}	
	эндотермические процессы	экзотермические процессы
Магнезиальные скарны	Образование форстерита и пироксена по доломиту $\Delta A = +2{,}3;\ +2{,}6$	—
Известковые скарны	Образование волластонитового, гранатового и пироксенового скарна по кальциту $\Delta A = +1{,}6;\ +2{,}5$	—
Метасоматиты в массивах ультраосновных щелочных пород	1. Замещение оливина пироксеном $\Delta A = +1{,}31$	2. Флогопитизация пироксена $\Delta A = -1{,}1;\ -0{,}9$ 3. Нефелинизация пироксена $\Delta A = -2{,}0;\ -1{,}9$ 4. Карбонатизация пироксена $\Delta A = -3{,}2;\ -3{,}0$
Грейзены	1. Альбитизация калиевого полевого шпата $\Delta A = +0{,}6$ 2. Мусковитизация плагиоклаза $\Delta A = +0{,}5$ 2а. Мусковитизация альбита $\Delta A = +0{,}64$	3. Замещение мусковита кварцем, $\Delta A = -0{,}4$
Вторичные кварциты	—	Образование по андезитам кварц-серицитовых и кварц-алунитовых метасоматитов и кварцитов $\Delta A = -1{,}18;\ -1{,}66$
Серпентиниты	—	Замещение оливина серпентином $\Delta A = -0{,}9;\ -1{,}0$

В табл. 4 приведены свободные энергии некоторых силикатных анионов и катионов в водных растворах в интервале температур 25—800° С, которые рассчитывались по уравнению Гиббса—Гельмгольца с получением для анионов значений ΔH и ΔZ по следующей методике.

Предполагается, что для наиболее широко распространенных в природе простых силикатов справедливо равенство: *

$$\Delta Z_{\text{аниона}} = \Delta Z_{\text{минерала}} - \Delta Z_{\text{катиона}}.$$

* Более правилен расчет с учетом ΔZ реакции, но для этого нет данных.

Отсюда:

1. $MgSiO_3 — Mg^{2+} = SiO_3^{2-}$

$$\Delta Z^\circ = -337{,}2 - -109 = -228{,}2 \text{ ккал/моль.}$$

2. $Mg_2SiO_4 — 2Mg^{2+} = SiO_4^{4-}$

$$\Delta Z^\circ = -479{,}8 - -2 \cdot 109 = -261{,}8 \text{ ккал/моль.}$$

3. $Ca_3Si_2O_7 — 3Ca^{2+} = Si_2O_7^{6-}$

$$\Delta Z^\circ = -879{,}8 - -3 \cdot -132{,}2 = -483{,}2 \text{ ккал/моль.}$$

4. $Ca_2MgSi_2O_7 — 2Ca — Mg = Si_2O_7^{6-}$

$$\Delta Z^\circ = -853{,}8 - 2 \cdot -129{,}8 - -109{,}0 = -485{,}2 \text{ ккал/моль.}$$

Таблица 4

Значения ΔZ катионов и анионов в водных растворах

Катион или анион	$-\Delta H$, ккал/моль	$-\Delta S$, э. е.	$-\Delta Z_T$, ккал/моль				
			300°	500°	700°	900°	1100° К
Mg^{2+}	110,4	4,6	109	108,1	107,2	106,3	105,4
Ca^{2+}	129,8	8	132,2	133,8	135,4	137,0	138,6
Fe^{2+}	21	2,3	20,3	19,2	18,1	17,0	16,9
Na^{1+}	57,3	17,6	62,6	66,1	69,6	73,1	76,6
K^{1+}	60,0	25	67,5	72,3	77,2	82,1	87,0
Al^{3+}	125,4	34,6	115	109,4	103,8	98,2	92,6
Be^{2+}	93	26	85,2	80,0	74,8	69,6	64,4
Ba^{2+}	128,7	17,6	134	137,5	141,0	144,5	148,0
Mn^{2+}	53,3	3,6	54,4	55,1	55,8	56,5	57,2
Cr^{3+}	61,2	32,3	51,5	45,3	39,1	32,9	26,7
Li^{1+}	66,5	12,3	70,2	72,7	75,2	77,7	80,2
SiO_4^{4-}	287	90	260	242	224	206	188
SiO_3^{2-}	247	66	227	214	201	188	175
$Si_2O_7^{6-}$	531	160	483	451	419	387	355

Примечание. Значения ΔH и ΔZ для катионов взяты из В. Латимера (1954).

Для простых силикатных анионов этот метод дает хорошие результаты, вполне сопоставимые с опубликованными в литературе (Бабушкин и др., 1965) (табл. 5).

К сожалению, в отличие от островных и цепочечных силикатов, для каркасных силикатов такой расчет неприемлем, поскольку в каркасных силикатах тетраэдры $(Si, Al)O_4$ соединены друг с другом посредством общих атомов кислорода во

всех направлениях, не образуя при этом ярко выраженных цепей и слоев, что существенно затрудняет термохимическое расчленение анионной и катионной частей. Поэтому о величине ΔZ алюмосиликатного аниона судить трудно, но приближенно можно учесть ту часть энергии, которая приходится на долю элемента — компенсатора, достраивающего анион до минерала. Для $(AlSi_3O_8)^{1-}$ величина энергии компенсации будет лежать для температур 25—900° С в интервале — 62,6—87,0 *ккал/моль*, а $(Al_2Si_2O_8)^{2-}$ в пределах — 132,2—148 *ккал/моль*.

Таблица 5

Значение ΔZ некоторых анионов

Анионы	*Ккал/моль*, по литературным данным	*Ккал/моль*, рассчитанный по методу автора
SiO_4^{4-}	260,39	261,8
SiO_3^{2-}	226,9	228,2
$Si_2O_7^{6-}$	—	484

У форстерита полная компенсация ΔZ катиона и ΔZ аниона наступает около 600° С, выше этой температуры $\Delta Z Mg^{2+}$ больше, чем $\Delta Z SiO_4^{4-}$, а с понижением температуры имеет место обратная зависимость и при 200° С эта разница достигает —25 *ккал/моль*. Логично полагать, что для восполнения энергии в катионную часть может допускаться Fe^{2+} (ΔZ от —20,3 до —16,9 *ккал/моль*, см. табл. 4), это должно привести к повышению железистости форстерита по мере падения температуры его образования. Для ортосиликата Са полная компенсация наступает где-то в области стандартных температур и в этом, возможно, заключается причина отсутствия его в метасоматитах. У $MgSiO_3$ разница в значениях ΔZ катиона и аниона в широком диапазоне температур весьма мала и ею практически можно пренебречь. Исходя из величин ΔZ_T (см. табл. 4), можно предположить, что для каждого класса минералов наряду с главными петрогенными элементами-компенсаторами могут выступать и рудные элементы, обладающие сходными кристаллохимическими параметрами с главным катионом в одних случаях, а в других — обеспечивающими более полную компенсацию. Такой процесс будет идти наиболее широко при ΔZ аниона $> \Delta Z$ катиона.

В последние годы для объяснения процессов кислотно-основного взаимодействия в природных системах применялись различные энергетические параметры (Щербина, 1964; Перчук, 1964; Жариков, 1966; Урусов, 1965). Нами предпринята по-

пытка оценить относительную кислотность минералов с привлечением значений их ΔZ.

После работ М. И. Усановича (1953) по теории кислот и оснований большое развитие получили исследования, посвященные относительности понятия «кислый», «нейтральный», «основной», т. е. все большее число сторонников приобретал тезис о том, что кислотноосновные свойства элемента зависят от того, с каким элементом он сочетается. В свете этих представлений оригинальна теория экранирования, предложенная Вейлем (1956) и развиваемая у нас Г. И. Беляевым (1961).

Вейль рассматривает кислотность системы как свойство, обратно пропорциональное степени экранирования или защищенности катионов кислородом. Он указывает на прямую связь кислотности системы и степени связывания анионов положительным полем. А так как, по М. И. Усановичу, «кислота — вещество, способное отдавать электроположительные частицы», то ослабление связи М—О соединения означает усиление его кислотных свойств. Поскольку ΔZ образования минерала является, наряду с ΔH, показателем прочности связи частиц, его слагающих, то логично полагать, что значение ΔZ минерала может являться показателем его кислотности при данной температуре. Г. И. Беляев, А. С. Еськов и Н. Ф. Смакота (1966) при рассмотрении теории кислотности применительно к эмалевым боросиликатным стеклам, в частности, пришли к выводу «... кислотность стекла непосредственно связана с изменением изобарного потенциала системы и находится в обратной зависимости от температуры...».

С этой точки зрения, чтобы судить об относительной кислотности минералов, слагающих метасоматическую колонку по их величинам ΔZ_T, определяющих одновременно их энергоемкость, целесообразно вести расчет на 1 анион кислорода, поскольку в данном случае мы получаем парциальную энергию связи кислорода в соединении, прочность экранирования им катионов.

Если обратиться к разобранным выше метасоматическим колонкам, то при помощи величин ΔZ_T можно охарактеризовать их энергоемкость и относительную кислотность.

1. Известковые скарны: Вол — 106, Грос — 102, Сал — 98 *ккал/г-атом* кислорода.

Отчетливое повышение кислотности от волластонита к салиту. По В. И. Жарикову (1966), в генетическом ряду диопсид—салид—геденбергит кислотность растет, что хорошо иллюстрируется и предложенным нами методом: Ди — 106, Сал — 98, Гед — 90 *ккал/г-атом* кислорода.

2. Для процесса грейзенизации: Кпш — 98, Алб — 97, Мус — 95, Кв — 91 *ккал/г-атом* кислорода.

Кислотности минералов растут с усилением грейзенизации.

Таким образом, при помощи значений свободных энергий образования минералов при соответствующих температурах мы можем произвести энергетический анализ метасоматических процессов и объяснить их с точки зрения кислотно-основного взаимодействия.

И. В. Давиденко

Кольский филиал АН СССР

К ЭНЕРГЕТИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Принцип дифференциальной подвижности компонентов и разработанные школой Д. С. Коржинского методы физико-химического анализа минеральных парагенезисов намечают возможность количественного учета вещественных и энергетических эффектов минералообразования.

Известны успехи применения методов термодинамики к расчету минеральных равновесий (Лебедев, 1957; Летников, 1965). При этом обычно сравниваются величины теплот образования или изобарно-изотермические потенциалы минералов стандартного стехиометрического состава.

Но термодинамические расчеты ненадежны при анализе полиморфизма и реакций образования слоистых и каркасных силикатов, роль которых в земной коре исключительно велика. Существенная противоречивость заключается в способе расчета термодинамических величин по принципу аддитивности термохимических констант условных окислов, составляющих стехиометрическую формулу минерала. Эта противоречивость в известной мере устраняется введением эмпирических поправок в расчетные уравнения, если имеются экспериментальные данные.

Для условий природного минералообразования в большинстве случаев нет необходимости рассчитывать энергию формирования катионов и анионов из нейтральных атомов или окислов и представляется целесообразным рассмотреть ход минералообразования на ионном уровне при допущении реального существования в растворах катионов и комплексных анионов различной степени полимеризации, поскольку суть метасоматических преобразований минералов в ряде случаев сводится к катионному обмену при инертном поведении алюмокремнекислородных остовов силикатов.

Интересно выяснить энергетическую сторону процессов замещения для силикатов, строение которых характеризуется преемственностью анионных комплексов (Белов, 1961). Расчет катионной энергоемкости (Давиденко, 1965, 1966) ведется на

основе геоэнергетических формул, отличных от стехиометрических для минералов, содержащих адденды. Для силикатов с одним комплексным анионом все количество катионов компенсирует анионную группу и определение катионной энергоемкости сводится к вычислению произведения количества катионов на величину потенциалов их полной ионизации.

В молекуле полевого шпата радикал $AlSi_3O_8^{1-}$ компенсируется либо 16,9% K_2O (микроклин), либо 11,8% Na_2O (альбит), чему отвечает катионная энергоемкость соответственно 60,84 *эв* и 44,84 *эв* (Давиденко, 1965). Ясно, что реакция альбитизации микроклина энергетически выгодна на регрессивном этапе минералообразования. Сходной является и обстановка микроклинизации гранитов, когда олигоклаз с катионной энергоемкостью 100,8 *эв* замещается микроклином. При прочих равных условиях микроклинизация плагиоклаза оказывается более высокотемпературным процессом, нежели альбитизация микроклина, но альбитизация плагиоклазов повышенной основности весьма характерна для высокотемпературной области минералообразования (экзотермический эффект реакции олигоклаз—альбит составляет 55,96 *эв/моль*).

Сказанное согласуется с данными косвенных определений температур постмагматического минералообразования в гранитах (Вартанова, Щербакова, 1964); установлено, что периоду микроклинизации отвечает интервал температур 860—820° С, а периоду альбитизации микроклина интервал 390—280° С.

В силикатах с дополнительными катионами и анионами только часть катионов компенсирует заряд анионного комплекса, строение которого определяет существование минерального вида, остальным количеством катионов компенсируется заряд аддендов. Так, постоянное наличие в структуре слюд групп $Al(OH)_3$ и $Mg(OH)_2$ заставляет предположить, что в мусковите $^2/_9$ всего алюминия связано с гидроксилом(и фтором), $^3/_9$ алюминия входит в состав алюмокремнекислородного радикала, а заряд радикала компенсируется всем количеством калия (в реальных мусковитах и натрия) и $^4/_9$ алюминия в шестерной координации.

В биотите заряд радикала компенсируется всем количеством калия (и других одновалентных катионов) и двумя третями количества магния (и железа), одна треть количества магния расходуется на связь с гидроксилом.

Несложный расчет показывает, что для стехиометрических формул катионная энергоемкость мусковита равна 524 *эв/моль*, а биотита 744,46 *эв/моль* (Давиденко, 1965).

Расчеты по реальным составам слюд показывают, что величина катионной энергоемкости мусковита достигает 479 *эв/моль*, а биотита 694 *эв/моль*. Мусковит и биотит жилы 106 месторождения Риколатва соответственно характеризуют-

ся величинами катионной энергоемкости 445,34 и 561,63 *эв/моль*, а для мусковита и биотита жилы 2 месторождения Ена эти величины определены соответственно в 461,42 и 564,61 *эв/моль*.

Во всех рассмотренных случаях различие катионной энергоемкости мусковита и биотита численно велико, и экзотермический эффект мусковитизации биотита (100—200 *эв/моль*) позволяет считать, что замещение биотита мусковитом может начинаться при высокой температуре. Косвенные определения температуры мусковитизации биотита приводят к величинам порядка 710—480° С.

Таблица

Энергетические характеристики некоторых силикатов, *эв/моль*

Минерал	$-\Delta H_{298°К}$	$-\Delta Z_{300°К}$	Катионная энергоемкость
Микроклин	39,48 39,73	37,22 37,64	60,84
Альбит	39,28	36,97	44,84
Анортит	43,39	40,55	259,34
$Альбит_{75}$ $Анортит_{25}$	—	—	100,80
Мусковит	61,35	56,43	524,51
Биотит	—	—	744,46

Данные таблицы свидетельствуют о том, что величины катионной энергоемкости силикатов имеют ту же последовательность изменения, что и традиционные термодинамические характеристики. Метод катионной энергоемкости позволяет уверенно сравнивать между собой соединения однотипной структуры, давая возможность оперировать с данными реальных химических анализов минералов, сменяющих друг друга, помогает сравнительно легко наметить направленность метасоматических процессов и количественно выразить ход энергетических превращений.

В качестве немаловажного обстоятельства отметим, что если при термодинамических расчетах выдерживается оптимальная стехиометрия реакции, то и тогда происходит суммирование погрешностей вычисления констант, что существенно сказывается при малых количественных различиях термодинамических характеристик сравниваемых минералов. Сказанное можно подтвердить и данными таблицы, и ссылками на наиболее удачные случаи применения термодинамического потенциала в практике. Так, в одной из работ (Летников, 1965) сравнивались величины изобарно-изотермического потенциала для реакции волластонит-кальцитового замещения в объеме одного кубического сантиметра и различие это составило 500 *кал* для

700° К. Между тем, при расчете для высоких температур суммарная погрешность в определении изобарно-изотермического потенциала достигает величин порядка ±3—5 *ккал/моль* (Бабушкин, Матвеев, Мчедлов-Петросян, 1962).

Г. А. Кейльман

О СВЯЗИ ЩЕЛОЧНО-КИСЛОТНОГО РЕЖИМА С ДАВЛЕНИЕМ И ТЕМПЕРАТУРОЙ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Связь режима щелочности-кислотности с термодинамическими условиями метаморфических процессов легче всего представить, рассмотрев кристаллохимические особенности минералов, характеризующих различные метаморфические фации.

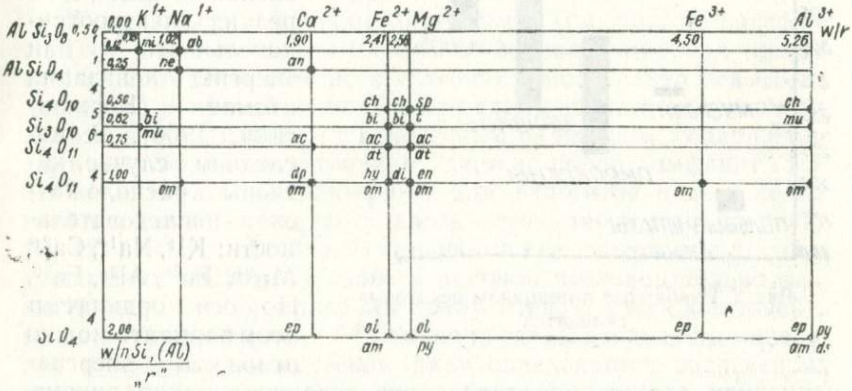


Рис. 1. Соотношение ионных потенциалов катионов и анионов для некоторых метаморфических минералов:

mi — микроклин, ab — альбит, ne — нефелин, an — анортит, ch — хлорит, sp — серпентин, t — тальк, mu — мусковит, bi — биотит, ac — актинолит, at — антофиллит, dp — диопсид, hy — гиперстен, en — энстантит, om — омфацит, ep — эпидот, ol — оливин, am — альмандин, py — пироп, ds — дистен

Щелочные и кислотные свойства минералов могут быть выражены несколькими способами (Ферсман, 1937; Соболев, 1948; Коржинский, 1966). На диаграмме (рис. 1) по оси абсцисс отложены значения ионных потенциалов катионов главных породообразующих силикатов. По оси ординат, ввиду невозможности определения ионных радиусов анионов, представляющих собой анизотропные гетеродесмические соединения, отложены условные величины, представляющие отношение удельного заряда аниона (на один атом кремния) к рас-

стоянию между «центром тяжести» кремнекислородной группы и катионов за вычетом ионного радиуса последнего. При таком построении анионы на диаграмме располагаются по убыванию их кислотных свойств (Ramberg, 1952). Катионы здесь размещаются в зависимости от их щелочных свойств по валентным группам, однако внутри групп наблюдаются отклонения от прямой последовательности. Так, Mg^{2+} располагается правее Fe^{2+}, а Al^{3+} — правее Fe^{3+}.

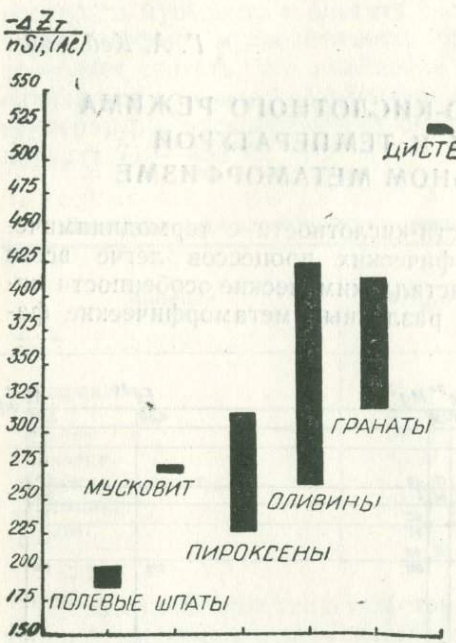


Рис. 2. Изобарные потенциалы некоторых силикатов

Интересующие нас свойства катионов и анионов могут быть выражены несколько иначе, через их электроотрицательность или энергию ионизации атомов (Коржинский, 1966). В последнем случае катионы расположатся в последовательности: K^{1+}, Na^{1+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+}. По оси ординат в этом варианте можно отложить энергию ионизации атомов кислорода, определяющих заряд аниона (осуществляющих связь радикала с катионом), приходящуюся на один атом Si(Al). Пропорциональность вдоль оси Y при этом будет та же, что и в первой диаграмме.

Значение каждого из вариантов диаграммы несколько различно. Устойчивость минералов с возрастанием температуры как функция энергии кристаллической решетки находится в прямой зависимости от величины зарядов входящих в нее ионов и в обратной зависимости от их радиусов (Капустинский, 1943; Соболев, 1948; Ферсман, 1937). Кроме того, уменьшение ионного радиуса катиона, а также увеличение его координационного числа, в значительной мере определяют устойчивость минералов при возрастающем давлении (Щербина, 1965). Поскольку в принятом построении анионы размещаются на оси ординат в основном по их удельному заряду, можно ожидать, что расположение минералов вдоль этой оси будет зависеть в

первую очередь от температуры их образования. Место катионов на оси абсцисс в первом варианте диаграммы определяется в значительной мере их ионными радиусами, что обусловливает расположение минералов в горизонтальном направлении в зависимости и от величины давления. Во второй диаграмме катионы размещены вне прямой связи с их ионными радиусами, т. е. роль давления в этой схеме отражается в меньшей степени.* Указанная зависимость подтверждается геологическими наблюдениями. Так, расположение катионов в первой диаграмме совпадает с эмпирическим рядом подвижности компонентов, установленным Д. С. Коржинским (1953, стр. 358, 401) для наиболее глубинной фации архейского гранито-гнейсового комплекса Восточной Сибири, а во второй диаграмме последовательное положение катионов ближе к ряду относительной подвижности при скарновом процессе, протекающем в гипабиссальных условиях (стр. 358, 393). На увеличение магнезиальности железисто-магнезиальных минералов с возрастанием давления указывает также А. А. Маракушев (1965), В. В. Щербина (1965) и др.

В левой верхней части диаграммы (см рис. 1) расположились полевые шпаты-минералы, возникающие при щелочном метасоматозе обычно в условиях относительно невысоких давлений. В правой нижней части схемы нашли место ортосиликаты и метасиликаты с цепочечным радикалом, содержащие Al в шестерной координации: дистен, пироп, омфацит, жадеит — минералы, характерные для эклогитов и дистеновых гнейсов, синтез которых удалось осуществить при давлении 10—20 и более килобар. В средней части диаграммы по мере увеличения кислотных свойств анионов последовательно разместились Fe—Mg минералы гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фации.** Общая последовательность минералов в кристаллохимическом ряду определяется энергией их кристаллических решеток, возрастающей на схеме вниз—направо. Эта последовательность находит отражение также в возрастании изобарного потенциала образования минералов ΔZ (рис. 2) от каркасных силикатов к островным (Летников, 1965).

Несмотря на некоторую условность построения, рассмотренная диаграмма наглядно иллюстрирует связь таких факторов, как щелочность-кислотность, кристаллохимические свойства минералов и P—T условия их формирования. Эта связь, очевидно, играет определенную роль при дифференциации вещества земной коры в различных масштабах (Szadeczky—Kar-

* Связь с размерами элементарной ячейки в несколько затушеванном виде имеет место и здесь, так как энергия ионизации в определенной мере зависит от атомного радиуса.

** Положение на диаграмме ленточных и листовых силикатов искажается вхождением в их структуру группы (OH).

doss, 1953). Следует ожидать, что по мере возрастания общей глубинности температура и давление могут достичь таких значений, при которых одновалентные алюмокремнекислородные группы неустойчивы. В этих условиях горные породы будут стремиться освободиться в первую очередь от большей части калия и некоторой части натрия, которые, перемещаясь в единственно возможном направлении — вверх, принимают участие в формировании гранитного слоя. Можно предположить, что и вообще в процессе стратификации кристаллосферы существенная роль принадлежит кристаллохимической реакции вещества на P—T условия различной глубинности.

В подвижных поясах, где указанные условия осложняются тектоническими факторами, перемещением магматических масс и т. д., возникает локальная метаморфическая дифференциация, создающая свою зональность (Добрецов, Ревердатто, Соболев и др., 1966; Кейльман, 1966; Кориковский, 1963). Щелочность растворов в определенной мере и здесь обусловливается термодинамическим режимом, определяющим устойчивость одних катионов в кристаллической решетке присущих данной зоне минералов и уход других катионов в раствор. В ряде случаев устанавливается зависимость режима щелочности от структурного положения той или иной зоны, что, по-видимому, обусловлено «анизотропией» термодинамических параметров в тектонических структурах. Так, в плутонометаморфических комплексах подвижных поясов наблюдается сопряжение зон гранитизации, приуроченных к куполам брахиформных антиклинальных структур, с зонами кислотного выщелачивания, расположенными на крыльях этих структур, которые фиксируются развитием дистеновых и гранато-дистеновых кристаллических сланцев. В условиях более низких фаций этот процесс приводит к возникновению кварцево-мусковитовых и кварцево-серицитовых сланцев. При этом в породах увеличивается количество SiO_2 и возрастает отношение $\frac{Al_2O_3}{K_2O+Na_2O+CaO}$.

В заключение отметим, что широкое проявление петрогенетической конвергенции в ходе таких геологических процессов, как стратификация земной коры, региональный метаморфизм, а также магматическая дифференциация определяется единством кристаллохимической реакции вещества на термодинамические условия, вызванные различными причинами.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД В СВЯЗИ С ПРОЯВЛЕНИЕМ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО МЕТАСОМАТИЗМА

Подход к оценке роли постмагматических процессов во многом связан с представлением о положении границы между позднемагматическими явлениями и явлениями постмагматического этапа. Естественно было бы проводить подобную границу, учитывая момент перехода остаточного расплава в надкритический или гидротермальный раствор. Однако как показывают данные В. А. Николаева (1955) и О. Ф. Таттла (1961), при определенных условиях возможен непрерывный переход силикатного расплава в гидротермальный раствор. Учитывая также, что минеральные индивиды, образующиеся в позднемагматическую стадию и постмагматический этап, часто в равной мере несут признаки метасоматического происхождения, можно утверждать, что задача диагностики позднемагматических и послемагматических образований по совокупности современных методов исследования во многих случаях не разрешима. С другой стороны, значительный интерес не только при эвристическом подходе, но и с чисто практических позиций представляет нахождение критериев отличия двух тенденций в проявлении послемагматических явлений, определяемых характером материальной изоляции локальных объемов (макроскопических областей) общей системы.

В первом случае, когда процессы минералообразования в пределах каждого локального объема происходят в условиях закрытой системы, т. е. остаточные растворы удерживаются в поровых пространствах остывающих пород и вызывают серии реакций метасоматического замещения, суммарный состав вещества каждого локального объема все более и более приближается к составу исходного расплава.

В другом случае, когда локальные объемы открыты, образуются потоки растворов, циркулирующих по ослабленным зонам, или резко выраженные диффузионные потоки частиц через поровые растворы, реакции между образованными ранее твердыми фазами и остаточными растворами, наоборот, отклоняют валовый состав твердых продуктов в локальных объемах от исходного состава расплавов.

Существо первой ситуации целиком определяется изначальным смыслом термина «автометасоматоз», ставшим в последнее время, по сути дела, термином широкого пользования. Далее указанный термин используется для характеристики именно отмеченной ситуации. Существо второй ситуации будем характеризовать термином «аллометасоматоз» в случае, когда

источником постмагматических растворов являются другие локальные объемы кристаллизующейся системы. Проявление процессов метасоматического преобразования магматических (или каких-либо других) пород растворами, имеющими посторонний источник по отношению к системе в целом, целесообразно определять термином «ксенометасоматоз». Очевидно, что проявления авто- и аллометасоматизма в отмеченном понимании во многих случаях не могут отличаться по данным, характеризующим особенности развития минеральных индивидов.* Подойти к оценке роли авто- и аллометасоматизма в общем случае возможно при изучении закономерностей распределения вещества между макроскопическими областями внутри более крупных природных систем и знании закономерностей дифференциации расплавов.

Можно предполагать, что закономерности распределения элементов в дифференцированных расплавах определяются главным образом энергетическими свойствами простых и комплексных ионов, в виде которых они мигрируют (Груза, 1968). Одними из простейших зависимостей, вытекающих из отмеченных представлений и описывающих распределение элементов в неизмененных породах сингенетических рядов, являются зависимости между коэффициентами корреляции:

$$\rho_{SiO_2-K_2O} > \rho_{SiO_2-Na_2O} > \rho_{SiO_2-CaO} > \rho_{SiO_2-MgO} \quad (1)$$

$$\rho_{MgO-K_2O} < \rho_{MgO-Na_2O} < \rho_{MgO-K_2O} \quad (2)$$

$$\rho_{K_2O-Na_2O} > \rho_{K_2O-CaO} > \rho_{K_2O-MgO} \quad (3)$$

$$\rho_{K_2O-CaO} < \rho_{Na_2O-CaO}. \quad (4)$$

Проверка приведенных зависимостей на обширном материале свидетельствует о том, что они выдерживаются в неизмененных магматических породах различного состава, в том числе в породах с явно выраженными признаками гибридизма. При этом в качестве исходных при вычислении оценок коэффициентов корреляции могут быть использованы данные, выраженные в весовых процентах окислов. Отмеченные зависимости не выдерживаются лишь в породах некоторых стратифицированных интрузивов, при образовании которых, как можно предполагать, существенную роль играли процессы разделения кристаллических фаз. Последние могли нарушать соотношения между элементами, генерированные в докристализационную стадию магматического этапа.

В случае, если в породах, при образовании которых широко проявлены явления метасоматического образования минера-

---

* Проявление процессов в локальных зонах является тривиальным случаем.

лов, распределения элементов описываются вышеприведенными зависимостями, следует констатировать, что отмеченные явления имеют характер автометасоматических. Нарушение соответствующих зависимостей свидетельствует о проявлении алло- или ксенометасоматических явлений (об источнике растворов по петрохимическим данным, очевидно, судить невозможно). Наиболее четко фиксируется воздействие на породы растворов, характеризующихся повышенной активностью K^+ или Na^+ ионов.

Проявление щелочного аллометасоматизма, особенно в породах, изначально содержащих относительно высокие количества щелочных металлов, зачастую сводится к катионнообменным реакциям типа

$$\underset{\text{тв.}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{раствор}}{Na^+} \rightleftarrows \underset{\text{тв.}}{NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{раствор}}{K^+},$$

направленность которых во многом определяется соотношением активностей K^+ и Na^+ ионов в растворах. Протекание процесса происходит при практически инертном (в понимании А. В. Сторонкина) поведении всех компонентов, кроме щелочей. Проявление подобного процесса практически не меняет зависимостей, описывающих распределение в породах всех элементов, кроме K, Na и редких щелочей, даже если содержания элементов выражаются в весовых процентах. Соотношения же различных характеристик, описывающих распределение содержаний щелочных элементов, может резко измениться. Подобное изменение четко будет фиксироваться в породах, изначально характеризовавшихся сходными особенностями вещественного состава, в которых содержание щелочей близко к константе. В этом случае неравномерное проявление щелочного аллометасоматизма приведет к появлению $\rho_{K_2O-Na_2O} \approx -1$ в силу перераспределения вещества в системе, близкой к закрытой в статистическом смысле. В общем случае в результате проявления процесса связь K_2O и Na_2O также будет нарушаться и $\rho_{K_2O-Na_2O}$ будет больше в неизмененных породах. Однако само по себе появление отрицательной связи между содержаниями K_2O и Na_2O в породах не является свидетельством проявления аллометасоматизма, так как подобные соотношения наблюдаются и в неизмененных породах. Поэтому критерием проявления отмеченного процесса может считаться лишь нарушение соотношений, приведенных ранее, и появление, например, соотношения $\rho_{K_2O-Na_2O} < \rho_{K_2O-CaO}$.

В других условиях аллометасоматоз может приводить к несколько отличающимся закономерностям распределения элементов. Однако учитывая особенности состава пород, которые по предположению подверглись воздействию растворов, всегда можно высказать определенные соображения о возможных

значениях ρ и проверить их на эмпирическом материале. Например, следствием аллометасоматического преобразования базальтоидов в результате воздействия Na-содержащих растворов должно быть нарушение соотношений $\rho_{Na_2O-CaO} > \rho_{Na_2O-MgO}$ или $\rho_{SiO_2-Na_2O} > \rho_{SiO_2-CaO} > \rho_{SiO_2-MgO}$ за счет возможного появления резкого антагонизма Na_2O и CaO и изменения характера связи ряда других окислов.

Все сказанное о характере проявления аллометасоматических явлений можно иллюстрировать материалом, отражающим петрохимические особенности пород районов развития контактово-метасоматических железорудных месторождений (Тагильский, Магнитогорский, Таштагольский, Анзасский и другие массивы). Специфической особенностью интрузивных пород, развитых на отмеченных месторождениях, является широкое развитие процессов альбитизации при подчиненном значении калиевого метасоматоза, причем аллометасоматический характер процессов по совокупности общегеологических данных сомнения не вызывает. При вычислении соответствующих статистик в качестве исходных использовались данные, выраженные в весовых процентах окислов.

Таблица 1

Статистики *r*, оценивающие силу связи между окислами в породах Тагильского массива

—	K_2O	Na_2O	CaO	MgO
SiO_2	+0,61 −0,01	+0,21 +0,63	−0,70 −0,82	−0,83 −0,77
MgO	−0,74 −0,08	−0,16 −0,48	+0,70 +0,60	
CaO	−0,76 −0,33	−0,22 −0,36		
Na_2O	−0,22 −0,71			

В табл. 1 приведены значения оценок парных коэффициентов корреляции *r*, характеризующие силу связи между окислами в неизмененных сиенитах, сиенито-диоритах и диоритах Тагильского массива (верхняя строка; объем выборки $N=22$), а также в породах того же массива, как подвергшихся проявлению аллометасоматического изменения, так и неизмененных (нижняя строка; $N=30$).

Как видно, закономерности распределения окислов в неизмененных породах согласуются с отмеченными ранее пред-

ставлениями, что следует из совпадения последовательностей изменения r с приведенными ранее зависимостями для ρ: $r_{SiO_2-K_2O} > r_{SiO_2-Na_2O} > r_{SiO_2-CaO} > r_{SiO_2-MgO}$; $r_{MgO-K_2O} < r_{MgO-Na_2O} < r_{MgO-CaO}$ и т. д. Локальная альбитизация пород приводит к резкому изменению связей только K_2O и Na_2O, при этом генерируется весьма специфическая зависимость $r_{K_2O-Na_2O} < r_{K_2O-CaO} < r_{K_2O-MgO}$. Аналогичная картина наблюдается и в породах Магнитогорского массива (табл. 2)

Таблица 2

Статистики r, оценивающие силу связи между окислами в породах Магнитогорского массива

—	K_2O	Na_2O	CaO	MgO
SiO_2	+0,68 +0,18	+0,01 +0,28	−0,86 −0,85	−0,93 −0,84
MgO	−0,67 −0,35	−0,07 −0,09	+0,89 +0,78	
CaO	−0,74 −0,58	−0,08 −0,26		
Na_2O	−0,45 −0,78			

В верхней строке, как и в предыдущем случае, приведены статистики, характеризующие слабоизмененные породы: граниты, гранодиориты, кварцевые диориты ($N=27$), в нижней — породы, подвергшиеся интенсивной альбитизации ($N=33$). Особенно характерно соотношение $r_{Na_2O-K_2O} < r_{K_2O-CaO}$ в сильно альбитизированных разностях.

Таблица 3

Статистики r, оценивающие силу связи между окислами в породах Таштагольского массива

—	K_2O	Na_2O	CaO	MgO
SiO_2	−0,13	+0,32	−0,77	−0,46
MgO	+0,10	−0,36	+0,19	
CaO	−0,01	−0,17		
Na_2O	−0,91			

Идентичными особенностями характеризуется распределение элементов в сиенитах Таштагольского массива (Кондомская группа месторождений), подвергшихся наложенному натриевому и калиевому метасоматозу (табл. 3; $N=24$), а также ряда других массивов, развитых в районах железорудных месторождений.

Приведенные критерии позволяют отличать неизмененные магматические породы от образований, формировавшихся в результате проявления ксенометасоматизма, и, в частности, подойти к решению вопроса о магматическом или немагматическом генезисе изучаемых при конкретных исследованиях гранитов.

И. Ф. Романович

К КЛАССИФИКАЦИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО ИСТОЧНИКАМ ВИРТУАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Вопросы классификации метасоматических процессов имеют не только теоретическое, но и практическое значение. В частности, выяснение типа процесса по источникам виртуальных компонентов имеет непосредственное отношение к поискам и оценке месторождений полезных ископаемых таких, как лазурит (Коржинский, 1947), корунд (Коржинский, 1955; Шабынин, 1963), тальк и пирофиллит (Романович, 1960_1, 1960_2, 1964), флогопит (Коржинский, 1947; Шмакин, 1953; Лицарев, 1961; Салье и др., 1966 и пр.) и др. В ряде работ по генезису месторождений полезных ископаемых — в том числе и в вышеупомянутых — приведен расчет баланса вещества как путем расчета привноса и выноса для определенного стандартного объема (что хорошо разработано В. А. Рудником (1966), так и путем определения баланса обмена веществом между двумя взаимодействующими различными по составу средами (методика изложена в работах И. Ф. Романовича (1961, 1963, 1966) и В. А. Рудника (1964)). Такие расчеты могут привести к ошибочным выводам, если не учитывать вертикальный снос компонентов восходящими растворами и ряд других явлений, осложняющих генезис зон метасоматитов.

Крайними типами метасоматических процессов, по Д. С. Коржинскому (1955), являются биметасоматический и инфильтрационный. При биметасоматическом процессе происходит обмен некоторых инертных компонентов контактирующих пород, на участках примыкающих непосредственно друг к другу. Например, участок одной породы отдает некоторое количество инертного SiO_2 участку другой породы. В свою оче-

редь, участок породы, принявший SiO_2, отдает некоторое количество инертного MgO первому участку. Однако вполне возможен случай, когда обмен компонентами пород осуществляется таким путем, что обменивающиеся компонентами участки не соприкасаются или участок породы отдает какой-либо компонент не тому участку (или блоку), от которого получает MgO другой компонент. Идеализированная схема на рис. 1, *а* поясняет этот процесс.

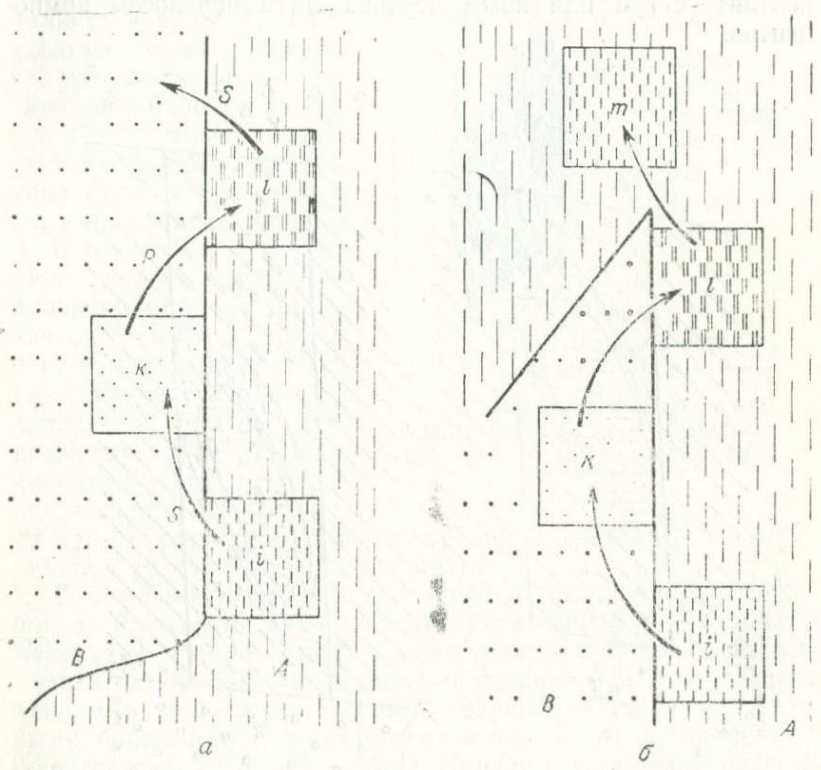


Рис. 1. Идеализированная схема обмена компонентами между двумя породами при движении восходящего потока растворов по их контакту. Пояснения в тексте

Из блока *i* породы *A* компонент *S* путем переноса восходящими растворами доставляется в блок *K* породы *B*. В блоке *K* происходит взаимодействие породы *B* с компонентом *S*. В результате блок *K* замещается породой нового реакционного состава *I*. При этом выделяется компонент *P*, который движущимся раствором доставляется в блок *l* породы *A*. Здесь происходит взаимодействие породы *A* с компонентом *P* и блок *l* замещается породой реакционного состава II. При этом может

освобождаться компонент *S*, который поступает в блок *m* породы *B*. При метасоматической реакции вновь освобождается некоторое количество компонента *P*, выносимое раствором. Если одна из контактирующих пород выклинивается по направлению движения раствора, скользящий обмен между породами прекращается (рис. 1, *б*). Следует подчеркнуть, что приведенные схемы весьма условны и в действительности может происходить непрерывный обмен компонентами по всему контакту с тем или иным вертикальным переносом компонентов.

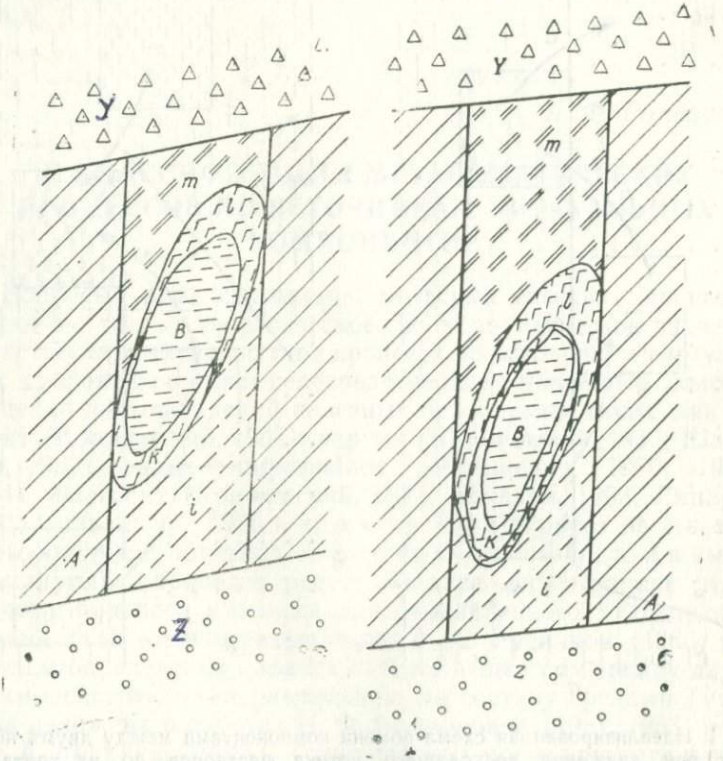


Рис. 2. Идеализированная схема обмена компонентами между несколькими породами при движении восходящего потока раствора. Пояснения в тексте

Обратимся еще к одной схеме (рис. 2), при построении которой учтены данные Г. Хесса (рис. 3) по строению апогипербазитовых тальковых месторождений США (Hess, 1933). Здесь изображена в вертикальном сечении линза породы *B* в породе *A*. Породу *A* подстилают породы *Z*, а перекрывает порода *Y*. Буквами *i*, *k*, *l*, *m* обозначены метасоматически измененные блоки пород. Восходящие растворы проходят через блок *i* породы *A*, выносят из него компонент *S*, который достав-

ляется в блок K породы B (рис. 2, *а*). В результате реакций между компонентом S и породой B в блоке K образуется метасоматическая порода I и при этом выделяется компонент P, который доставляется в блок l породы A. В этом блоке формируется метасоматическая порода II и при этом освобождается компонент S, уносимый в блок m породы A. В результате можно считать, что происходит обмен части компонентов S и P блоков k и I, который осложняется перемещением компонента S из блока $\imath$ в блок m в пределах породы A. В связи с этим по разрезу можно проверить площадной баланс компонента P, так как компонент P при взаимодействии с породой A вызывает вытеснение вполне определенных количеств компонента S и определенные количества S поглощаются при реакции между ним и породой B в блоке k, возможен также и расчет баланса компонента.

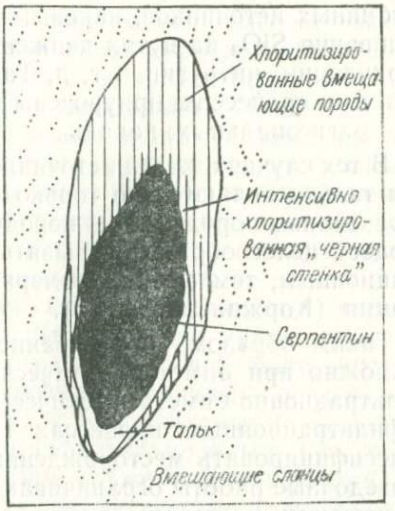


Рис. 3. Вертикальный схематический разрез через метаморфизованное тело ультраосновных пород. По Г. Хессу

В условиях тальковых апогипербазитовых месторождений породе B соответствует серпентинит, а породе A — серицито-кварцевая порода. Блок K представлен апогипербазитовым талькитом, а блок l — породами, возникшими при магнезиальном метасоматозе серицито-кварцевых пород (хлоритовыми, биотитовыми, флогопитовыми породами). Компоненту S соответствует SiO_2, а P — MgO. Наряду с контактово-инфильтрационным процессом существенную роль играет здесь и диффузия SiO и MgO. Процесс является сложным — инфильтрационно-биметасоматическим. Идеализированная схема такого осложненного процесса представлена на рис. 2, *б*. Принцип расчета баланса веществ при этом сохраняется. Происходящая иногда метасоматическая усадка блока l учитывается при расчете по методу автора (Романович, 1966).

При расчете баланса вещества принимаются во внимание только блоки k и l. Не имеет значения увязка баланса вещества между блоками i и m, произвести которую обычно затруднительно. Компонент S может поступать в блок k и из блока i породы A и частично из породы Z, а выноситься не только

в блок *m* породы *A*, но частично и в породу *Y*, что нередко и наблюдается в реальных случаях.

Так, при инфильтрационных процессах тальковые залежи образуются путем привноса SiO_2 в магнезиальные породы из глубинных источников, каковыми могут являться зоны выщелачивания SiO_2 на путях движения подземных вод глубинной циркуляции, интрузии и т. д. Тальковые залежи, возникшие при этих процессах, приурочены к зонам разломов внутри полей магнезиальных пород.

В тех случаях, когда источником кремнезема для образования талька являются не только контактирующие с зоной его образования породы, но и породы на удалении от этой зоны, процесс целесообразно называть биметасоматически-инфильтрационным, тем самым подчеркивая ведущую роль инфильтрации (Коржинский, 1955).

Таким образом, образование тальковых месторождений возможно при биметасоматических, инфильтрационных, инфильтрационно-биметасоматических и биметасоматически-инфильтрационных процессах. По типам процессов можно классифицировать месторождения талька. В связи с тем, что разведочные работы ограничиваются нередко только верхними горизонтами месторождений, а также в связи с большей сложностью природных процессов, чем это рассмотрено в предлагаемых схемах, при классификации тальковых месторождений по типам метасоматических процессов целесообразно объединить в одну группу месторождения, возникшие при биметасоматических и при инфильтрационно-биметасоматических процессах. И тогда, с учетом месторождений мучнистого талька, связанного с преобразованием тальковых пород в зоне гипергенеза, и с учетом месторождений, возникших при метаморфизме, классификация тальковых месторождений по типам процессов примет следующий вид.

Метаморфические месторождения *

1. Метасоматические:

1) биметасоматические и инфильтрационно-биметасоматические;

2) инфильтрационные;

3) биметасоматически-инфильтрационные.

2. Собственно метаморфические.

* Было бы лучше назвать: «Метаморфические и метасоматические месторождения» (прим. ред.).

Метаморфические месторождения, существенно преобразованные в зоне гипергенеза

Несмотря на известную трудность определения типов месторождений по процессам их возникновения, следует иметь в виду, что такая классификация имеет ряд преимуществ. Не лишне напомнить, что еще в 1926 г., классифицируя магматические месторождения, А. Н. Заварицкий (1926) писал: «Однако еще более важным генетическим основанием являются особенности тех магматических процессов, при помощи которых возникают месторождения, и поэтому классификация процессов магматической дифференциации, при которых происходит образование месторождений, является основой генетической классификации и этих месторождений».

Примерами биметасоматических месторождений талька являются Чашковское и Горы Листвяной на Урале, инфильтрационно-биметасоматических — Онотское в Сибири, Абдул-Касимовское — на Урале. К инфильтрационным следует отнести Петропавловское на Урале, Бираканское на Дальнем Востоке. К биметасоматически-инфильтрационным относятся Светлоключское Восточной Сибири и Джетыгаринское на Южном Урале. К собственно метаморфическим месторождениям талька относятся месторождения Сегозерской группы Карелии и Шабровское на Урале.

К месторождениям, существенно преобразованным в зоне гипергенеза, относятся Киргитейское и Алгуйское в Сибири.

Общим для группы биметасоматических и инфильтрационно-биметасоматических месторождений является местный источник инертных компонентов и возможность в связи с этим расчетов баланса веществ взаимодействующих пород. Причем для биметасоматических месторождений баланс этот уравновешен на разных горизонтах месторождений, в таком случае уравновешенными окажутся линейные расчеты (Романович, 1961). Для инфильтрационно-биметасоматических месторождений линейные балансы сходятся лишь в одном промежуточном сечении. Для этого типа месторождений расчеты обменного баланса следует производить по площадям (обычно — вертикальным сечениям), а более точно — только по объемам.

Очевидно, аналогичным образом можно построить и классификации ряда других месторождений.

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКЕ КАЛИЯ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ

Значительная распространенность и масштабность проявления калишпатизации в земной коре объясняют интерес исследователей к этому вопросу, иллюстрацией чего может служить число заявленных сообщений II Конференции по околорудному метасоматизму, в которых с явлениями калишпатизации в той или иной степени связываются процессы формирования флюорита (В. В. Могаровский), медно-молибденового (М. И. Рустамов), тантал-ниобиевого (Ф. Р. Апельцин), молибден-вольфрам-оловянного и иного оруденения (В. Г. Боголепов).

В вопросе об источнике калия в растворах, производящих калишпатизацию, имеются существенные противоречия. Крайние точки зрения сводятся либо к признанию поступления калия из глубоких областей геосинклиналей (Барт, 1965), либо к представлению об экстракции (мобилизации) калия из вмещающих пород первично нейтральными растворами (Боголепов, 1966).

Успехи физико-химического эксперимента, в частности моделирование системы искусственного гранита «альбит—ортоклаз—кварц—вода» в интервале давления 500—10 000 *бар*, позволяют более определенно судить об источнике калия в постмагматических растворах.

Таблица 1

Вариации состава твердых фаз системы «альбит—ортоклаз—кварц—вода»

Давление, *бар*	Компонент	Пределы вариаций компонентов, вес. %	
		искусственные эвтектики	„идеальные граниты"
500—4000	Альбит	14,66	11,87
	Кварц	10,67	9,20
	Ортоклаз . . .	5,20	5,33
500—10 000	Альбит	25,50	—
	Кварц	18,50	—
	Ортоклаз . . .	7,00	—

Вариации состава твердых фаз системы «альбит—ортоклаз—кварц—вода» в интервале давлений 500—4000 *бар* (Tuttle, Bowen, 1958) максимальны по альбитовой и кварцевой

составляющим, минимальны по ортоклазовой составляющей (использованы данные для искусственных эвтектик и составов «идеальных гранитов» Вашингтона, в которых суммарное содержание кварца, ортоклаза и альбита превышает 80 вес. %).

Сопоставление состава твердых фаз эксперимента с величинами давления позволило рассчитать на ЭВМ «Стрела» коэффициенты корреляции * и двумерные регрессии типа «компонент—давление», которыми показано (Давиденко, Палкин, 1966), что близкие к линейным зависимости устанавливаются только для кремния, алюминия и натрия, с одной стороны, и давлением воды — с другой.

Таблица 2

Общие парные коэффициенты корреляции элементов (весовые проценты окислов) с давлениями воды в эксперименте (Tuttle, Bowen, 1958)

K_2O	−0,382			
Na_2O	+0,780	−0,784		
Al_2O_3	+0,973	−0,451	+0,860	
SiO_2	−0,978	+0,291	−0,761	−0,958
—	*P, бар*	K_2O	Na_2O	Al_2O_3

Таблица 3

Статистики эксперимента для составов «идеальных гранитов» и искусственных эвтектик (Tuttle, Bowen, 1958)

Параметр	$\bar{X}$	$S(x)$	$S(\bar{x})$
SiO_2, вес. %	78,40	1,12	0,25
Al_2O_3, вес. %	12,46	0,65	0,15
Na_2O, вес. %	4,29	0,57	0,13
K_2O, вес. %	4,97	0,52	0,12
P_{H_2O}, *бар*	2362,0	1207,0	269,9

Двумерные регрессии $K_2O—P_{H_2O}$ имеют вид:

$$K_2O = -0{,}000125P_{H_2O} + 5{,}27$$

$$P_{H_2O} = -720\,K_2O + 5940{,}4.$$

* Уменьшение абсолютного значения коэффициентов корреляции элементов с давлением воды отвечает порядку уменьшения величин потенциалов их полной ионизации.

Минимальное значение коэффициента корреляции пары «K_2O—P_{H_2O}» обусловливает значительное расхождение линий регрессий, что не позволяет предполагать наличие прямой функциональной или стохастической зависимости между содержанием калия в твердых фазах системы в эксперименте и давлением воды выше 1000 *бар*.

Таблица 4

Вариации состава искусственных эвтектик системы «альбит—ортоклаз—кварц—вода» (Luth, Jahus, Tuttle, 1964; Tuttle, Bowen, 1958)

№ фаз	Весовые проценты							P_{H_2O}, *бар*
	минералов			окислов				
	кварц	альбит	ортоклаз	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	
1	40,0	32,0	28,0	80,20	11,37	3,77	5,74	500
2	38,0	35,0	27,0	79,80	11,76	4,13	4,52	1000
3	35,0	41,0	24,0	78,80	12,37	4,83	4,07	2000
4	32,0	44,5	23,5	77,35	12,96	5,24	3,98	3000
5	30,0	47,0	23,0	77,20	13,35	5,54	3,88	4000
6	26,5	50,0	23,5	76,10	14,26	5,89	3,97	5000
7	21,5	55,5	23,0	74,57	15,11	6,54	3,88	10000

Судя по составам искусственных эвтектик (табл. 4), в интервале давления 500—1000 *бар* вариация содержания K_2O определяется в 1,22%. При дальнейшем росте давления эта вариация снижается, а содержание калия приближается к постоянному.

Тот факт, что в эксперименте количество калия в эвтектических составах системы поддерживается на одном уровне при значительных вариациях давлений (1000—10 000 *бар*), можно интерпретировать как переход калия в газовую фазу. Критическим давлением такого перехода в силикатных системах с водой является 1000 *бар*. Интересно, что этому давлению отвечает резкий перегиб кривой плавления системы «ортоклаз—кварц—вода»; после перегиба кривая плавления становится субпараллельной оси давлений (Luth, Jahus, Tuttle, 1964).

Переходя к природным условиям, мы предполагаем, что выплавление гранитных магм нормального и более основного состава при давлениях воды выше 1000 *бар* должно сопровождаться массовым переходом калия в газовую фазу, которая либо экранируется вмещающими породами по мере продвижения и кристаллизации магмы, обеспечивая позднее образование калиевых полевых шпатов и фельдшпатоидов, либо уходит

в области пониженного давления кровли, конденсируется, входит в состав растворов (которые в этом смысле и являются сквозьмагматическими) и определяет проявление калиевого метасоматоза.

Предложенный механизм поступления калия в минералообразующие растворы удовлетворительно объясняет массовую калишпатизацию гнейсов мамской толщи в зоне развития массивов гранит-пегматитов, отвечающих по составу щелочноземельному граниту.

В. И. Сухов

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ НИЖНЕАМУРСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ЗОНЫ

В Нижнеамурской вулканогенной зоне известно более 70 массивов гидротермально измененных пород, образованных за счет позднемеловых и палеогеновых эффузивных, экструзивных и интрузивных пород. Они несут разнообразную нерудную (алунит, корунд, диаспор, андалузит, пирофиллит, каолинит) и рудную (молибден, медь, полиметаллы, золото, серебро) минерализацию.

По геологическому положению и условиям формирования выделяются 3 группы массивов гидротермально-измененных пород: I — поверхностные и приповерхностные, II — субвулканические и III — гипабиссальные.

Характерными представителями гидротермально измененных пород первой группы массивов являются вторичные кварциты сольфатарного типа, второй — низкотемпературные пропилиты, третьей — грейзены, приконтактовые (грейзеноподобные) вторичные кварциты, ортоклазовые метасоматиты, высоко- и среднетемпературные пропитилы.

Выделенные группы массивов измененных пород отражают своего рода «этажность» в размещении различных их типов в верхней части земной коры. Эти «этажи» не представляют собой обособленные друг от друга массы гидротермальных образований, а тесно связаны между собой, составляя генетически единое целое. Верность этого положения доказывается наличием в рассматриваемом регионе примеров сочетания в одном и том же массиве на различных его уровнях измененных пород различных фаций глубинности, расположенных в определенной последовательности (массивы г. Гряда Каменистая, Правоваюнский, г. Красная Горка и др.).

Наиболее характерные признаки каждой из выделенных групп массивов измененных пород приведены в табл. 1.

Метасоматическая зональность измененных пород выяснена главным образом на примерах немногих детально изученных массивов. Выделяются следующие типы зональности: 1) Тырско-Тильбенский; 2) Джаоринский; 3) тип массива Гряда Каменистая; 4) тип массива Красная Горка и 5) Белогорско-Бухтянский.

Таблица 1

Главные особенности групп массивов измененных пород

Наименование группы	Поверхностная и приповерхностная	Субвулканическая	Гипабиссальная
Глубина образования	До 0,5 *км*	0,5—1,0 *км*	1—2 *км*
Типы гидротермально-измененных пород	Вторичные кварциты сольфатарного типа	Низкотемпературные пропилиты	Средне- и высокотемпературные пропилиты, приконтактовые вторичные кварциты, ортоклазовые метасоматиты, грейзены
Рудоносность	Алунит, пирофиллит	Золото, серебро, свинец, цинк	Молибден, медь, алунит, корунд, пирофиллит, диаспор, андалузит
Геологическое положение	Слабо эродированные палеовулканы и связанные с ними экструзивные купола, некки и покровы	Нижние части покровов и глубокие части экструзий	Эндо- и экзоконтакты субвулканических интрузий
Состав исходных пород	Андезиты, диоритовые порфиры, дациты, субщелочные породы		Гранодиориты, диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры
Контактовый метаморфизм	Отсутствует	Слабо проявлен	Образование кварц-эпидотовых и кварц-альбитовых роговиков

Таблица 2

Тырско-Тильбенский тип метасоматической зональности

Исходные породы	Фации глубинности метасоматитов	Типы метасоматических образований	Полезная минерализация	Стадии метасоматоза
Андезиты	Приповерхностная	Низкотемпературные пропилиты	Полиметаллическая	IV — слабо щелочная и нейтральная среда
— — — — —	— — — — —	↑	— — — — —	III — поздняя щелочного (калиевого) метасоматоза
Субвулканические диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты	Гипабиссальная	Высокотемпературные пропилиты		
		↑		
		Ортоклазовые метасоматиты	Медная	II — Натрового метасоматоза; Ранняя калиевого метасоматоза
		↑		
		Грейзенизированные породы		I — Ранняя кислотная пневматолитовая

Таблица 3

Джаоринский тип метасоматической зональности

Исходные породы	Фации глубинности метасоматитов	Массивы с джаоринским типом зональности	Джаоринский тип зональности	Полезная минерализация	Стадии метасоматоза*
Андезиты, их туфы, и туфобрекчии	Приповерхностная	м. Средний	Вторичные кварциты	Золото	
	Субвулканическая	м. Ухтомского	Низкотемпературные пропилиты	Золото, Медь	
	Гипабиссальная	м. Пуир	Среднетемпературные пропилиты		
		м. Сабах	Высокотемпературные пропилиты	?	
		м. Джаоре	Вторичные кварциты	Алунит, корунд, диаспор, андалузит	
Гранодиориты и гранодиоритпорфиры		Негирский	Грейзены и грейзенированные породы	Золото	

* Обозначения здесь и далее те же, что и в табл. 2.

Тырско-Тильбенский тип зональности (табл. 2) характеризуется стадийностью метасоматических процессов, наложением более поздних метасоматических процессов на более ранние, приуроченностью рудообразования к конечным стадиям гидротермальной деятельности и тесной связью его с низкотемпературной пропилитизацией. Более глубокие уровни низкотемпературных пропилитов благоприятны для отложения медных, а более высокие — полиметаллических руд, которые формируются в основном после окончания поздней щелочной стадии, очевидно, в связи с нейтрализацией щелочных растворов.

Джаоринский тип зональности, изученный на примерах массивов мысов Джаоре и Сабах, отображен в табл. 3. Из особенностей этого типа зональности следует отметить многообразие фаций метасоматитов, начиная от наиболее глубинных и высокотемпературных — грейзенов и кончая приповерхностными — вторичными кварцитами сольфатарного типа. От тырско-тильбенского рассматриваемый тип зональности отличается отсутствием ортоклазовых метасоматитов и развитием вслед за пневматолитовой кислотой стадией высокотемпературной гидротермальной кислотной стадии с образованием грейзеноподобных вторичных кварцитов. Последующее течение гидротермального процесса одинаково в обоих типах.

В типе зональности г. Гряда Каменистая (табл. 4) отсутствуют грейзены и грейзеноподобные вторичные кварциты. Определенные полезные ископаемые приурочены к определенным частям метасоматической колонки, что позволяет предполагать влияние глубинности и вмещающей среды на рудоотложение: в гипабиссальных условиях ортоклазовые метасоматиты и высокотемпературные пропилиты благоприятны для концентрации меди и молибдена, в субвулканических условиях низкотемпературные пропилиты представляют благоприятную среду для отложения полиметаллов; в верхней части метасоматической колонки развиты вторичные кварциты сольфатарного типа, как правило, со значительным развитием алунитовой фации; алунитовая минерализация характеризуется двустадийностью своего проявления. При этом в ассоциации с алунитом первой стадии нередко находятся реликты таких минералов, как андалузит, корунд, цуниит, присущие более глубинному, гипабиссальному типу вторичных кварцитов и указывающие на участие в кварцитообразовании не только окисленных сернистых газов, но и галлоидных кислот, в отличие от алунитовых кварцитов второй стадии, образованных за счет окисления лишь сернистых газов.

Тип зональности г. Красная Горка (табл. 5) важен в том отношении, что представляет данные о взаимоотношении ортоклазовых метасоматитов и вторичных кварцитов приконтактового типа — недостающего звена для построения

Таблица 4

Тип метасоматической зональности массива Гряда Каменистая

Исходные породы	Фации глубинности метасоматитов	Массивы с типом зональности г. Гряда Каменистая	Тип зональности г. Гряда Каменистая	Полезная минерализация	Стадии метасоматоза и рудообразования
Дациты, их туфы, туфобрекчии, экструзивные риолиты	Приповерхностная	Мынский р. Коль Средняя руч. Лагерного р. Бол. Иски	Вторичные кварциты	Алунит	IV, V—Al
	Субвулканическая		Низкотемпературные пропилиты	Полиметаллы	III—Pb, Zn
Андезиты и их туфы			Среднетемпературные пропилиты	?	I
	Гипабиссальная		Высокотемпературные пропилиты	„Порфировая" медная	II—Cu, Mo
Субвулканические гранодиорит-порфиры			Ортоклазовые метасоматиты	Медно-молибденовая штокверковая	

Таблица 5

Тип метасоматической зональности массива Красная Горка

Исходные породы	Фация глубинности метасоматитов	Тип зональности г. Красная Горка	Полезная минерализация	Стадии метасоматоза и рудообразования
Дациты, их туфы и туфобрекчии	Гипабиссальная	Вторичные кварциты	Полиметаллы	Pb II
Экструзивные гранит-порфиры и риолиты		Ортоклазовые метасоматиты	Медь	I Cu

сводной колонки метасоматитов. В рассматриваемом типе зональности проявлена ранняя щелочная и последующая кислотная стадии послемагматических метаморфизующих растворов. Рудная минерализация носит наложенный характер, при этом ортоклазовые метасоматиты благоприятны для локализации молибденовой, а вторичные кварциты — полиметаллической минерализации.

Белогорско-Бухтянский тип зональности (табл. 6) представляется как дополнение к тырско-тильбенскому, джаоринскому и г. Гряда Каменистая типам. На его примере более отчетливо выступают взаимоотношения измененных пород приповерхностной и субвулканической фаций глубинности. Для данного типа зональности характерно развитие низкотемпературных пропилитов с проявлением калиевого метасоматоза (адуляризация), которые сменяются на более высоких уровнях каолинитовыми кварцитами. Характерна рудная минерализация, сопутствующая рассматриваемому типу зональности, как правило, в качестве наложенной. Она представлена золотом и серебром. В нижних уровнях вторичных кварцитов и верхних зонах пропилитов рудные минералы содержатся в кварцевых прожилках, образующих иногда штокверки (Белая Горка, Бухтянка, г. Дубовая и др.). В более глубоких частях пропилитовой зоны наблюдаются золотоносные кварцевые жилы (Малоискинский массив, г. Многовершинной и др.).

Заслуживает внимания зональность вторичных кварцитов из-за многообразия сочетаний в них различных минеральных фаций и принадлежности их к двум типам — приповерхностному и гипабиссальному.

Из 9 минеральных фаций вторичных кварцитов, выделенных Н. И. Наковником (1964), в Нижнем Приамурье известно 8 : 1 — монокварцевая, 2 — корундовая, 3 — андалузитовая, 4 — диаспоровая, 5 — алунитовая, 6 — диккитовая, 7 — пирофиллитовая, 8 — серицитовая. Отсутствует лишь серная, по-видимому, вследствие выщелачивания серы под влиянием экзогенных факторов.

Поскольку вторичные кварциты рассматриваемого региона принадлежат двум генетическим типам, следует назвать важнейшие признаки тех и других как критериев для их отличия. Большинство из этих признаков подмечено Г. М. Власовым (1964).

Для гипабиссальных вторичных кварцитов характерны следующие признаки: развитие у контактов субвулканических интрузий и зональное расположение минеральных фаций относительно интрузий, участие в составе кварцитов относительно высокотемпературных минералов — корунда, андалузита, цуниита, дюмортьерита, мусковита, турмалина, эндогенный характер кислотности гидротерм со значительным участием

Таблица 6

Белогорско-Бухтянский тип метасоматической зональности

Исходные породы	Фации глубинности метасоматитов	Массивы с Белогорско-Бухтянским типом зональности	Белогорско-Бухтянский тип зональности	Полезная минерализация	Стадии метасоматоза и рудообразования
Покровные и экструзивные трахиты, трахидацитыциты, риолиты	Приповерхностная	пос. Белоглинка → г. Дубовая → Малоискинский → руч. Станикового →	Вторичные кварциты	Золото, серебро	Au, Ag (I, II)
Экструзивные трахиты, трахириолиты, трахидациты	Субвулканическая		Низкотемпературные пропилиты	Золото, серебро	

галоидных кислот, умереннокислый состав интрузий и разнообразный состав исходных пород (андезиты, дациты, риолиты), размещение алунитовых кварцитов в окраинных частях массивов, удаленных от интрузий, переход на глубине в ортоклазовые метасоматиты, а вверх — в высокотемпературные пропилиты.

Отличительными признаками приповерхностных вторичных кварцитов являются: отсутствие видимой связи с интрузиями, приуроченность к слабо эродированным палеовулканам и экструзивным куполам; зональное расположение фаций относительно главных каналов движения гидротерм, приуроченных обычно к центрам извержений, развитие низкотемпературных ассоциаций минералов — серицита, пирита, каолинита, диккита, алунита, и редко — более высокотемпературных, обычно наблюдающихся в качестве реликтовых, экзогенный характер кислотности при кварцитообразовании — за счет окисления поверхностным кислородом сернистых газов, умереннокислый состав исходных пород, положение алунитовых кварцитов в составе центральных фаций, переход на глубине в низкотемпературные пролиты.

Уместно подчеркнуть, что в Нижнем Приамурье вторичные кварциты обоих типов наблюдались в одном и том же массиве (Джаоре, Сабах и др.) и связаны они, по-видимому, с единым магматическим источником. Поэтому в принципе верные гипотезы контактового (Асташенко, 1940; Коржинский, 1955; Кашкай, 1963 и др.) и сольфатарного (Наковник, 1964; Набоко, 1963 и др.) происхождения вторичных кварцитов, очевидно, противопоставлять не следует.

Зональность приповерхностных вторичных кварцитов изучена на примерах массивов г. Гряда Каменистая, верховий р. Б. Иски и др. Установлены следующие случаи размещения различных фаций вторичных кварцитов:

1) алунитовая — диаспоровая — алунитовая — диккитовая — пирофиллитовая — серицитовая;

2) алунитовая — алунит-диккитовая — серицит-диккитовая каолинит-серицитовая;

3) алунитовая — алунит-диаспоровая — алунитовая — серицитовая (каолинитовая).

В первом и третьем типах зональности алунитовая фация проявляется дважды — как закономерный член метасоматической колонки между диаспоровой и диккитовой фациями и в качестве наложенной, завершающей процесс кварцитообразования в приповерхностных условиях. Подобное наложение алунитовой минерализации отмечается и для казахстанских вторичных кварцитов (Наковник, 1964).

Зональность гипабиссальных вторичных кварцитов, изученная на примерах массивов мысов Сабах, Джаоре, Ухтомского,

Пуир, г. Шаман и др., характеризуется следующими случаями размещения фаций (в направлении от контакта субвулканических интрузий):

1) монокварцевая — андалузит-мусковит-серицитовая с корундом — мусковит-серицитовая;

2) монокварцевая — андалузитовая — андалузит-мусковит-серицитовая — алунитовая — серицитовая;

3) монокварцевая — диаспоровая — алунитовая — серицитовая;

4) монокварцевая — корундовая — андалузитовая — мусковит-серицитовая.

На основании имеющихся данных о зональности нижнеамурских метасоматитов может быть представлена идеализированная их колонка (рисунок). Анализ колонки показывает, что определенным типам измененных пород сопутствует определенная полезная минерализация, и, таким образом, гидротермально измененные породы могут быть использованы в качестве прямых поисковых признаков на тот или иной вид полезных ископаемых. Показательна связь нерудных полезных ископаемых со вторичными кварцитами. Приповерхностные их фации перспективны на алунит и пирофиллит, а гипабиссальные, кроме того, — на корунд, диаспор и андалузит.

Намечается два уровня полиметаллической минерализации — субвулканический (вторичные кварциты) и гипабиссальный (низкотемпературные пропилиты). С ортоклазовыми метасоматитами связано медное и молибденовое оруденение или в качестве наложенного штокверкового, или в виде «порфировых медных руд». Золото-серебряная минерализация локализована среди низкотемпературных пропилитов.

Р. А. Мусин

ВТОРИЧНЫЕ (АЛУНИТОВЫЕ) КВАРЦИТЫ КУРАМИНО-ФЕРГАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ТЯНЬ-ШАНЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ*

Материалы, собранные нами при изучении закономерностей проявления вторичных кварцитов, их многочисленных аналогов и связанных с ними рудных образований в Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня, и анализ литературных данных привели нас к выводу о том, что главным фактором в формировании первичных фаций вторичных квар-

* Печатается в сокращенном виде (прим. ред.).

Схема вертикальной зональности нижнеамурсих гидротермально измененных пород

зак. 555 к стр. 71

цитов являются экзогенные процессы, происходящие в строго определенные периоды.

Эти процессы не только приводят к накоплению высокоглиноземистых продуктов изменения исходных пород, но и к максимально эффективному извлечению из состава исходных пород многочисленных рудных компонентов. Последние перегруппировываются, концентрируются и образуют те или иные месторождения под влиянием более поздних гранитоидных интрузий. Одновременно с формированием месторождений гранитоидные интрузии преобразуют первично экзогенные вторичные кварциты и их многочисленные аналоги. При этом образуются новые фации, обусловленные уже степенью температурного воздействия интрузий и гидротермальных преобразований.

В работах М. А. Кашкая (1961, 1966) подчеркивается возможность образования алунитов в экзогенных условиях. Это выделенные М. А. Кашкаем в ранних работах типы месторождений алунитов «Журавлинский» и «Тольфа», а также VII тип в последней схеме (1966) (гипергенная алунитизация). Сюда же, вероятно, следует отнести и так называемые гидротермальные аргиллиты. Они наблюдались нами на месторождении корундов Туркестанского хребта (Мусин, 1957) и медно-порфировых руд Алмалыкского района. Им посвящены работы И. И. Гинзбурга (1951, 1957, 1961, 1963).

Подобные небольшие скопления алунитов встречаются во всех геологических периодах, включая и современный.

Следует отметить, что изучение изотопного состава серы во вторичных кварцитах подтверждает их неювенильное происхождение (Виноградов, 1964, 1966).

Характерной особенностью районов развития алунитовых кварцитов в пределах Тянь-Шаня является смена морских среднепалеозойских осадков наземным вулканизмом, происшедшая в определенные периоды развития геосинклинали. Этим периодом для геоструктурных зон Тянь-Шаня с эвгеосинклинальным режимом развития оказался конец среднего и начало позднего палеозоя. Для других регионов они закономерно меняются с малозаметным возрастным скольжением в пределах отдельных циклов (каледонского, герцинского, альпийского и антропогенового) и резким — в пределах групп циклов. В докаледонских циклах наличие подобных инверсий еще недостаточно изучено.

В Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоне, сходной с геосинклиналями типов «А »и «В», по В. И. Смирнову, месторождения алунитов приурочены к акчиниской свите. Возраст этой свиты разными авторами датируется по-разному. В стратиграфической схеме верхнепалеозойских вулканогенных толщ, разработанной Н. П. Васильковским (1952, 1956),

акчинская свита отнесена к среднему карбону (нерасчлененному). Большинство исследователей эту свиту относит к верхам среднего и даже низам верхнего карбона. Наши данные (Мусин, 1957, 1959, 1964) о нижне-, среднекарбоновом, точнее нижнебашкирском, возрасте акчинской свиты подтверждаются работами А. Р. Ярмухамедова (1966), данными С. М. Бабаходжаева, В. Ф. Базиля (1965), Ю. П. Юдина, О. Б. Андерсона и др. К акчинской свите мы относим только те эффузивные образования среднего карбона, на которых развивался предверхнебашкирский пенеплен со своеобразной сульфатной латеритной корой. Надо полагать, что эта кора затронула также осадочные и магматические породы более древние или одновозрастные с акчинской свитой: крупные батолитовые гранитоидные интрузии (C_2^1), эффузивы ($Д_1$—C_2^1), карбонатные и флишоидные толщи (О—C_1), подвергшиеся эрозии одновременно с акчинской свитой.

Состав латеритных кор меняется в широких пределах в зависимости от состава эдуктов. Только по эффузивам среднего состава, обогащенным пиритом, образовывались алунитовые кварциты, имеющие площадное развитие с плащеобразной и линейной формами залежей.

Латеритные коры по другим породам не сохранили свой первичный облик и положение. Наличие таких кор можно восстановить лишь по возрасту пород и характеру минерализации, устанавливаемой на площадях проявления алунитовых кварцитов и их преобразованиях или фациальных разностей. В этой связи обращает особое внимание то, что почти все промышленные концентрации меди, свинца, цинка, золота, железа описываемой подзоны приурочены к породам доверхнебашкирских структурных ярусов (О—C_2^1).

В базальных конгломератах эффузивно-осадочной надакской свиты, перекрывающей акчинскую, имеются гальки не только алунитовых кварцитов, но также всех пород более древнего возраста.

Наличие в базальных слоях этой свиты галек пород различного возраста, в том числе вторичных кварцитов, свидетельствует о том, что предверхнебашкирская кора затронула не только эффузивы акчинской свиты, наиболее распространенной в то время, но и более древние отложения.

В истории геологического развития зоны время формирования акчинской свиты знаменует собой завершение повсеместно проявленных восходящих движений, при котором морские карбонатные отложения полностью сменились континентальными, преимущественно наземными вулканогенными осадками, образующими мощную (до 10 *км*) толщу верхнего палеозоя. Во всей этой толще, расчлененной на 5 свит, не выявлены сколько-либо существенные признаки поздних кор выветривания и вторичных кварцитов. Исключение составляют зоны глу-

бинных разломов, к которым обычно тяготеют вулканические аппараты, интрузии. Указанные зоны нередко контролируют линейные коры выветривания, в том числе и алунитовые кварциты, которые развиваются по зонам мощных древних разломов, пересекающим эффузивные свиты нижне-среднего карбона.

Акчинская свита сложена андезито-дацитовыми порфирами и их туфами, игнимбритами, с небольшим участием базальтовых порфиритов, трахи-дацитовых, фельзитовых порфиров.

Данные определения абсолютного возраста показывают, что породы акчинской свиты, обнажающиеся на правобережье р. Ангрен (К. Урунбаев), имеют абсолютный возраст 302 млн. лет.

Кроме вышеизложенного, нижнебашкирский возраст алунитовой акчинской свиты подтверждается нижеследующими косвенными данными.

В Южно-Тяньшанский парасинклинальной зоне, вдоль северной ее границы с Курамино-Ферганской, всюду располагается протяженная полоса морских палеозойских бокситов. Мы считаем, что эти бокситы образовались в результате размыва и переотложения алунитовых кварцитов, развитых на нижнебашкирских эффузивах.

Изучение бокситов, а также палеогеографических условий периода бокситообразования показывает отсутствие малейших признаков существования иных латеритных кор в прилегающей береговой суше или же латеритизации вулканических продуктов непосредственно на месте локализации бокситов.

Нет достаточных оснований также допустить накопление бокситов за счет выноса глинозема в морской бассейн поствулканическими продуктами. Подобный вынос, как показали исследования К. К. Зеленова (1963), имеет место в районах действия современных вулканов. Однако, как справедливо возражает Н. М. Страхов (1962, 1964), они не приводят к накоплению современных морских бокситов. Причина этого, по-видимому, заключается в отсутствии спокойного тектонического режима и характерной для древних периодов огромной прибрежной пенепленизированной суши—источника сноса глиноземного материала для морских бокситов. Пенеплен характеризует затухание тектонических, вулканических и эрозионных процессов.

Все это, а также отсутствие процессов алунитообразования во всех других вулканогенных свитах верхнего палеозоя, отсутствие ясно выраженной приуроченности алунитов к жерловым фациям всех свит от нижнего карбона до триаса служит достаточным аргументом для утверждения указанного выше предположения. Примечательно также отсутствие бокситов во всех разрезах верхнего палеозоя Южного Тянь-Шаня. Они отсутствуют и в мезозое за исключением некоторых проявлений,

имеющих скорее аллохтонное происхождение. Не случайно они располагаются на палеозойском фундаменте.

Многократные и закономерные проявления тектоники и магматической деятельности обусловили мозаичное строение подзоны. Возникли сравнительно небольшие депрессии и поднятия с устойчивой и длительной (C_2—T_1) тенденцией к вертикальным движениям. Граница этих структур фиксируется разломами, а пограничная полоса поднятий — неоднократными проявлениями интрузивной деятельности. Таким образом, первоначально небольшие участки поднятий (положительных структур или ядер, по В. И. Попову, 1960), заложенные в среднем палеозое, возможно еще ранее постепенно разрастались за счет сокращения площадей депрессий.

В результате в настоящее время породы акчинской свиты и приуроченные к ней алунитовые залежи сохранились лишь в остаточных депрессиях, занимающих отдельные изолированные площади. На остальных площадях они частично или полностью преобразованы действием поздних интрузий или эродированы.

Эндогенное оруденение меди, полиметаллов, золота располагается также в активизированных пограничных зонах поднятий, где первичные латеритные коры полностью преобразованы эндогенными процессами в различные по составу фации вторичных кварцитов и пропилитов.

В составе их преобладают кварц, пирит, серицит, хлорит, вторичный биотит, полевые шпаты, ангидрит, барит, кальцит, которые часто образуют жилы — явный признак наложения гидротермального процесса. Первично-экзогенные алунитовые кварциты отличаются отсутствием или весьма ничтожным количеством жильных форм.

В зоне максимального выщелачивания, т. е. у поверхности или в куполах, развиваются моноквarциты. Затем следует кварц-алунитовая зона с глубиной, где заметно снижается процесс выщелачивания (за счет нейтрализации растворов и ослаблении роли других экзогенных факторов выветривания), содержание кварца, алунита постепенно снижается. Взамен их появляются каолин, гидрослюды, серицит. В нижних и краевых зонах разлагаются лишь наиболее неустойчивые минералы (темноцветные, основные плагиоклазы), за счет которых развивается комплекс, свойственный пропилитам (хлориты, карбонаты, реже серицит). В этих зонах ослабление процесса выщелачивания приводит к отложению новых минералов (кальцит, ангидрит, пирит и др.).

Однако стадия фиксации рудных минералов и их перераспределение и концентрация (т. е. формирование месторождений во вторичных кварцитах и их пропилитовых фациях) наступает при последующем наложении гидротермального процесса. При этом, чем интенсивнее преобразования вторичных

кварцитов, тем мощнее рудообразование. Поэтому на месторождениях медно-порфировых руд, золота, полиметаллов с комплексом вторичных минералов, свойственных и вторичным кварцитам и пропилитам (в общепринятом понимании), не сохраняются реликты алунита или других высокоглиноземистых минералов, за исключением редких акцессориев корунда, андалузита.

Следует отметить, что большинство промышленных руд меди, свинца и цинка заключено не в эффузивах акчинской свиты, а в более древних породах (эффузивах нижнего девона в кровле или контактах гранитоидных интрузивов, образованных в предверхнебашкирское время), которые находились в смежных с депрессиями активизированных зонах поднятий и подвергались действию экзогенных процессов одновременно с эффузивами акчинской свитой. В самих эффузивах локализованы в основном золоторудные и свинцово-цинковые, флюоритовые более низкотемпературные месторождения, связанные с заключительными фазами гранитоидов герцинского цикла.

Устойчивые реликты вышеуказанных депрессий характеризуются развитием дайковых форм интрузий, субвулканов, тогда как штоки и более крупные интрузии сосредоточены в поднятиях. Поэтому редко фиксируется внедрение в алунитовые кварциты поздних штокообразных гранитоидов. Во всей Курамино-Ферганской структуре только в одном случае (месторождение Акташ) аляскитовые граниты перми (?), внедряясь в алунитоносные кварциты, метаморфизуют их до высокотемпературных корунд-диаспор-андалузитовых фаций с дюморьеритом, турмалином, с реликатами алунитов, каолинов. Как во многих других районах, такие высокотемпературные фации вторичных кварцитов безрудны. Безрудны также собственно алунитовые месторождения, где алунитовые кварциты не подвергались заметным изменениям. В них иногда встречаются, кроме пирита, и другие сульфиды низкотемпературного комплекса (киноварь, галенит и др.), но в ничтожном количестве.

Спорные вопросы генезиса месторождений многих других полезных ископаемых, заключенных во вторичных кварцитах, возможно получат однозначное решение, если рассматривать их с изложенных позиций.

Важным в новом подходе к генезису вторичных кварцитов и их многочисленных аналогов является приближение факторов рудообразования к доступным для конкретного наблюдения верхним зонам земной коры и сближение двух направлений в учении о полезных ископаемых: магматогенного и литогенного.

П. В. Кулькин

О РУТИЛЕ ВО ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТАХ

Источником титана во вторичных кварцитах являются исходные породы. Главными носителями титана в этих породах являются титаносодержащие алюмосиликаты — биотит, роговая обманка, а также ильменит и ильменорутил и некоторые другие минералы. Например, на массиве Шешенкара (Северо-Западное Прибалхашье) из исходных для вторичных кварцитов профиритов с содержанием TiO_2 0,71% была выделена тяжелая фракция, которая была равна по весу 4% исходной породы и содержала 17% двуокиси титана, т. е. почти весь титан, находящийся в исходной породе. Дальнейший анализ тяжелой фракции показал, что 40% TiO_2 связано в биотите и роговой обманке, 38% — в ильмените, 10% — в рутиле и 12% — в сфене и в других минералах.

Таблица 1

Содержание TiO_2 и Al_2O_3 во вторичных кварцитах массива и вмешающих их породах

Наименование породы	Содержание, в %		$TiO_2 : Al_2O_3$
	TiO_2	Al_2O_3	
Гранодиориты (C_1)	0,62	15,0	1 : 24,5
Кварцевые профиры, порфириты и их туфы каркаралинской свиты (C_1 кг)	0,56	13,5	1 : 24,5
Корундоносный вторичный кварцит	1,45	18,0	1 : 12,4
Андалузитовый вторичный кварцит	1,20	20,0	1 : 16,6
Серицитовый вторичный кварцит	0,69	15,0	1 : 22,0
Алунитовый вторичный кварцит . .	0,60	13,1	1 : 21,8

При изучении самих вторичных кварцитов оказалось, что во всех их минеральных фациях главным титансодержащим минералом является только рутил. Следовательно, по мере переработки исходных пород во вторичные кварциты происходит переход титана из всех перечисленных минералов в рутил. Содержание рутила в различных фациях вторичных кварцитов не одинаково. По мере увеличения в них содержания таких высокоглиноземистых минералов, как корунд и андалузит, происходит увеличение содержания и рутила. Эта зависимость, установленная на ряде массивов вторичных кварцитов Центрального Казахстана, показана в табл. 1, составленной на основании пересчета химических анализов. Связь рутила с корундом и андалузитом, по-видимому, объясняется близостью

миграционных свойств Al_2O_3 и TiO_2 и геохимических условий выпадения их из растворов.

Морфогранулометрический анализ, произведенный по методу А. А. Глаголева (1950), показал следующие преимущественные формы кристаллов рутила в различных фациях вторичных кварцитов:

В монокварцитовой A : B : C = 0,4 : 0,5 : 1;

В корундовой A : B : C = 0,49 : 0,6 : 1;

В андалузитовой A : B : C = 0,44 : 0,5 : 1;

В алунитовой A : B : C = 0,4 : 0,5 : 1;

В серицитовой A : B : C = 0,31 : 0,33 : 1.

Таблица 2

Распределение зерен рутила по крупности в минералогических типах вторичных кварцитов

Минералогический тип вторичных кварцитов	Размеры кристаллов, в μ							
	150	250	275	350	450	500	575	750
Алунитовый	—	—	—					
Серицитовый	—	—	—	—				
Каолинитовый	—	—						
Монокварцитовый	—	—	—	—	—	—		
Вкрапленно-андалузитовый		—	—		—	—	—	
Вкрапленно-корундовый			—	—	—	—		
Корундово-андалузитовый				—	—	—	—	—
Андалузитовый					—	—	—	—
Корундовый						—	—	—

Из приведенных соотношений видно, что преимущественная форма кристаллов рутила почти одинакова во всех минералогических типах вторичных кварцитов. Несколько отличающи-

мися оказались зерна рутила в серицитовых вторичных кварцитах, здесь они имеют более удлиненную форму, причем оси «А» и «В» почти равны. Однако по своему размеру кристаллы рутила в фациях вторичных кварцитов оказались различными. Более крупные размеры имеют кристаллы рутила в корундовой и андалузитовой фациях, а более мелкие — в серицитовой и алунитовой.

Исследования показывают, что повышенное содержание рутила может служить одним из поисковых признаков на такие высокоглиноземистые минералы, как корунд и андалузит.

Морфогранулометрический анализ кристаллов рутила, в особенности определение их крупности, по-видимому, может способствовать выделению минеральных фаций вторичных кварцитов, определению глубины эрозионного среза и других генетичесикх признаков.

А. И. Кривцов

ИЗМЕНЕНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ СПИЛИТОВ БУРИБАЙСКОГО МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ИХ СООТНОШЕНИЯ С ПРЕОБРАЗОВАНИЯМИ ПЛОЩАДНОГО ХАРАКТЕРА

Для большинства медноколчеданных месторождений Южного Урала характерна высокая степень неоднородности рудовмещающей среды. Рудные залежи месторождений располагаются в пирокластических толщах с изменчивыми петрохимическими и физико-механическими свойствами. Широкое развитие на месторождениях зон дробления и рассланцевания, обилие разновозрастных субвулканических тел, зачастую крайне разнообразного состава, еще более повышают степень неоднородности рудовмещающей среды.

Естественно, что наиболее благоприятными объектами для изучения гидротермально-метасоматических преобразований являются месторождения, на которых рудовмещающая среда характеризуется возможно меньшей степенью неоднородности. К числу таких объектов принадлежит Бурибайское медноколчеданное месторождение и его рудное поле, сложенные довольно однородными основными эффузивами.

Бурибайское рудное поле располагается в западной части Таналыкской антиклинальной зоны вблизи границы ее с Присакмарской синклинальной зоной, входящими в Магнитогорский мегасинклинорий (западное крыло). Основная часть площади рудного поля представляет собою северо-западную часть

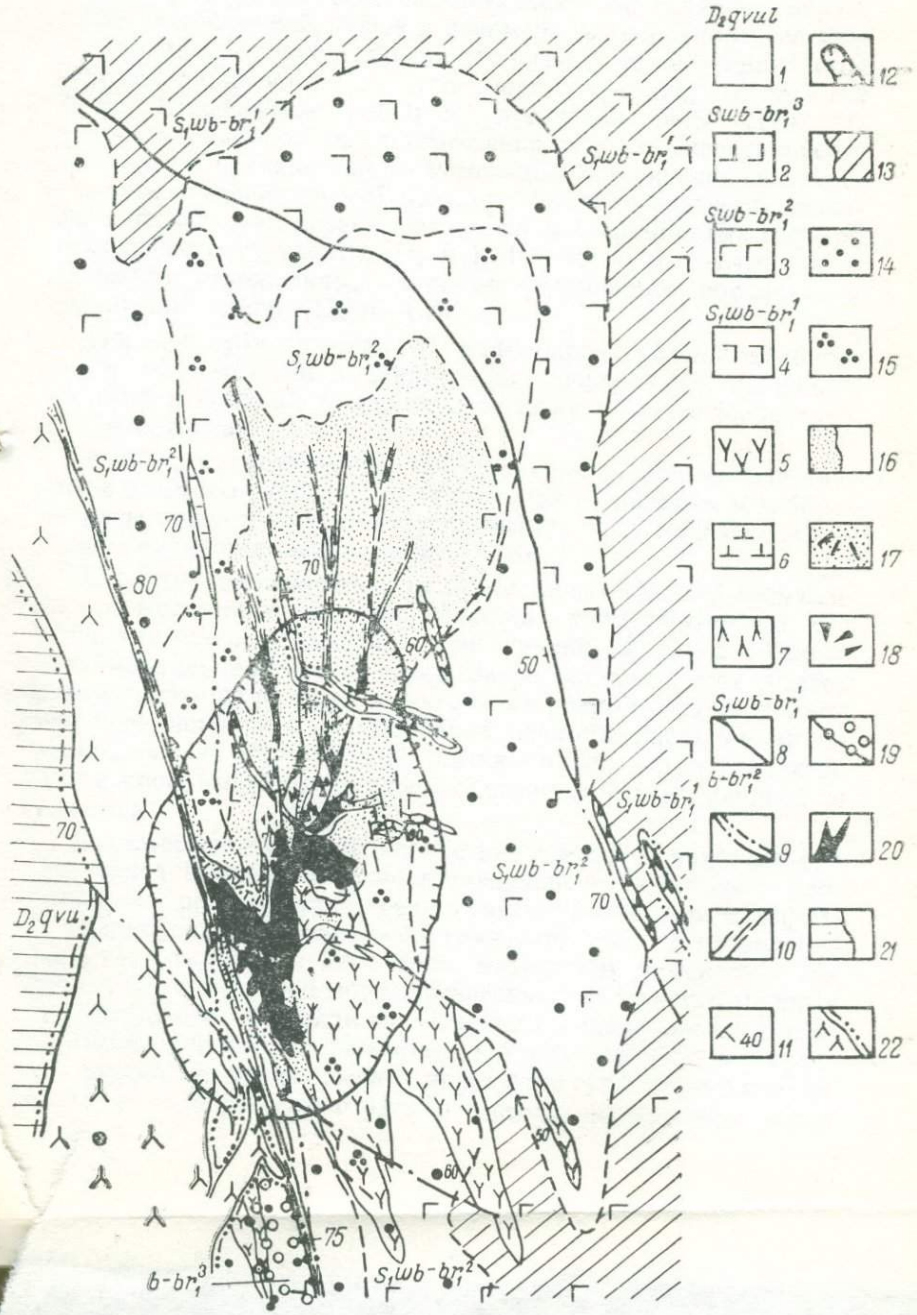


Рис. 1. Бурибайское рудное поле. Фрагмент карты метаморфизма:

1 — улутауская свита — туфы и агломераты андезито-дацитового состава; *2—4* — баймак-бурибайская свита: *2* — верхняя толща — вариолиты, агломераты основного состава, *3* — средняя толща — спилиты, вариолиты, *4* — нижняя толща — диабазы и диабазовые порфириты; *5* — андезитовые порфириты; *6* — альбитофиры; *7* — габбро-диабазы; *8* — границы литолого-стратиграфических подразделений; *9* — разрывные нарушения; *10* — зоны рассланцевания; *11* — элементы залегания; *12* — контуры карьера; *13—16* — площади развития минеральных ассоциаций: *13* — кварц—карбонат—эпидот—хлорит—альбит, *14* — кварц—карбонат—хлорит—альбит, *15* — кварц—хлорит—альбит, *16* — кварц—хлорит, кварц—серицит—хлорит, кварц—серицит—хлорит, альбит (без расчленения); *17* — существенно хлоритовые метасоматиты («хлорититы»); *18* — серицит-кварцевые метасоматиты с обломками хлорититов; *19* — участки проявления площадной гематитизации и их контуры; *20* — медноколчеданные залежи; *21* — площади проявления метаморфизма в условиях пренит-пумпеллитовой ступени; *22* — ореолы эпидотизации в экзоконтактовых зонах тел габбро-диабазов

к стр. 82

Бурибайской антиклинали, осложненной с востока и запада субмеридиональными разрывами сбросового характера и серией более мелких диагональных разломов.

Преобладающим развитием на площади рудного поля пользуются силурийские эффузивы, представленные диабазами и диабазовыми порфиритами (нижняя пачка), вариолитами, спилитами, лавобрекчиями спилитов (средняя пачка—рудовмещающая). Верхняя пачка представлена чередованием вариолитов, лавобрекчий, туфов и агломератов основного состава. На западном фланге рудного поля развита толща пирокластов андезито-дацитового и дацитового состава, относимая В. С. Шарфманом (1959) к улутауской свите (D_2). Не исключено, однако, что эти отложения следует относить к верхним частям вулканогенного комплекса силурийско- среднедевонского (доэйфельского) возраста. Вулканогенные образования с несогласием перекрываются пачкой кремнистых туфитов мукасовского горизонта (D_3 fr_1). Наиболее молодыми палеозойскими отложениями являются флишоидные образования зилаирской свиты ($D_3fm—C_1t_1$).

Породы субвулканической фации представлены диабазовыми, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, принадлежащими к силурийско-нижнедевонскому и среднедевонскому (?) комплексам.

К послесреднедевонским образованиям относятся тела диабазов и габбро-диабазов; прорывающие их диориты и габбро-диориты следует, по-видимому, связывать с верхнедевонским — нижнекаменноугольным магматизмом.

Структурная позиция медноколчеданных залежей Бурибайского месторождения определяется приуроченностью его к участку резкого изменения простирания крупного разлома с субмеридионального на север-северо-западное. Этот участок характеризуется развитием густой сети разрывов на продолжении меридиональной составляющей разлома. Здесь же, на западном крыле Бурибайской антиклинали, устанавливается флексурообразный изгиб слоев, обусловленный ундуляцией ее шарнира.

Гидротермально-метасоматические изменения рудовмещающих пород Бурибайского месторождения выражаются в хлоритизации, окварцевании, серицитизации, развитии сульфидной вкрапленности и локальной гематитизации. Распределение продуктов гидротермально-метасоматических изменений, так же как и структурно-морфологические особенности рудных тел, определяются планом размещения и выдержанностью разрывных нарушений, сопряженных, как уже отмечалось, с крупным разломом. Эти разрывные нарушения существенно влияют также на морфологию и размер ореола измененных пород (рис. 1).

При детальном картировании Бурибайского карьера на основе анализа пространственного размещения минеральных ассоциаций измененных пород в последних устанавливаются метасоматические колонки двух типов.

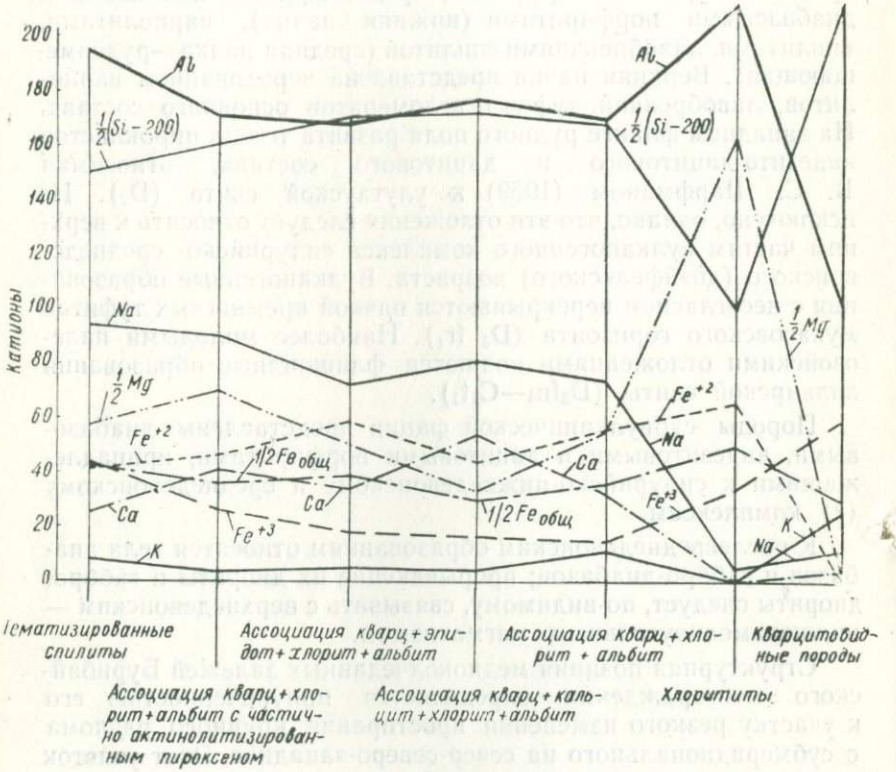


Рис. 2. Распределение петрогенных компонентов в основных эффузивах в зависимости от характера их преобразований (пересчеты по методу Т. Барта)

Метасоматическая колонка первого типа, проявленная в спилитах, характеризуется наличием во внутренних зонах существенно хлоритовых пород («хлорититов»), а во внешних — основных лав, незначительно отличающихся по своим минеральным ассоциациям и характеру изменений от эффузивов большей части рудного поля. В целом метасоматическая колонка первого типа обладает следующим строением: 1) хлорит, 2) кварц-хлорит, 3) кварц-хлорит-альбит, 4) кварц-карбонат-хлорит-альбит. Во всех зонах присутствуют лейкоксен и пирит, причем количество последнего достигает максимума во внутренней зоне (1). Существенной особенностью метасоматитов, принадлежащих к колонке данного типа, является широкое

развитие явлений избирательного замещения, особенно отчетливо проявленного в вариолитах. Метасоматиты внутренних зон в изобилии содержат метаколлоидные агрегаты кварца и хлорита, приуроченные к пустотам выщелачивания.

Расчет баланса вещества, произведенный по методу Т. Барта, показывает, что формирование внутренних зон колонки сопровождается существенным привносом MgO, FeO, Fe_2O_3 и выносом SiO_2, CaO, Na_2O (рис. 2). Интенсивный вынос CaO из внутренних зон сопровождается переотложением его во внешних зонах (4), тогда как SiO_2 переотлагается в зонах 2—3 и частично 4. Во внешних зонах устанавливаются также и прожилки новообразованного альбита, однако основная масса вынесенного Na_2O мигрирует, видимо, на весьма значительные расстояния, далеко за пределы ореола.

На основе пересчетов по методу Н. И. Наковника (1959) для метасоматитов внутренних зон рассматриваемой колонки рассчитаны предложенные Ф. В. Чухровым и Л. Б. Шлайном (1964) коэффициенты, позволяющие оценить интенсивность преобразований. Коэффициент привноса составляет 12,2%, выноса — 22,3%, сохранения состава — 75,5% (рис. 3).

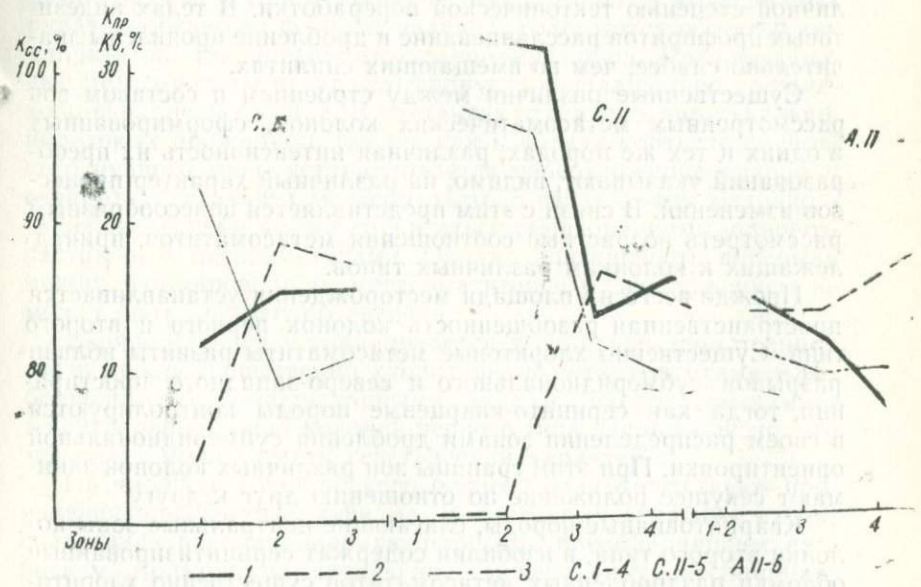


Рис. 3. Интенсивность изменений эффузивных и субвулканических пород при гидротермальном метаморфизме (пересчеты по методам Н. И. Наковника, 1959; Ф. В. Чухрова и Л. Б. Шлайна, 1963)

1 — коэффициент привноса $K_{пр}$; *2* — коэффициент выноса $K_в$; *3* — коэффициент сохранения состава $K_{с.с}$ *4* — спилиты I стадии; *5* — спилиты II стадии; *6* — андезитовые порфириты II стадии

Центральные части колонок второго типа, установленных в спилитах, субвулканических телах андезитовых порфиритов и альбитофиров, характеризуются существенно кварцевым и серицито-кварцевым составом метасоматитов. По мере продвижения от внутренних зон к внешним в колонках данного типа имеет место последовательная смена минеральных ассоциаций: 1) кварц—серицит; 2) кварц—серицит—хлорит; 3) кварц—серицит—хлорит—альбит; 4) кварц—хлорит—альбит; 5) кварц—карбонат—хлорит—альбит. Внешние зоны (4—5) тождественны по своему минеральному составу внешним зонам колонки первого типа.

Внутренние зоны колонки второго типа формируются в условиях привноса SiO_2, K_2O, Fe_2O_3 и выноса MgO, CaO, Na_2O. Интенсивность преобразований пород при формировании колонки второго типа существенно выше. Для спилитов коэффициент привноса здесь составляет 31,3%, выноса —26,4%, сохранения состава — 70,4%, а для андезитовых профиритов соответственно — 16,4; 12,8; 85,3% (см. рис. 3). Обращает на себя внимание различная интенсивность переработки эффузивных и субвулканических пород. Это может быть объяснено различной степенью тектонической переработки. В телах андезитовых профиритов рассланцевание и дробление проявлены значительно слабее, чем во вмещающих спилитах.

Существенные различия между строением и составом зон рассмотренных метасоматических колонок, сформированных в одних и тех же породах, различная интенсивность их преобразований указывают, видимо, на различный характер процессов изменений. В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть возрастные соотношения метасоматитов, принадлежащих к колонкам различных типов.

Прежде всего на площади месторождения устанавливается пространственная разобщенность колонок первого и второго типа. Существенно хлоритовые метасоматиты развиты вблизи разрывов субмеридионального и северо-западного простирания, тогда как серицито-кварцевые породы контролируются в своем распределении зонами дробления субмеридиональной ориентировки. При этом границы зон различных колонок занимают секущее положение по отношению друг к другу.

Кварцитовидные породы, слагающие центральные зоны колонки второго типа, в изобилии содержат серицитизированные обломки раздробленных метасоматитов существенно хлоритового состава. Очевидно, что формированию колонок второго типа предшествовало дробление, наложившееся на ранее возникшие хлорититы.

Длительность перерыва между образованием существенно хлоритовых и серицито-кварцевых пород может быть оценена на основании того, что субвулканические тела альбитофиров предположительно среднедевонского возраста в пределах Бу-

рибайского карьера содержат ксенолиты серицитизированных хлорититов. В то же время в этих телах отсутствуют ксенолиты серицито-кварцевых пород, тогда как сами альбитофиры интенсивно серицитизированы, окварцованы, несут рассеянную вкрапленность сульфидов и рассекаются апофизами рудных тел.

Таким образом, формирование разнотипных метасоматических колонок на Бурибайском месторождении обусловлено стадийным проявлением гидротермально-метасоматических преобразований. В ранней стадии возникают существенно хлоритовые метасоматиты, в более позднюю стадию гипогенного выщелачивания сформированы серицито-кварцитовые метасоматиты.

Медноколчеданные залежи Бурибайского месторождения не занимают вполне определенного места среди продуктов преобразований как ранней, так и поздней стадий. Основная часть метасоматитов, контролируемых в своем распределении теми же структурными элементами, что и колчеданные залежи, располагается со стороны висячего бока последних (см. рис. 1).

Главное рудное тело и его апофизы пересекают границы метасоматических зон колонок обоих типов; в колчеданных рудах, особенно на флангах залежей, содержатся обломки как хлорититов, так и серицито-кварцевых пород. Разновозрастные метасоматиты несут сульфидную минерализацию прожилково-вкрапленного типа. В контактах отдельных пирит-халькопиритовых прожилков, так же как и вблизи контактов основного рудного тела, устанавливается переотложение кварца и серицита, слагающих метасоматиты. В связи с этим медноколчеданные залежи не могут считаться образованиями, одновозрастными с метасоматитами. Однако длительность перерыва между формированием метасоматитов и рудоотложением не может быть достоверно оценена.

В ряде случаев устанавливается тесная пространственная связь между существенно хлоритовыми метасоматитами и небольшими серно-колчеданными телами, располагающимися в центральных зонах колонок первого типа. Не исключено, что эта связь может иметь генетический характер.

На площади Бурибайского рудного поля отсутствуют проявления динамометаморфизма. В массивных основных лавах, слагающих рассматриваемую площадь, преобладающим развитием пользуются следующие минеральные ассоциации: кварц—карбонат—эпидот—хлорит—альбит; кварц—эпидот—хлорит—альбит; кварц—эпидот—актинолит—хлорит—альбит; кварц—(пироксен)—актинолит—хлорит—альбит. Постоянными членами указанных ассоциаций являются лейкоксен и пирит (или гематит).

Перечисленные минеральные ассоциации отвечают метаморфизму в условиях хлорит-эпидотовой и эпидот-актинолито-

товой ступеней, происходящих в условиях привноса серы. Аналогичные преобразования рассматриваются рядом авторов как среднетемпературная пропилитизация (Набоко, 1963; Власов и Василевский, 1964; Жариков и Омельяненко, 1965).

Проявления указанных преобразований контролируются сводовой частью Бурибайской антиклинали и ограничивающих ее разрывных нарушений. Контуры площадей развития отдельных минеральных ассоциаций пересекают границы литолого-стратиграфических подразделений, что свидетельствует о наличии определенного временного перерыва между накоплением основных лав и периодом их преобразований. Среднетемпературную пропилитизацию силурийских основных лав рудного поля, видимо, следует связывать с более поздними относительно времени накопления метаморфизованных пород фазами вулканизма (предположительно нижне-среднедевонского) .

В ряде участков рудного поля на площадях, непосредственно прилегающих к зонам разрывных нарушений, развиты и другие минеральные ассоциации, по пространственному распределению которых устанавливается следующая горизонтальная зональность: 1) хлорит; 2) кварц—хлорит; 3) кварц—хлорит—альбит; 4) кварц—карбонат—хлорит—альбит; 5) кварц—карбонат—эпидот—хлорит—альбит; 6) кварц—эпидот—хлорит—альбит; 7) кварц—(пироксен)—эпидот—актинолит—хлорит—альбит. Сквозными минералами указанной зональности являются лейкоксен и пирит. Количество последнего особенно значительно в зонах *1—2*, где обычны прожилки, жилы и небольшие тела серного колчедана.

Минеральные ассоциации 1—5 ничем не отличаются от минеральных ассоциаций, участвующих в строении зон метасоматической колонки первого типа, описанной выше. Это позволяет рассматривать преобразования ранее выделенной первой стадии как результат процессов среднетемпературной пропилитизации. Последние наиболее активны в высокопроницаемых зонах и приводят к значительным перемещениям петрогенных компонентов; на удалении же от этих зон преобразования вулканитов сопровождаются миграцией вещества в существенно меньших масштабах (см. рис. 2).

Что же касается соотношений процессов пропилитизации и гипогенного выщелачивания, то выше для площади месторождения уже было показано наложение продуктов преобразований второй стадии на ранее сформированные хлорититы.

В пределах рудного поля устанавливается, что колонки, возникшие при гипогенном выщелачивании, располагаются внутри полей развития различных минеральных ассоциаций пропилитизированных пород, отвечающих как хлорит-эпидотовой и актинолит-эпидотовой, так и карбонат-альбитовой ступеням метаморфизма, вследствие чего в ряде участков рудного

поля имеет место нарушение описанного выше зонального распределения минеральных ассоциаций пропилитизированных пород. При этом границы зон колонок нередко занимают секущее положение относительно контуров площадей распространения отдельных минеральных ассоциаций пропилитизированных пород.

На некоторых участках рудного поля, в частности на Бурибайском месторождении, отмечается пространственная близость в расположении продуктов пропилитизации и гипогенного выщелачивания. Это следует связывать с приуроченностью рассматриваемых участков к крупным долгоживущим разрывным нарушениям, контролирующим в районе не только разновозрастные проявления интрузивного магнетизма и вулканизма, но также и разновременную постмагматическую деятельность.

Соотношения метасоматитов второй стадии с пропилитизированными породами характеризуются также и тем, что во внешних частях колонок имеет место развитие ассоциаций переходного характера. Возникновение последних определяется эволюцией состава метаморфизующих растворов, постепенно приходящих в равновесие с составом пропилитизированных пород.

В зонах развития ассоциаций переходного характера, как это видно на рис. 2, устанавливается обогащение пород натрием и кальцием, вынесенными из внутренних зон колонок гипогенного выщелачивания. Во внешних частях колонки за счет этого имеет место формирование ассоциации кварц—карбонат—хлорит—альбит, а на большем удалении от оси колонки наблюдается наложение прожилковой карбонатизации на породы, метаморфизованные в условиях хлорит-эпидотовой ступени. Следовательно, особенности ассоциаций переходного характера не свидетельствуют об одновозрастности метасоматитов внутренних зон колонок и минеральных ассоциаций пропилитизированных пород.

С. Н. Гаврикова

ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Район исследования располагается в южной части Токрауского синклинория, сложенного эффузивными и интрузивными образованиями верхнего палеозоя, где вторичные кварциты пользуются широким развитием, слагая одно из крупнейших месторождений меди в Советском Союзе — Коунрад. С момента открытия его М. П. Русаковым (1928 г.)

и началось планомерное изучение вторичных кварцитов рядом исследователей: И. И. Наковником, К. И. Асташенко, К. Н. Озеровым, Т. С. Марковым, В. С. Малявкиным, К. С. Газизовой, М. К. Чеховичем, В. Н. Пшеничниковым, А. Н. Строгановым и др.

Проведенные нами исследования позволили по-новому подойти к решению ряда вопросов генезиса вторичных кварцитов, а также выделить среди них соответствующие фации глубинности и установить их металлогенические особенности.

В основу выделения фаций глубинности были положены реакции замещения минералов при метасоматических процессах (темноцветных и полевых шпатов), взаимоотношения вторичных кварцитов с сопряженными формациями метасоматических пород, присутствие парагенетических ассоциаций минералов вторичных кварцитов, отвечающих тем или иным температурным ступеням.

В пределах Коунрадского района массивы вторичных кварцитов объединяются в две большие группы. Одна из них включает массивы вторичных кварцитов, генетически и пространственно сопряженные с постинтрузивными процессами. Среди них мы выделяем образования, связанные с формированием интрузий гранитов преимущественно верхнекаменноугольного возраста, и образования, сопряженные с процессами становления гранодиорит-порфировых штоков среднекаменноугольного (тонарского) интрузивного комплекса. Массивы вторичных кварцитов, развивающиеся в экзоконтактовой области гранитных интрузий (Большие Борлы, Акшокы, Коскопа и Керегетас), занимают обширные площади, среди них преобладают высокоглиноземистые фации: кварц-андалузитовая, корундовая и диаспор-пирофиллитовая, представляющие промышленный интерес.

Вторичные кварциты описываемого семейства являются наиболее высокотемпературными и, вероятно, более глубинными образованиями. Часть из них с глубиной переходит в грейзены, преимущественно кварц-мусковитового состава. Такие взаимоотношения вторичных кварцитов и грейзенов наблюдались на массивах Акшокы и Коскопа.

Для вторичных кварцитов характерно присутствие минералов, содержащих: летучие компоненты F и Cl, цуниит, дюмортьерит и турмалин.

Наиболее интересно и промышленно ценно семейство вторичных кварцитов, возникающее в связи с формированием интрузий гранодиорит-порфиров тонарского интрузивного комплекса. Оно располагается вдоль крупной тектонической зоны, носящей название Коунрад-Борлинской, и включает массивы Коунрад, Карабас, Борлы, Каратеке и Шозек. Вторичные кварциты интенсивно развиваются как в зоне эндо-, так и экзоконтакта интрузий. Среди них присутствуют кварц-андалузитовая, кварц-серицитовая и кварц-каолинитовые фации. С глубиной

вторичные кварциты сменяются пропилитами эпидот-альбитовой ступени метаморфизма и отвечают гипабиссальной фации глубинности.

Основные концентрации медно-молибденовых руд приурочены к кварц-каолинитовой, кварц-серицитовой и кварц-алунитовой фациям.

Вторая группа массивов вторичных кварцитов неразрывно связана с поствулканическими процессами и отвечает поверхностной и приповерхностной фациям глубинности (Коржинский, 1961).

К субвулканической (приповерхностной) фации глубинности относится семейство вторичных кварцитов, возникающее на небольшой глубине и генетически связанное с субвулканическими образованиями. Такие вторичные кварциты редки в Коунрадском районе. Наиболее типичны для них кварц-диаспоровая и кварц-алунитовая фации, сменяющиеся на глубине аргиллизированными породами и пропилитами хлорит-альбитовой ступени метаморфизма. Поверхностная фация глубинности включает массивы вторичных кварцитов, генетически и пространственно тяготеющие к жерлам вулканов и связанные с их фумарольно-сольфатарной деятельностью.

По химическим особенностям мы разделяем вторичные кварциты каркаралинской, калмакэмельской и керегетасской свит.

Массивы вторичных кварцитов, возникающие в жерлах вулканов каркаралинской и калмакэмельской свит (Кондомбак, Керегетас, Кызылтас и Аралтобе), отличаются обилием алунита, для них характерны кварц-алунитовая, кварц-диккитовая и монокварцевая разности, сменяющиеся на глубине аргиллизированными породами.

Геохимическое опробование монокварцитов и кварц-алунитовых пород установило в них повышенные концентрации золота, мышьяка и сурьмы.

Массивы вторичных кварцитов, сопряженные с жерлами вулканов керегетасской свиты (Иттас, Кызылкайнар и др.), отличаются другим набором метасоматических фаций: алунит в них очень редок, типичны же кварц-серицитовая, кварц-диккитовая и кварц-флюоритовая разности, содержащие в качестве элементов-примесей B, F, Cl, торий и редкие земли.

Рассмотрев геологическую позицию и особенности зональности каждой из фаций глубинности, интересно выяснить физико-химические условия течения метасоматических процессов. С этой целью была построена многопучковая диаграмма химических потенциалов серной кислоты и воды (рис. 1) *.

---

* Здесь и далее: анд — андалузит, кв — кварц, прф — пирофиллит, кор — кордиерит, диас — диаспор, дик — диккит, сер — серицит, ал — алунит.

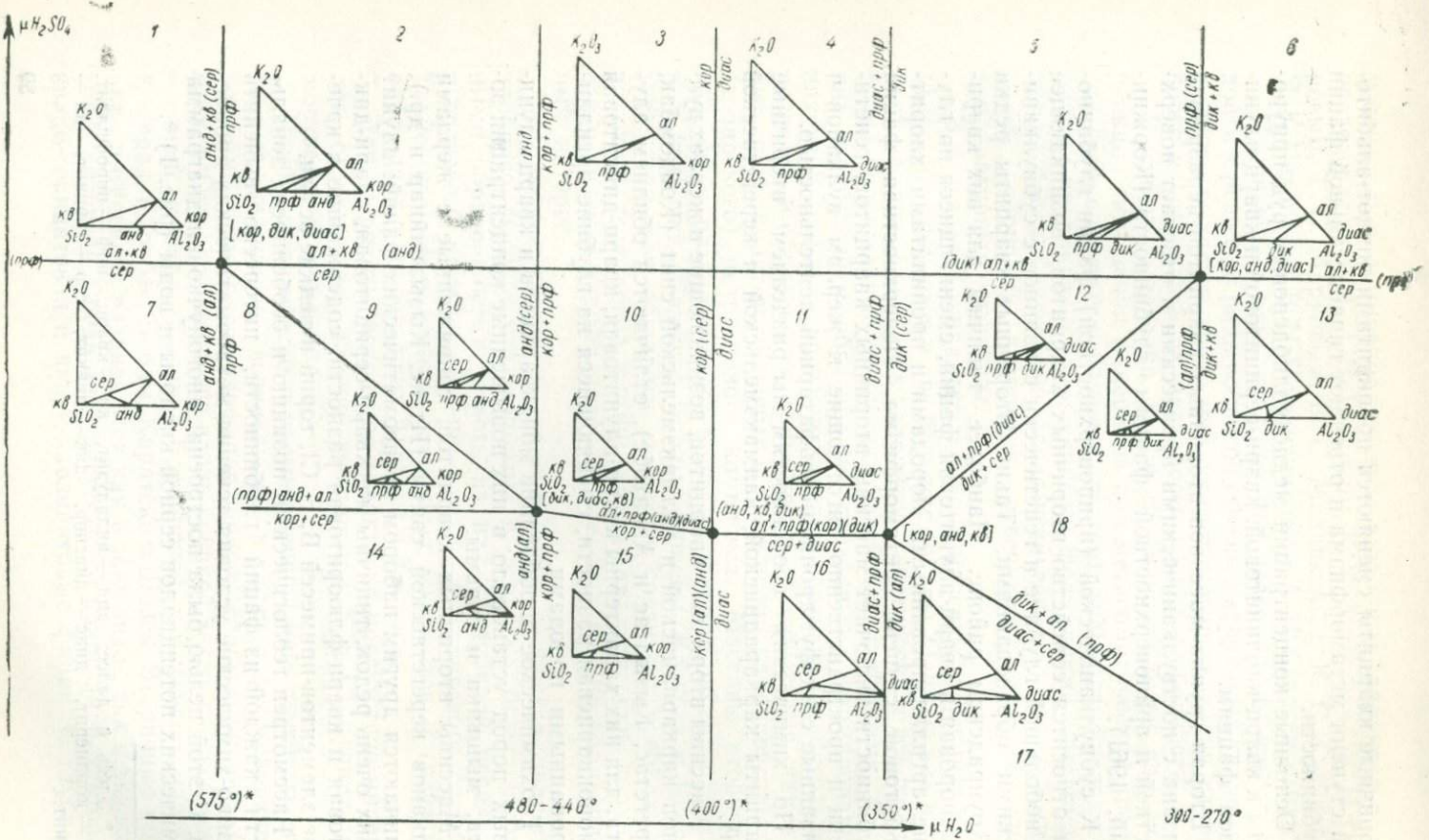


Рис. 1. Диаграмма химических потенциалов серной кислоты и воды для вторичных кварцитов. Температура реакций указана по Хемли (Hemley, 1959)

Возрастание химического потенциала воды способствует протеканию реакций гидратации и соответствует понижению температур реакций. Вертикальные моновариантные линии на диаграмме отвечают реакциям: анд + кв → прф; анд → кор + прф; кор → диас; диас + прф → дик; прф → дик + кв, располагающимся в порядке возрастания μH_2O (пониженная температура) и определяющим границы соответственно 5 температурных ступеней. Для некоторых из них, согласно экспериментальным данным (Hemley, 1959), можно указать температуру превращения: анд + кв → прф (575—550°), кор → диас (400°); диас + + прф → дик (350°), полученные при давлении в 1000 *атм*. С этими температурами совпадают термометрические данные для андалузита и кварца, полученные методом растрескивания. Для андалузита из парагенезиса кв + сер + анд (поле 7) месторождения Коунрад получена температура 480—500°, для кварца 440—460°. Для месторождения Карабас характерны более низкотемпературные парагенезисы: кв + сер + дик, кв + + ал + дик (поля 6, 13), отвечающие температурам 280—300°, установленным по кварцу методом гомогенизации включений. Указанные 5 температурных ступеней наиболее отчетливо проявляются в смене парагенезисов вторичных кварцитов первой группы, генетически связанной с интрузивным процессом.

На массивах вторичных кварцитов, генетически связанных с гранитами, температурная смена парагенезисов наблюдается по отношению к интрузивному контакту. На месторождении Большие Борлы при удалении от контакта с гранитами в экзоконтактовой области устанавливается следующая последовательность: кв + анд + сер → кв + прф + сер → кв + сер + дик (поля 1, 9, 12). Та же температурная зависимость парагенезисов вторичных кварцитов встречается в случае образования их при послемагматических процессах, сопровождающих формирование гранодиорит-порфировых интрузий. Классическим примером в этом отношении может служить Коунрад, в пределах которого вблизи от интрузивного контакта наблюдаются парагенезисы кв + анд + сер (поле 7), а в удалении от него кв + диас (поле 13).

Поствулканическая группа вторичных кварцитов отвечает лишь одной границе двух температурных ступеней: прф → дик, проявленной преимущественно в субвулканической фации глубинности. Зависимость парагенетических ассоциаций вторичных кварцитов от химического потенциала серной кислоты μH_2SO_4 на диаграмме выражена в виде присутствия двух ступеней.

Верхняя из них, с максимально высоким значением μH_2SO_4, отвечающая реакции: сер → кв + ал, как видно на диаграмме, не зависит от μH_2O, а следовательно, и от температуры. На-

званная ступень разделяет парагенезисы вторичных кварцитов на две большие ассоциации: пирофиллитовую, отвечающую высокому μH_2SO_4, и пирофиллит-серицитовую, с меньшим значением μH_2SO_4. Нижняя граница ступеней представляет собой ломаную линию, образованную отрезками моновариантных линий: прф+ал→анд+сер, прф+ал→кор+сер, прф+ал→диас+сер, прф+ал→дик+сер. Интересно отметить, что при более высоких и низких температурах зависимость μH_2SO_4 от μH_2O резко возрастает, а при средних — заметно ослабевает. Эта граница разделяет пирофиллит-серицитовую ассоциацию вторичных кварцитов на два семейства: с высоким значением μH_2SO_4 (парагенезисы прф+ал) и низким значением μH_2SO_4 (парагенезисы анд+сер, кор+сер, диас+сер, дик+сер).

Такое разделение вторичных кварцитов в зависимости от химического потенциала серной кислоты μH_2SO_4 вполне сопоставимо с выделенными ранее фациями глубинности (Гаврикова, Бахтеев, 1965).

Парагенетические ассоциации вторичных кварцитов, возникающие при постинтрузивных процессах, занимают большую левую половину диаграммы, правая же часть диаграммы отвечает парагенезисам поствулканических процессов.

Рассмотрим процесс образования вторичных кварцитов самой глубинной фации. Как было отмечено выше, минеральный состав этой фации обогащен летучими компонентами и в незначительном количестве H_2SO_4. Как следует из диаграммы (см. рис. 1), понижение температуры влечет возрастание μH_2O и вызывает следующую смену парагенезисов: кв+сер+анд→кв+сер+прф→кв+сер+дик.

Относительная величина μH_2SO_4 с понижением температуры и при данной концентрации H_2SO_4 уменьшается, в результате чего происходит смена парагенезисов: прф+ал→анд+сер или кор+сер, или диас+сер. Таким образом, при удалении от интрузивного контакта (в случае с гранитами) парагенезисы располагаются в порядке понижения температур и относительной величины μH_2SO_4. Это отчетливо наблюдалось на массивах вторичных кварцитов Акшокы, Коскопа и Большие Борлы и др. Корундовая линза (парагенезис кор+анд+ал) месторождения Большие Борлы по периферии, при удалении от контакта с гранитами, замещается диаспором (парагенезис ал+диас+сер). В пределах массива Акшокы наблюдаются андалузит-дюмортьеритовые линзы (парагенезис анд+дюм+сер), что можно объяснить значительной концентрацией В в растворе.

На массиве Коскопа, Акшокы с глубиной вторичные кварциты переходят в кварц-мусковитовые грейзены, что можно объяснить падением значения μH_2SO_4 с увеличением глубины

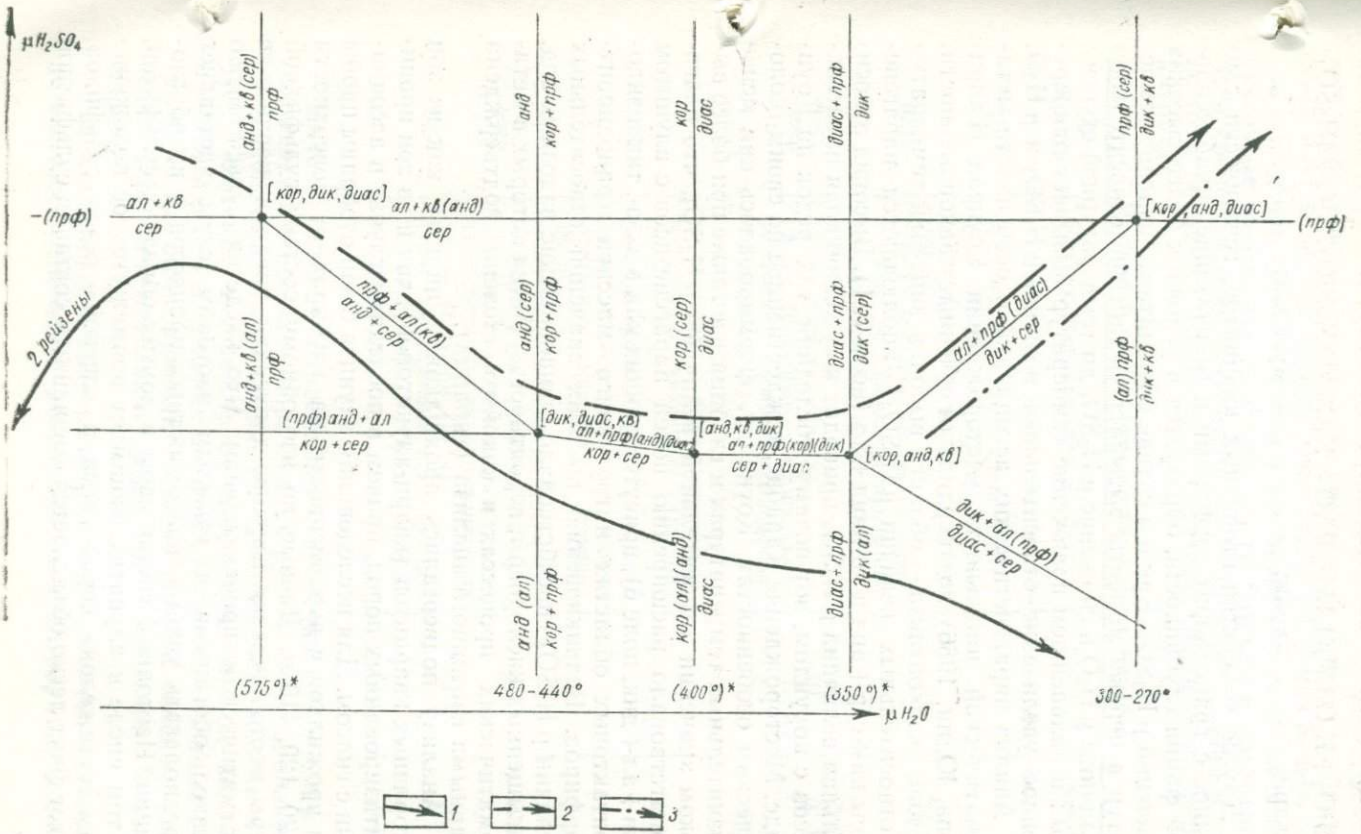


Рис. 2. Диаграмма изменения химического потенциала серной кислоты μH_2SO_4 послемагматических растворов в процессе образования вторичных кварцитов генетически сопряженных:

1 — с гранитами; *2* — с гранодиорит-порфирами; *3* — с субвулканами и вулканами

(рис. 2). Это приводит к неустойчивости алунита и при избытке кварца вызывает замещение его мусковитом:

$$6SiO_2 + K_2O3Al_2O_34SO_36H_2O = K_2O3Al_2O_36SiO_22H_2O + 4H_2SO_4$$

кварц алунит мусковит

Другое семейство вторичных кварцитов, генетически связанное с гранодиорит-порфирами и отвечающие гипабиссальной фации глубинности, образуется в условиях более высоких значений μH_2SO_4. Как и в случае с гранитами, падение температур в первые моменты вызывает увеличение относительной величины μH_2O и снижение μH_2SO_4 до температурной ступени 350°; в дальнейшем понижение температур вызывает одновременное увеличение относительных величин μH_2SO_4 и μH_2O.

Анализ парагенетических ассоциаций и особенности метасоматической зональности месторождения Коунрад (Гаврикова, Юдин, 1966) подтвердил отмеченные закономерности. В зоне экзоконтакта — области высоких значений температур и относительных величин μH_2SO_4 — наблюдаются парагенезисы кв+сер+анд и кв+анд+ал (поля 7, 1). Высокая относительная величина μH_2SO_4 приводит к сужению поля парагенезисов с корундом, вот почему последний так редок на Коунраде. Месторождение Карабас, тождественное по своим геологическим особенностям Коунраду, формировалось при менее значительных температурах и глубинах, а также при более высоком значении относительной величины μH_2SO_4, что благоприятствовало расширению полей парагенезисов с алунитом (кв+ал+дик, поле 6), присутствующих как в экзо-, так и эндоконтактовых областях интрузивного массива гранодиорит-порфиров. Возникновению высоких значений относительных величин μH_2SO_4 способствовало проникновение вадозных вод, насыщенных кислородом, вероятность участия которых в метасоматических процессах в какой-то степени подтверждена данными изотопного анализа (таблица).

Анализу подвергались прожилковые пириты, как из зон вторичных кварцитов (кварц-алунитовой), так и из зон пропилитизированных пород, причем в последнем случае в ассоциации с гипсом. Для исследования алунита были отобраны пробы из прожилков и вкрапленности на глубинах от поверхности в 20, 120, 410 *м*. Данные по изотопному составу сульфидной серы месторождения Карабас допускают предположение о ее магматическом происхождении. Что касается сульфатов, то резкое обогащение их тяжелым изотопом серы заставляет предполагать участие поверхностных процессов в их образовании. Изотопный состав серы в других образцах сульфитов, в том числе в алунитах, занимает промежуточное положение между «тяжелой» серой гипса и «легкой» серой сульфидов. Этот факт легко объясняется смешанным составом сульфатной

серы в гидротермальных растворах, которые вызвали алунитизацию пород. К первичному гипогенному сульфату раствора могло добавляться то или иное количество сульфата, образующегося в результате приповерхностного окисления сульфидной серы. Глубина проникновения атмосферного кислорода и относительные количества сульфат-иона глубинного и поверхностного происхождения зависят от очень многих условий и приводит к большому разбросу в изотопных отношениях серы в алунитах.

Изотопный состав серы месторождения Карабас

№ образца	Краткая характеристика образца	δS^{34} ‰	S^{32}/S^{34}
0379	Пирит из прожилков кварц-пиритового состава в кварц-алунитовых вторичных кварцитах (глубина 270 *м*)	−1,0	22,24
0382	Пирит из прожилков пирит-гипсового состава в пропилитизированных гранодиорит-порфирах (глубина 210 *м*)	−0,6	22,23
0385	Гипс из того же образца	+19,7	21,79
0384	Гипс из прожилков в пропилитизированных гранодиорит-порфирах (глубина 140 *м*)	+8,5	20,03
0381	Галенит из гнезд галенит-сфалеритового состава в кварц-серицитовых вторичных кварцитах (глубина 70 *м*)	−1,6	22,26
0369	Алунит из прожилков алунит-пиритового состава в кварц-диаспоровых вторичных кварцитах (глубина 20 *м*)	+16,6	21,86
0383	Алунит вкрапленный из кварц-алунитовых пород (глубина 250 *м*) .	−1,6	22,26
0362	Алунит из прожилка кварц-алунитового состава и кварц-серицитовых пород (глубина 410 *м*)	−7,2	22,38
0364	Алунит вкрапленный из кварц-алунитовых пород (образец взят на поверхности)	+14,9	21,89

Высокое значение относительной величины μH_2SO_4 и μH_2S сохраняется в процессе образования руд этих месторождений, представленных сульфидами меди, молибдена, железа и серебра. Высокая активность O_2 при незначительной величине μH_2SO_4 и μH_2S в процессе образования руд, связанных с интрузиями гранитов, приводит к преобладанию окисных соединений (корунд-гематитовые руды месторождения Большие Борлы).

Из диаграммы μH_2O—μH_2SO_4 следует, что состав парагенетических ассоциаций вторичных кварцитов, сопряженных

с интрузивным процессом, в большей степени зависит от μH_2O (температуры), чем от относительной величины μH_2SO_4. Массивы вторичных кварцитов второй группы, генетически связанные с поствулканическим процессом и отвечающие поверхностной и приповерхностной фациям глубинности, формируются в условиях высоких значений μH_2SO_4 и небольших температур. В зависимости от состава первичной магмы величина μH_2SO_4 колеблется. Наибольшие значения μH_2SO_4 достигаются при поствулканических процессах, сопровождающих излияние андезитовых и дацитовых порфиритов кальмакамельской и каркаралинской свит.

В зависимости от относительной величины μH_2SO_4 и μH_2O в них наблюдается сернокислотно-температурная смена парагенезисов: сер + дик + диас → диас + дик + ал (поля 17, 13), а также сернокислотная — кв + сер + дик → кв + ал + дик (поля 6, 13). Парагенезис кв + сер + диас характерен для субвулканических образований и глубоких частей разреза измененных пород, приуроченных к жерлам вулканов. Выше по разрезу он замещается парагенезисом кв + дик + ал, свидетельствующим о возрастании относительной величины μH_2SO_4. При приближении к поверхности на массивах Кокдембак и Керегетас наблюдаются мощные линзы кварц-алунитовых пород с вкрапленностью пирита и сульфидов серебра с золотом.

В. П. Федорчук

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Гипогенные изменения рудовмещающих пород

В соответствии с составом вмещающих пород и рудоносных растворов, а также физико-химическими условиями рудолокализации на ртутно-сурьмяных месторождениях выделяются следующие типы гипогенного околорудного изменения: 1) силицификация (окварцевание, окремнение, ороговикование, джаспероидитизация, опалитизация, маршаллитизация) и десилицификация; 2) флюоритизация; 3) аргиллитизация (хлоритизация, серицитизация, диккитизация) и др.; 4) пиритизация; 5) карбонатизация (сидеритизация, доломитизация, кальцитизация); 6) лиственитизация; 7) алунитизация; 8) баритизация; 9) цеолитизация; 10) гематитизация; 11) битуминизация и дебитуминизация.

Зоны (блоки, пласты) гидротермально измененных пород того или иного типа формируются в итоге совместного воздействия большого числа факторов, которые можно подразделить на три группы: 1) состав исходных рудоносных растворов и эманаций; 2) состав рудовмещающих, подстилающих и перекрывающих пород и 3) термодинамические условия рудолокализации.

Как показывает анализ газово-жидких включений в кристаллах жильных и рудных минералов, а также сопоставление вещественного состава однотипных ртутно-сурьмяных месторождений из различных рудных провинций, растворами привносятся обычно лишь основные рудообразующие компоненты (сурьма, ртуть, мышьяк), а также элементы-примеси, являющиеся или типоморфными для определенной рудной провинции (медь, свинец, цинк, вольфрам, олово, золото, серебро), или же обнаруживающими родственные связи с ведущими компонентами ртутно-сурьмяных месторождений (селен, теллур, таллий, кадмий, германий). Из жильных составляющих привнесенными могут быть в основном фтор, барий, но только при условии, если эти элементы являются типоморфными для металлогении данной рудной провинции. Этим, например, объяс-

няется широкое распространение процессов флюоритизации в рудоносных зонах Средней Азии и полное отсутствие флюорита в ртутно-сурьмяных месторождениях Кавказа. Что касается агентов переноса (калий, натрий с одной стороны, и сера, галлоиды, углекислота — с другой), то большая часть их должна рассматриваться лишь в качестве транзитных элементов: они удаляются с отработанными порциями рудоносных растворов (натрий, хлор и др.) или же осаждаются в перекрывающих породах, входя в состав гипогенных ореолов рассеяния элементов-индикаторов, как в виде самостоятельных образований (сера в надрудном пирите), так и в виде изоморфной примеси к другим минералам (йод, хлор и др.). Исключение составляют иногда лишь калий (в зонах серитизации) и сера (пиритсодержащие залежи, зоны алунитизации).

Характер изменения непосредственно рудовмещающих пород обусловливается, в первую очередь, их составом. Лишь в весьма редких случаях, когда образование некоторых жильных рудных тел (например, опалитовой формации) происходит в результате прямого заполнения полостей приоткрытых трещин (чаще всего с участием концентрированных коллоидных растворов), вмещающие породы не играют существенной роли. Во всех остальных случаях комплекс жильных минералов определяется или целиком (доломит — в доломитовых толщах, кальцит — в известняке, диккит — в сланцах, песчаниках и кислых эффузивных и интрузивных породах, минеральные ассоциации лиственитового типа — в экзоконтактовых зонах серпентинитовых массивов и др.), или же частично (флюорит в карбонатных толщах, пирит и серицит в сланцах и изверженных породах и др.) составом вмещающих пород.

Подстилающие толщи, через которые проходят рудообразующие растворы, служат источником ряда компонентов: из пород алюмосиликатного состава выносятся кремнезем (такое происхождение имеют мощные горизонты джаспероидов на ряде месторождений Средней Азии), щелочи (идут на образование серицита в вышележащих кварцево-флюоритово-серицитовых брекчиях), карбонатные составляющие, иногда также железо (отлагается затем в виде пирита или сидерита), марганец (входит в состав марганецсодержащих карбонатов), молибден (отлагается в виде иордизита) и др. Особый интерес представляет случай смешения восходящих гидротерм с водами глубокой циркуляции, в частности нефтяными, а также захороненными — остаточными (особенно насыщенными рассолами). Последние могут быть иногда источником серы, в том числе и входящей в состав рудных сульфидов, азота (в специфических азотсодержащих цеолитах), углеродистых соединений (в виде жидких и твердых битумов типа антраксолита) и др.

Породы перекрывающих толщ играют двоякую роль: экранирующую (горизонты водоупорных пластичных сланцев) и локализующую (отработанные растворы могут химически воздействовать на отдельные составляющие надрудных пород, способствуя выщелачиванию, например железа, которое затем осаждается в виде пирита или гематита).

Термодинамическое состояние системы в момент рудоотложения также во многом обусловливает характер процесса изменения рудовмещающих пород.

В случае коллоидных растворов, а последние играют определенную роль на завершающих этапах формирования сурьмяных месторождений джаспероидного типа и ртутных — опалитового типа изменения вмещающих пород почти не происходит. Воздействие высокотемпературных газово-жидких эманаций, при участии которых образуются некоторые ртутные месторождения, связанные с очагами вулканической деятельности, приводит к сплошному, весьма интенсивному «пропариванию» вмещающих пород, но обычно только вдоль довольно узких рудоподводящих каналов. Наиболее крупные ореолы гидротермального изменения дают средне-, низкотемпературные истинные растворы, формирующие ртутно-сурьмяные месторождения самого распространенного — телетермального типа.

Температурный фактор проявляется в наиболее высокотемпературных сурьмяных месторождениях комплексного типа и в некоторых монометальных ртутных. Он способствует возникновению весьма интенсивных, но сравнительно небольших зон гидротермально измененных пород, а в самых низкотемпературных ртутных месторождениях, наоборот, формируются обширные ореолы околорудного изменения, хотя и не столь интенсивные по степени проработки вмещающих пород.

Такова же примерно и роль динамического фактора, в значительной мере определяющего скорость циркуляции рудоносных растворов. В крутопадающих жильных системах (сурьмяные и некоторые ртутные месторождения трещинного типа), вследствие высокой скорости подъема гидротерм, боковые породы подвергаются их воздействию лишь на незначительном расстоянии от рудных жил. С другой стороны, в ртутных месторождениях согласного типа, контролирующихся структурами внутриформационного расслоения и отчасти экранирования, где циркуляция рудоносных растворов была замедленной (при направлении движения, близком к горизонтальному), гидротермами пропитывается вся толща рудовмещающих пород, что способствует массовой проработке последних, хотя и менее интенсивной, чем в первом случае.

Характер химического взаимодействия между растворами и рудовмещающими породами определяется составом как тех, так и других. Наиболее интенсивными процессы околорудного изменения будут при условии оптимального сочетания явлений

выщелачивания и отложения. В случае некоторого преобладания реакций выщелачивания рудопроводящие каналы значительное время остаются не залеченными, что определяет длительность циркуляции рудоносных растворов, а следовательно, и воздействия их на вмещающие породы. Наиболее наглядным примером в этом отношении являются зоны внутриформационного расслоения, развивающиеся в местах изгиба пологозалегающих толщ глинистых доломитов. Напряжения, возникшие при изгибе, реализуются в виде серии субпараллельных согласных, сообщающихся между собой трещин, существующих в приоткрытом состоянии в течение длительного времени — на протяжении почти всего периода рудообразования. Обменных реакций здесь практически не происходит, а воздействие растворов на вмещающие породы ограничивается в основном лишь их перекристаллизацией и осветлением. Закупорка рудопроводящих трещин расслоения жильным доломитом происходит в основном на завершающих этапах формирования месторождения, в результате чего образуются специфические «зебровидные» доломиты мраморовидного облика.

В зависимости от интенсивности и направленности реакций химического взаимодействия растворов с вмещающими породами, последние могут подвергаться «автометаморфизму» — с сохранением исходного минерального состава (осветление и перекристаллизация — «мраморизация» известняков и доломитов) или же с полным его преобразованием (аргиллизация кислых эффузивных пород с образованием гидротермальных «глинок»). Выщелачивание отдельных компонентов может сопровождаться полным их выносом (например, при удалении из отдельных горизонтов рудовмещающих сланцев щелочей и железа на месте остаются вновь образованные глинистые минералы; дальнейшее разрушение их приводит к образованию зон маршаллитизации, в которых порошковидный остаточный кварц ассоциирует только с лейкоксеном). В случае привноса новых компонентов взамен выщелачиваемых может иметь место или простое заполнение образовавшихся пустот (кварцем, флюоритом и др.), или же метасоматическое замещение исходной породы с сохранением ее текстурных особенностей (процесс джаспероидитизации слоистых известняков на Хайдарканском ртутно-сурьмяном и баритизации массивных известняков на Ашатском ртутном месторождениях в Средней Азии). Наиболее частым представляется случай, когда выщелоченные компоненты переотлагаются или непосредственно в пределах рудовмещающего горизонта (например, уже упоминавшийся жильный доломит в согласных внутриформационных ртутных залежах Левосакынджинского рудного узла в Якутии и Сымап-Адыракоуского поля в Средней Азии; к этому же типу относятся выделения жильного диккита в многочисленных ртутных месторождениях Кавказа, Донбасса и Чукотки, лока-

лизовавшиеся в однородных толщах терригенных пород), или же в перекрывающих толщах (системы кварцево-карбонатных прожилков в надрудных сланцах Кадамджайского, Терекского и других сурьмяных месторождений согласного типа).

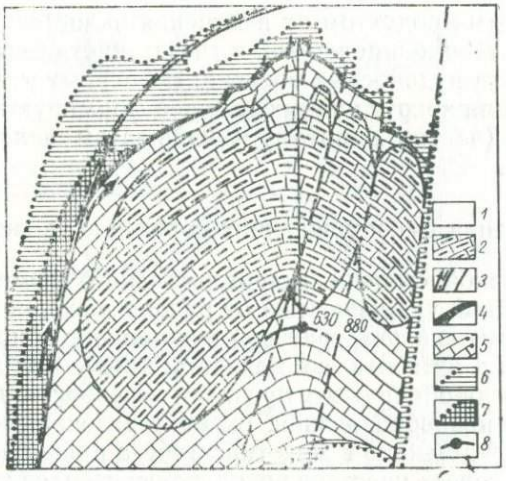


Рис. 1. Ореолы околорудного изменения на ртутно-сурьмяном месторождении джаспероидного типа (участок Юго-Западного Хайдарканского рудного поля, Средняя Азия):
1 — неизмененные глинистые сланцы; *2* — слабоизмененные известняки; *3* — разрывные нарушения, стрелками показан основной рудоподводящий канал; *4* — горизонт рудоносных джаспероидов; *5* — осветленные и перекристаллизованные известняки; *6* — серицитизированные и пиритизированные сланцы; *7* — интенсивно выщелоченные сланцы; *8* — пропласток измененного сланца в известняках вблизи одного из рудоподводящих разломов

На схематическом разрезе (рис. 1) отражены закономерности формирования зон околорудного изменения на примере одного из месторождения джаспероидного типа, согласные залежи которого контролируются структурами экранирования. Характерным для него является трехчленный разрез (сланцы—известняки—сланцы), что обусловливает сложное строение ореолов гидротермального изменения вмещающих пород. Как видно на приведенной схеме, характер гидротермального изменения определяется составом пород, а форма зон околорудного изменения в значительной мере зависит от структурных условий рудолокализации.

Направленность процесса околорудного изменения пород алюмосиликатного состава иллюстрируется диаграммой

(рис. 2). При ее построении использованы результаты химического анализа большого количества образцов, отобранных преимущественно на ртутных месторождениях диккитовой рудной формации, локализовавшихся в литологически однородных породах (сланцах, песчаниках, гнейсах, кислых эффузивах и др.).

Конечным продуктом их изменения является диккит, выделяющийся в виде прожилков и гнезд; иногда он входит в состав цемента рудоносных брекчий. На первых этапах процесса диккитизации вокруг рудных залежей формируются зоны серицитизации (часто с пиритом) и лишь затем щелочи выносятся полностью.

Изменения рудовмещающих пород в зоне гипергенеза

При низкой степени гидротермального изменения пород, обусловленной удаленностью от рудоносных зон или же недостаточно высокой температурой рудогенерирующих растворов, внешний вид их почти не меняется: лишь под микроскопом можно иногда обнаружить признаки перекристаллизации и минеральные новообразования, охарактеризованные в предыдущем разделе. Однако в зоне гипергенеза происходит интенсивное «проявление» участков пород, подвергшихся гидротермальному изменению. Этот процесс идет или за счет «самоосветления» породы в итоге окисления и гидратации гидротермальных новообразований или же в результате воздействия перемещенных продуктов окисления некоторых минералов, слагающих как рудные тела, так и окружающие их зоны околорудного изменения.

В первом случае имеют место процессы вторичного осветления пород, преимущественно алюмосиликатного состава, за счет образования гипергенных глинистых минералов (вторичная аргиллизация), а также «ожелезнения» — лимонитизации, обусловленной окислением гематита и пирита. Во втором случае осветление (вплоть до интенсивного «отбеливания») пород вызывается воздействием серной кислоты, образующейся при окислении сульфидов (обычно антимонита, иногда пирита и др.).

Поисковое значение зон вторичного изменения гидротермально переработанных околорудных пород определяется тем, что на поверхностных выходах они визуально сравнительно легко оконтуриваются. Между тем эти же зоны, вскрытые разведочными выработками на более глубоких горизонтах, часто внешне практически не отличимы от неизмененных разностей вмещающих пород.

Для ртутно-сурьмяных месторождений различных генетических типов в зависимости от климатических условий, глубины эрозионного среза и тектонической нарушенности характерны

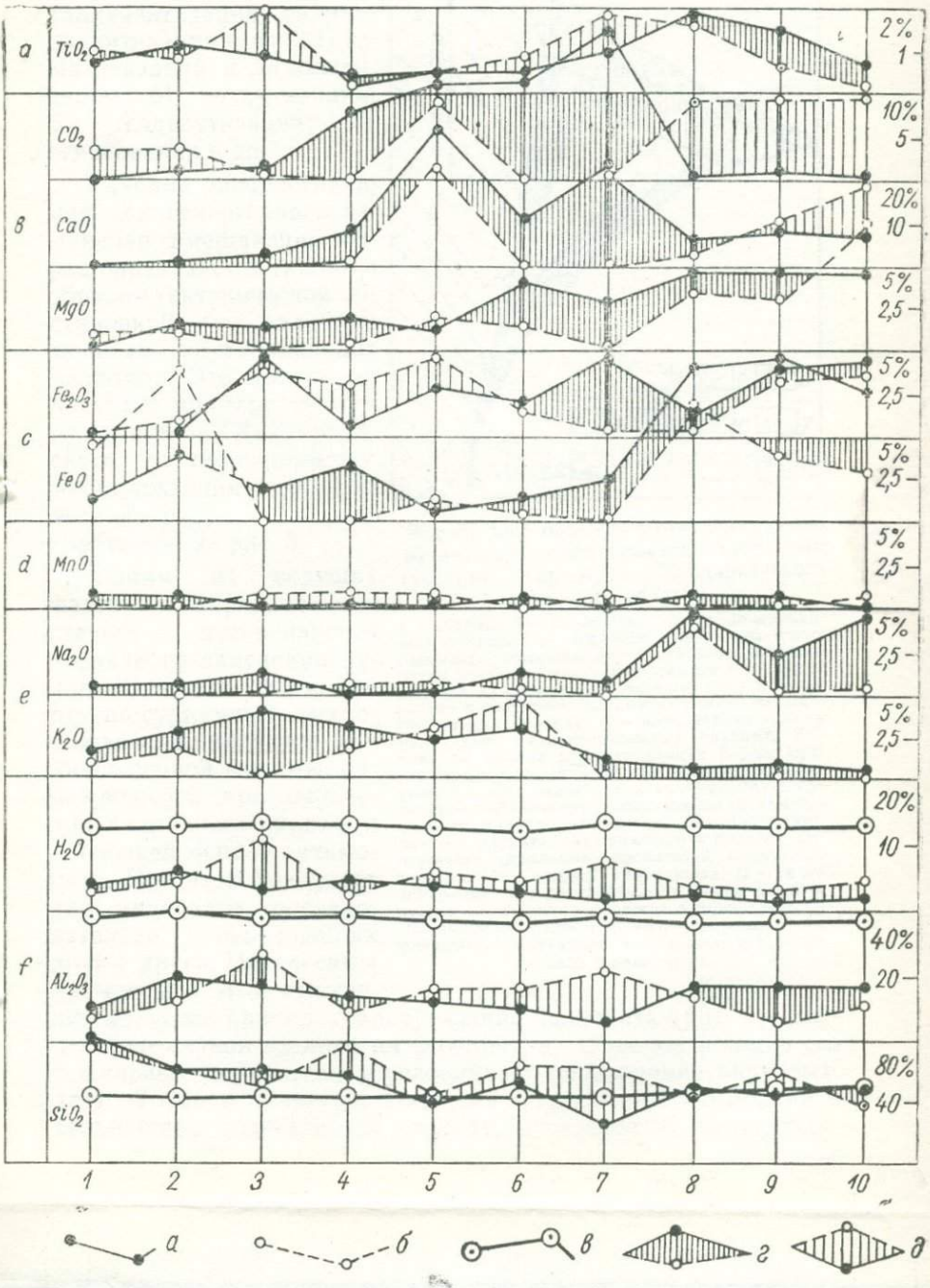


Рис. 2. Диаграмма привноса—выноса вещества при изменении вмещающих пород на некоторых ртутных и ртуть- и сурьмусодержащих месторождениях диккитовой рудной формации:

1 — мелкозернистый песчаник триаса, ртутное месторождение диккитовой формации, Чукотка; *2* — глинистый сланец, оттуда же; *3* — глинистый сланец силура, сурьмяное месторождение джаспероидно-антимонитовой формации, Южная Фергана; *4* — глинистый сланец среднего карбона, ртутно-сурьмяное месторождение джаспероидно-флюоритово-киноварно-антимонитовой формации, Южная Фергана; *5* — мергелистые глины нижнего мела, ртутное месторождение, Северо-Западный Кавказ; *6* — мелкогалечный плотный конгломерат с глинистым цементом (силур), ртутное месторождение, Южная Фергана; *7* — мергелистый сланец триаса, ртутное месторождение, Тихоокеанский пояс; *8* — порфирит, секущие дайки в глинистых сланцах юры, ртутное месторождение, Юго-Западный Кавказ; *9—10* — порфирит, секущие дайки в метаморфизованных сланцах, ртутно-полиметаллическое месторождение, Карпаты.

а — компоненты, почти не участвующие в реакциях при изменении исходных пород; *b* — компоненты основных карбонатных минералов; *c* — закисное и окисное железо; *d* — марганец — типоморфный элемент одного из рудных районов; *e* — щелочи — наиболее подвижная группа элементов при гидротермальном метаморфизме; *f* — основные компоненты диккита — одного из конечных продуктов изменения вмещающих пород (алюмосиликатного состава); справа — содержание указанных компонентов, в %. *а* — содержание основных компонентов в неизмененных породах; *б* — то же для измененных разностей; *в* — то же для жильных диккитов; *г—д* — изменение содержания компонентов в процессе гидротермального метаморфизма (*г* — вынос, *д* — привнос)

к стр. 102

проявления следующих процессов вторичного изменения рудовмещающих пород: 1) опалитизации и маршаллитизации; 2) кальцитизации и арагонитизации; 3) аргиллизации (каолинитизация монтмориллонитизация, галлуазитизация, гидраргиллитизация и др.); 4) гематитизации и лимонитизации; 5) алунитизации; 6) геарксутизации; 7) огипсования и др.

Глубина распространения зон гипергенного изменения вмещающих пород определяется главным образом тектонической обстановкой — наличием мощных крутопадающих разломов. Это можно видеть на примере одного из участков Хайдарканского ртутно-сурьмяного месторождения, схематический разрез которого изображен на рис. 3.

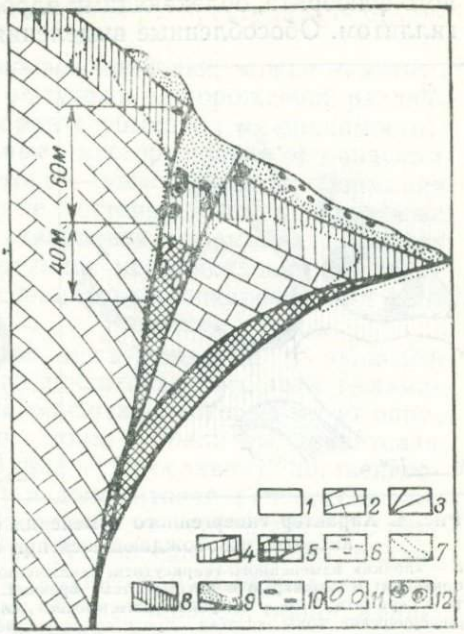


Рис. 3. Зона окисления ртутно-сурьмяного месторождения джаспероидного типа (участок Кара-Арча Хайдарканского рудного поля):

1 — сланцы; *2* — известняки; *3* — рудоподводящие разломы; *4* — горизонт рудоносных джаспероидов, образовавшихся метасоматическим путем в зоне контакта известняков и перекрывающих их сланцев; *5* — секущие тела джаспероидно-флюоритово-серицитово-известняковых рудоносных брекчий; *6* — зоны пиритизации в надрудных углисто-глинистых сланцах; *7* — контуры блоков рудовмещающих пород, подвергшихся интенсивному гипергенному изменению; *8* — зона окисления в джаспероидах; *9* — участки интенсивной аргиллизации и гематитизации надрудных сланцев; *10* — линзы вторичного алунита, замещающего в процессе гипергенеза отдельные пропластки надрудных сланцев; *11* — стяжения геарксутита; *12* — те же конкреции, превратившиеся на более поздних этапах гипергенного процесса в концетрически зональные агрегаты вторичного колломорфного флюорита, галлуазита и гидраргиллита (при распаде геарксутита)

Одним из ведущих факторов, определяющих степень интенсивности вторичного изменения рудовмещающих пород на ртутно-сурьмяных месторождениях, является наличие серной кислоты, образующейся при окислении надрудного пирита, и в меньшей мере — антимонита. При этом возникает ряд минералов, последовательно переходящих друг в друга. Интересным примером в этом отношении является процесс геарксутизации флюорита (рис. 4). Воздействие серной кислоты на флюорит, в случае ассоциации его с жильным серицитом, обусловливает образование округлых, до 1—2 *дцм* в диаметре, стяжений геарксутита. Последний в дальнейшем подвергается распаду, в результате чего возни-

кают концентрически-скорлуповатые агрегаты, представленные чередующимися слоями галлуазита и колломорфного вторичного флюорита, облекающими ядро, сложенное чистым гидраргиллитом. Обособленные выделения жильного серицита также

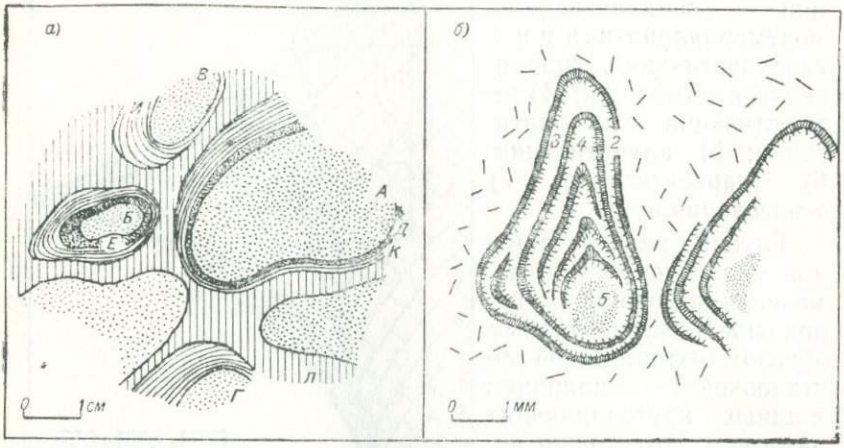


Рис. 4. Характер гипергенного изменения флюорита под действием серной кислоты, освобождающейся при окислении антимонита:

а — «почки» измененного геарксутита, заключенные в массе кварцево-серицитово-флюоритовой (с киноварью и антимонитом) брекчии: *II* — агрегат неизмененного флюорита и серицита; *А—I* — ядерные части «почек», сложенные гидраргиллитом; *Д—К* — периферические зоны «почек», представленные чередующимися слоями галлуазита и колломорфного вторичного флюорита. *б* — детали строения отдельных «почек»: *1* — флюоритово-серицитовая масса, цементирующая обломки роговика; флюорит частично превращен в геарксутит; *2* — галлуазит (игольчато-трубчатые кристаллики); *3—4* — колломорфный вторичный флюорит; *5* — гидраргиллит

претерпевают ряд последовательных изменений. В итоге гидратации и выноса щелочей серицит превращается сначала в гидрослюду, затем частично в галлуазит. Конечными продуктами его изменения в зоне гипергенеза являются маршаллит (вторичный) и гидраргиллит. Из карбонатов наибольшим изменениям подвергаются железистые их разности, что обусловливает возникновение широких зон так называемого «ожелезнения» (пропитывание гидротермально измененных пород окислами и гидроокислами железа).

О поисковом значении гидротермально измененных пород

Околорудные изменения могут быть использованы при оценке вероятных масштабов вновь обнаруженных ртутно-сурьмяных рудопроявлений, прогнозировании и поисках скрытых рудоносных залежей, разведке рудных тел закрытого типа.

Для решения первого круга вопросов необходимо знать ведущие типы рудных формаций, развитых в пределах изучае-

мого рудного поля. Это позволит сделать заключение о надежности данного генетического типа месторождений, возможных его масштабных и ожидаемой глубине распространения оруденения.

Основываясь на опыте мировой практики, можно наметить следующие ряды сурьмяных и ртутных месторождений различных рудных формаций (в порядке убывания их значимости):

1) для сурьмы: уникальные месторождения с запасами в сотни тысяч и миллионы тонн — джаспероидная формация (Тихоокеанский пояс); крупные месторождения, оцениваемые в десятки тысяч тонн — кварцевая формация (Южная Африка); небольшие и средние месторождения (тысячи тонн) — кварцево-хлоритово-серицитово-поликарбонатная формация (Турция, США).

2) для ртути: уникальные месторождения с запасами в сотни тысяч тонн — кварцево-диккитовая формация (Альмаден); крупные месторождения, масштабы которых могут определяться в десятки тысяч тонн, — опалитово-диккитовая (Монте-Амиата в Италии, Идрия в Югославии), лиственитовая (Нью-Альмаден в США) и доломитовая (Тихоокеанский пояс) формации; небольшие и средние месторождения (до первых тысяч тонн) — кальцитовая (Тихоокеанский пояс), опалитовая, цеолитовая, баритовая, алунитовая (Среднеземноморский пояс) и другие формации. Таким образом, обнаружение, например, ртутного рудопроявления киноварно-доломитовой рудной формации может означать, что при наличии благоприятных условий (структуры внутриформационного расслоения) масштабы его могут быть оценены весьма оптимически. С другой стороны, аналогичное рудопроявление киноварно-кальцитовой рудной формации должно, при прочих равных условиях, оцениваться на порядок ниже.

Показателем возможных масштабов конкретного месторождения может служить интенсивность проявления процессов гидротермальной проработки вмещающих пород и, в частности, наложение разнотипных рудных формаций. Так, интенсивное «пропаривание» рудовмещающих доломитов является свидетельством высокой интенсивности рудообразующих процессов. Если же в них, наряду с жильным доломитом, устанавливается и значительное окварцевание, то перспективность такого месторождения должна оцениваться намного выше, чем в случае проявления только процессов доломитизации вмещающих пород.

Глубина распространения рудной минерализации на ртутно-сурьмяных месторождениях характеризуется обычно весьма значительными цифрами — до первых тысяч метров. Это справедливо, в первую очередь, для таких рудных формаций, как антимонитово-джаспероидная, киноварно-лиственитовая, доломитовая, кальцитовая диккитовая. Небольшая, в об-

щем, глубина устанавливается для комплексных сурьмяных месторождений полиминеральных рудных формаций, а также для ртутных месторождений киноварно-опалитовой (со шватцитом или метациннабаритом), баритовой, алунитовой и цеолитовой рудных формаций .

Для решения второй группы задач — использование околорудных изменений при прогнозировании — необходимо иметь представление о размерах зон гидротермально переработанных пород на месторождениях различных генетических типов. В общем случае можно говорить о соизмеримости масштабов ореолов гипогенного рассеяния элементов-индикаторов с зонами гидротермального изменения пород. Однако обычными способами последние могут быть оконтурены лишь при определенной — довольно значительной — степени изменения вмещающих пород. В отличие от этого ореолы рассеяния таких подвижных элементов-индикаторов, как ртуть, оконтуриваются по данным высокочувствительных методов анализа при значениях, не на много превышающих кларковые. Таким образом, удается выделить лишь зоны сравнительно интенсивного околорудного изменения пород, которые по размерам иногда на целый порядок меньше, чем ореолы рассеяния (для некоторых ртутных месторождений площади их в вертикальном сечении относятся как 1×10—20, например 100×1000 *м* против 1000×2000 *м*). Это в данном случае играет положительную роль, позволяя более уверенно направлять глубинные поиски скрытых рудных тел: последние, как правило, располагаются лишь в пределах зон, блоков или горизонтов гидротермально измененных пород. Следует при этом иметь в виду, что месторождения различных рудных формаций характеризуются различными оптимальными размерами ореолов гидротермального изменения. Последние образуют такой примерно ряд (имеется в виду вертикальный размах околорудного изменения пород — выше и ниже рудных залежей): кальцитизация (тысячи метров), доломитизация, битуминизация (многие сотни метров), диккитизация (сотни метров), окварцевание (многие десятки метров), опалитизация, баритизация, алунитизация (десятки метров).

Третий круг вопросов, решаемых в процессе детальной разведки рудного поля, определяется тем, насколько полно поняты закономерности, влияющие на форму рудовмещающих зон (блоков, горизонтов) измененных пород. Последние по размерам больше заключенных в них рудных тел. Разница может колебаться в широких пределах: от 2—3 (жильные месторождения антимонитово-кварцевой рудной формации) до 100 и более раз (ртутные месторождения киноварно-кальцитовой формации). Формирование зон (блоков, горизонтов) околорудного изменения подчиняется, в общем, тем же закономерностям, которые обусловливают и локализацию рудных тел.

Однако подобие их форм наблюдается лишь в редких случаях (жильные месторождения антимонитово-кварцевой и киноварно-опалитовой рудных формаций). Более обычным является несовпадение их морфогенетических типов, что объясняется различными масштабами процесса. Так, если в случае ртутных месторождений киноварно-кварцево-диккитовой рудной формации, локализующихся в толще терригенных пород, гидротермальной переработке подвергается нацело один из благоприятных пластов песчаника, то располагающиеся в его пределах рудные тела контролируются чаще всего структурами трещинного типа. Тем не менее, получив данные о форме рудовмещающей зоны (блока, горизонта) гидротермально измененных пород, можно в большинстве случаев достаточно уверенно предсказать позицию ведущих структурно-морфогенетических типов рудных тел.

Г. Т. Волостных

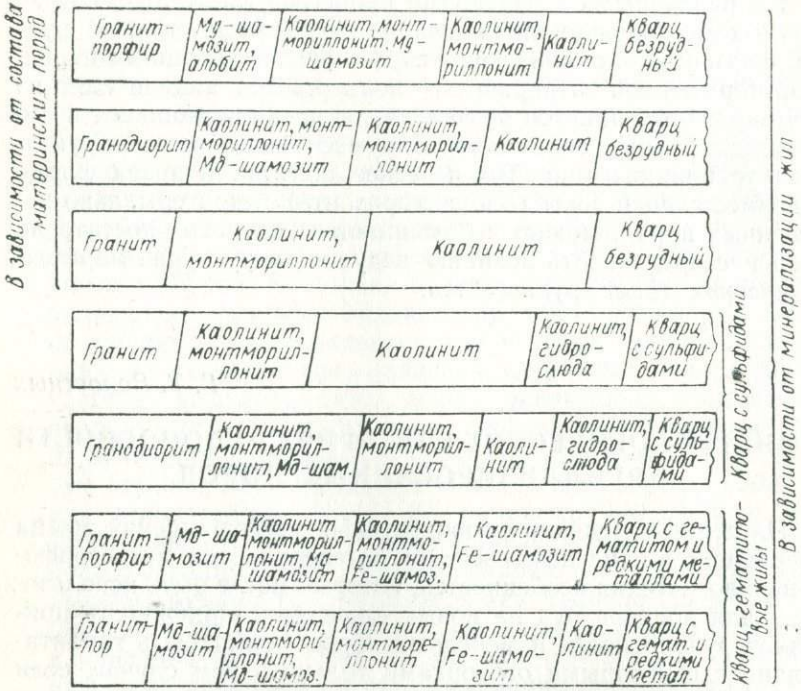
О МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЯХ РУДОНОСНОСТИ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Изучение измененных пород рудных месторождений всегда направлено в конечном счете на выявление тех петрографо-минералогических особенностей, которые могут быть использованы для поисков руд на новых площадях. Надежность признаков рудоносности измененных пород может быть гарантирована с некоторыми оговорками только в том случае, если они обоснованы сравнительным анализом минерального состава и зональности рудоносных и безрудных участков. Такой анализ был проведен на примере аргиллизированных пород одного из районов Восточного Забайкалья, в результате которого было выявлено, что в ореоле околорудных аргиллизированных пород могут быть выделены дорудные, рудосопровождающие и послерудные ассоциации глинистых минералов. Закономерное распределение в ореоле аргиллизированных пород дорудных глинистых минералов является основой их зонального строения. Рудосопровождающий глинистый минерал накладывается в виде ореола переменной ширины на дорудный зональный ореол аргиллизированных пород (Волостных, 1966).

Сравнение аргиллизированных пород рудоносных и безрудных участков

Аргиллизированные породы рудоносных и безрудных участков, в своей совокупности составляющие рудное поле, были изучены в Верхне-Олекминском районе. Принципиальные схемы зональности аргиллизированных пород этого района на

участках, вмещающих гипабиссальные редкометально-гематито-кварцевые жилы и жилы безрудного кварца, показаны на рисунке.



Зональность аргиллизированных пород Верхне-Олекминского района в зависимости от состава материнских пород и жил

Из сравнения зональности рудоносных и безрудных участков аргиллизированных пород следует, что: 1) минеральный состав внешних зон аргиллизированных пород может быть одинаковым в рудоносных и безрудных телах аргиллизированных пород; 2) до отложения рудного вещества формируются аргиллизированные породы с внутренней каолинитовой зоной, возникающей под действием кислых растворов; 3) рудная минерализация сопровождается появлением в измененных породах железистого шамозита — минерала щелочной среды, ореол которого около мощных рудных тел является трансзональным; 4) иногда измененные породы вблизи жил вновь преобразуются кислыми растворами (послерудные каолинитовые зоны). Таким образом, в данном случае выявляется эволюция гидротермальных растворов от кислых (дорудные) через щелочные (рудоотложение) до вновь кислых (послерудные).

Признаком редкометально-гематито-кварцевых жил в пределах этого рудного поля является наличие железистого шамозита в аргиллизированных породах большой степени изменения.

В литературе встречается мало упоминаний о составе и зональности нерудоносных участков аргиллизированных пород. Р. Сейлс и Ч. Мейер (Sales, Mayer, 1950) обратили внимание на различия в минеральном составе измененных пород, обрамляющих энаргит-халькозин-борнитовые жилы в р-не Бьютт и развитых около неминерализованного сброса Блек Рокк (США). В ореоле околорудных измененных кварцевых монцонитов выделяется 4 зоны: внешняя хлоритовая, промежуточные каолинит-монтмориллонитовая, каолинитовая и прирудная серицитовая. Около нерудоносного сброса Блек Рокк серицитовая зона отсутствует и к подводящему каналу примыкает каолинитовая зона, сменяющаяся каолинит-монтмориллонитовой зоной во внешней части.

Аналогичные закономерности известны и на рудных полях урановых месторождений плато Колорадо. По данным Абдель Гаварда и П. Ф. Керра (Abdel Gaward and Kerr, 1963), близ Камерон (Аризона, США) нерудоносные измененные породы формации Шинарамп имеют каолинитовый состав, а в околорудных измененных породах формации Чинл в области поднятия Сан Рафаэл наблюдается замещение каолинита и монтмориллонита гидрослюдой. Д. Келли и П. Керр (Kelley and Kerr, 1957) изучили ураноносные и безрудный участки в районе Тэмпл Маунтин. На безрудном участке выявлено каолинитовое изменение, на рудоносных участках измененные породы имели каолинит-гидрослюдяной состав.

Приведенные примеры различий в составе аргиллизированных пород рудоносных и безрудных участков приводят к следующим выводам: 1) внешние зоны слабой аргиллизации (хлоритовое, каолинит-монтмориллонитовое изменения) не могут служить прямым поисковым признаком оруденения, так как в общем случае они могут быть одинаковыми на рудоносных и безрудных участках; 2) широкое развитие каолинизированных пород в приведенных примерах может рассматриваться как указание на отсутствие рудной минерализации в пределах участка, однако, как будет показано, этот вывод не всегда справедлив; 3) в рассмотренных случаях рудосопровождающие минералы являются образованиями щелочной среды: железистый шамозит в Верхне-Олекминском районе, серицит и гидрослюда — в рудном поле Бьютт, гидрослюды и магнезиальные хлориты — на плато Колорадо.

Зависимость состава прирудных зон аргиллизированных пород от минерального состава руд

Как было показано, внешние зоны аргиллизированных пород не дают возможность принять однозначного решения о перспективах рудоносности площади их развития. Наибольший интерес в этом плане представляют внутренние зоны ореола аргиллизированных пород, подвергающиеся наиболее интенсивному воздействию рудообразующего флюида и называемые здесь прирудными.

Изучение измененных пород месторождений медно-порфировидных руд США (Peterson и др., 1946, Kerr, 1950, 1951; Schwartz, 1947, 1953; Leroy, 1954) выявило тесную связь руды с аргиллизированными породами на месторождениях Кэстл Доум, Санта Рита, Силвер Белл, в пределах которых рудные тела приурочены к внутренней зоне каолинит-гидрослюдяного состава. Широкое развитие гидрослюд в прирудной зоне измененных пород выявлено также на среднетемпературных полиметаллических, вольфрамовых и золоторудных месторождениях Передового хребта (Bonorino, 1959; Tooker, 1963), на среднетемпературных урановых месторождениях батолита Баулдер (Wright, Schulhof, 1957), на полиметаллическом месторождении Бнели-Хеви (Гогишвили, 1960), на урановых жильных и стратифицированных месторождениях плато Колорадо (Barrington and Kerr, 1963), на золото-рудных и золото-серебряных месторождениях различных районов (Пляшкевич, 1966; Harvey and Vitalino, 1964), на месторождениях киновари и других металлов. В прирудных зонах аргиллизированных пород этих месторождений с той или иной степенью достоверности выявляется замещение каолинита гидрослюдой. Хотя образование гидрослюд в результате воздействия растворов со щелочной реакцией на каолинизированные породы в ряде случаев может оспариваться, то несомненно, что эти растворы содержали K^+, иногда Fe^{++} и Mg^{++}-элементы, почти всегда присутствующие в рудоносных гидротермах. Очевиден также факт, что смена каолинита гидрослюдой вблизи рудного тела указывает на сдвиг реакции растворов в сторону менее кислых и более щелочных значений, наиболее благоприятных для переноса и отложения рудных элементов.

Не имея возможности обсудить в этой статье все исследования по условиям переноса и отложения рудного вещества, остановимся на выводах из работ обобщающего характера. Главнейший вопрос теории рудообразования о наиболее благоприятных условиях переноса и отложения вещества решается лишь в общих чертах. В сводных работах П. Б. Бартона (1960), Х. Барнса, В. Эрнста и С. Ромбергера (Barnes, 1963; Barnes, Ernst, 1961; Barns, Romberger, 1962) условия рудоотложения в температурном диапазоне глинистого изменения опреде-

ляются как нейтральные — щелочные. В связи с этим находит объяснение приуроченность гидрослюд, глинистых хлоритов и калиевых полевых шпатов к внутренним прирудным зонам измененных пород. Многие приповерхностные золотые и золото-полиметаллические жилы примыкают к адуляризированным породам, которые обрамляются широким ореолом глинистого изменения. Так, например, к золото-полиметаллическим жилам Береговского месторождения в Закарпатье прилегает зона кварц-адуляровых метасоматитов по туфам, а в следующей зоне с адуляром ассоциирует гидрослюда. Приуроченность адуляра к более внутренней зоне, а гидрослюды — к более внешней можно объяснить данными опытов Дж. Хемли и В. Джонеса (Hemley and Jones, 1964) — более щелочной реакцией растворов около подводящего канала и максимальными значениями в этой зоне отношения кремния к алюминию, принимая во внимание одновременность ассоциации кварц+адуляр.

Иные ассоциации минералов выявлены в прирудных зонах аргиллизированных пород около жил с минералами предпочтительно кислой среды образования, к которым относятся метациннабарит, марказит, вюртцит, барит, частично флюорит, пирит и настуран. Эксперименты Н. Е. Учаймешвили (1965) и С. Д. Малинина (1965) подтвердили образование барита из кислых гидротермальных растворов. Г. Л. Пиотровский (1958) синтезировал киноварь в щелочной среде, а метациннабарит — в кислой. В соответствии с этим марказит-метациннабаритовые рудные тела месторождения Б. Шаян (Закарпатье) обрамляются зоной аллофаноидов с каолинитом и каолинизированными гранодиорит-порфирами, а киноварные жилы той же глубинности на других месторождениях — гидрослюдизированными породами (Василевский, 1958; Щербань, 1962).

Зависимость состава измененных пород от состава вмещаемых ими рудных тел может быть показана на примере Беганьского барит-полиметаллического месторождения (Закарпатье) с гипогенной вертикальной зональностью. Баритовая часть жил (от поверхности до глубины 150 *м*) залегает среди окварцованных каолинизированных и алунитизированных липаритовых туфов, а нижняя полиметаллическая часть залежи — среди хлоритизированных и гидрослюдизированных туфов, переходящих в стороны от жил в каолинизированные туфы с примесью гидрослюды.

Наконец, рассмотрим случаи каолинитового состава прирудной зоны около жил с минералами щелочной среды образования. В аргиллизированных породах Верхне-Олекминского района отмечалось преобразование прирудной зоны с железистым шамозитом в каолинитовую, если редкометально-гематит-кварцевые жилы брекчировались жилками послерудного кварца. Равным образом на месторождении Голдфилд (Не-

вада, США) в рудной зоне присутствует алунит, более поздний, чем гидрослюда прирудной зоны (Harvey and Vitalino, 1964), однако тип зональности аргиллизированных пород этого месторождения подобен таковому на месторождениях с рудами нейтральной-щелочной среды отложения. Принципиально такое же явление наблюдается в прирудном ореоле аргиллизированных пород полиметаллического месторождения Сан в районе Кочити (США), где к руде примыкает диккитовая зона, сменяющаяся в сторону от жил каолинит-гидрослюдяной зоной. Диккит является, вероятно, послерудным. На соседнем аналогичном по составу месторождении Лоун Ста прирудная зона является каолинит-гидрослюдяной (Bundy and Murray, 1959).

Таким образом:

1) рудосопровождающими минералами аргиллизированных пород являются обычно гидрослюда и глинистые хлориты прирудной зоны;

2) в аргиллизированных породах приповерхностных золото-серебряных и золото-полиметаллических месторождений в прирудной зоне нередко преобладает адуляр в ассоциации с гидрослюдой;

3) если рудные тела состоят из минералов кислой среды образования, то прирудная зона имеет обычно каолинитовый, кварцево-алунитовый состав и не содержит новообразований щелочной среды;

4) в случае проявления послерудной кислотной стадии рудосопровождающие минералы могут частично или полностью замещаться каолинитом или кварцем.

Устойчивость признаков рудоносности аргиллизированных пород в вертикальных сечениях

Поиски скрытых рудных тел могут быть успешными в том случае, если признаки рудоносности, выявленные в глубоких сечениях месторождений, проявляются и над рудными телами. Наиболее устойчивы рудосопровождающие минеральные ассоциации в измененных породах среднетемпературных гипабиссальных и мезоабиссальных месторождений. По заключению Е. Тукера (Tooker, 1963), в Передовом хребте (США) аргиллизированные породы над и под рудными телами не имеют существенных вариаций в минеральном составе на протяжении 2000 футов. В пределах меднорудного поля Бьютт качественно сходный состав измененных пород прослежен от поверхности до глубины 4400 футов.

Аргилизированные породы участка Первого Верхне-Олекминского района (гипабиссальный уровень) также качественно не изменяются с глубиной. Происходит лишь значительное уменьшение ширины ореола железистого шамозита в нижних

частях линзы аргиллизированных пород. Однако, вероятно, было бы неправильным допущение, что этот минерал прослеживался до поверхности в момент рудоотложения, так как в верхних частях рудных тел среда отложения гематита могла быть качественно иной. Как известно (Бетехтин, 1953; Павлов, 1964), гематит отлагается и из щелочных (восстановительная среда) и из кислых растворов (окислительная среда), что приближенно соответствует глубинным и приповерхностным условиям. Если на участке Первом гематит образовался в условиях, близких к гипабиссальным, и поэтому в щелочной среде, то, например, в районе Хорн Силвер Майн (Юта, США) близповерхностный гематит залегает среди продуктов кислотного выщелачивания андезитов и латитов (каолинизированные, окварцованные и алунитизированные породы).

Существенные изменения в составе и зональности измененных пород в относительно небольшом интервале глубин наблюдаются на приповерхностных месторождениях. Так, на Беганьском барит-полиметаллическом месторождении (Закарпатье) гидрослюда и хлорит в прилегающей к полиметаллическим жилам зоне отсутствуют в средней барит-полиметаллической части разреза на глубине около 200 *м* от поверхности. Выходящие на поверхность монокварциты, алунитизированные и каолинизированные породы не содержат прирудных минералов полиметаллических жил, залегающих на глубине. Вместе с тем на соседнем Береговском месторождении среди обнажающихся окварцованных, каолинизированных и алунитизированных туфов над полиметаллическими жилами встречаются адуляризированные туфы, прилегающие к жилам на глубине. Глубинное картирование измененных пород в районе Тинтик (Юта, США) показало, что рудосопровождающая гидрослюда прослеживается на протяжении более 200 *м* над рудными телами (Lovering, 1949).

Приведенными примерами по существу и исчерпываются наши знания о развитии по вертикали рудосопровождающих глинистых и сопутствующих им минералов. Вертикальная и горизонтальная зональность измененных пород над слепыми рудными телами почти не изучалась.

Корреляция интенсивности рудосопровождающего изменения пород с количеством руды

Немногочисленные данные по этому вопросу свидетельствуют о том, что в некоторых случаях наблюдается прямая корреляция между количеством рудосопровождающих минералов и содержанием ассоциирующей с ними руды. Количественное изучение этих соотношений было проведено на урановых месторождениях спорного генезиса плато Колорадо.

В измененных осадочных породах района Темпл Маунтин обнаружена прямая зависимость между количеством руды и

количеством глинистого вещества и обратное соотношение между этими двумя компонентами и содержанием зерен полевых шпатов (Kelley and Kerr, 1957). В измененных породах формации Моррисон на урановом месторождении Амброзиа Лейк (Нью Мексико, США) доказана прямая корреляция между количествами урана, органического углерода, магния и хлорита и обратная между количествами руды и монтмориллонита (Grandger, 1962).

В сообщениях об аргиллизированных породах жильных гидротермальных месторождений имеются сведения, указывающие на прямую зависимость между размерами рудных тел, шириной ореола измененных пород и количеством прирудных минералов щелочной среды образования, являющихся, по нашему мнению, рудосопровождающими. Обращает на себя внимание и трансзональное распределение таких минералов в разрезах аргиллизированных пород крупных месторождений различных руд.

Элементы рудных жил в аргиллизированных породах

Обычно обнаруживается привнос в прирудные зоны аргиллизированных пород элементов вмещаемых ими рудных жил. В аргиллизированных породах участка Первого Верхне-Олекминского района от внешних зон к внутренним увеличивается количество свинца, меди и ванадия, содержащихся в гематито-кварцевых жилах. Сульфиды, содержащие эти элементы, находятся, вероятно, в тончайших кварцевых жилках, пронизывающих аргиллизированные породы. В аргиллизированных породах Беганьского месторождения в Закарпатье также регистрируется привнос рудных элементов, содержащихся в жилах. Материалы, опубликованные Е. Тукером (Tooker, 1963) и Г. Райтом (Vright, 1954), также дают бесспорные доказательства привноса во внутренние и нередко внешние зоны аргиллизированных пород элементов рудных жил.

Л. С. Пузанов, А. В. Коплус, К. И. Якубович

ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИНТЕРВАЛЫ ОКОЛОРУДНОГО МЕТАМОРФИЗМА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА КАЯНЧИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПЛАВИКОВОГО ШПАТА

Значительное количество месторождений и проявлений плавикового шпата размещается в эффузивно-туфогенных породах среднего и кислого состава. Процессы околорудного метаморфизма этих пород на участках с флюоритовым оруденением проявляются в ороговиковании, окварцевании, флюо-

ритизации, серицитизации, каолинизации и развитии других изменений, связанных с воздействием постмагматических растворов, имевших различные температуры и состав на отдельных этапах процесса рудообразования.

Восстановление температурных интервалов околорудного полиметаморфизма пород имеет определенное научное и практическое значение (Пузанов, Кудакова, 1964, 1966; Пузанов, Дмитрик, 1965; Ермаков, 1966).

Методика, применявшаяся для выявления относительных температурных интервалов метаморфизма пород, вмещающих плавиковошпатовое оруденение, описана нами ранее (Пузанов, Кудакова, 1966).

На Каянчинском месторождении флюорита, расположенном в области активного позднегерцинского магматизма (Никольская, 1965), кварцево-флюоритовое оруденение локализовано в зоне интенсивного дробления среднедевонских липаритовых и липарит-дацитовых порфиров и их туфов, образующих горизонты мощностью до 50 *м*. Небольшим развитием пользуются диабазовые и андезитовые порфириты, слагающие маломощные дайки.

Крутопадающая рудная зона, залегающая согласно с вмещающими породами, приурочена к горизонту порфиров мощностью от 40 до 60 *м*, подстилаемых туфами кислого состава и перекрываемых туфами смешанного (основного и кислого) состава. Она имеет протяженность около 600 *м* и мощность до 16 *м* и состоит из интенсивно брекчированных, окварцованных, серицитизированных и флюоритизированных порфиров, включающих многочисленные кварцевые и кварцево-флюоритовые жилы и прожилки.

Месторождение разведано на глубину 100 *м* штольней, а до 300 *м* — скважинами колонкового бурения.

Порфиры и их туфы в пределах рудной зоны, а также в висячем и лежачем ее зальбандах подверглись преимущественно различным видам окварцевания. В удалении от рудной зоны развивается ороговикование, отмечаемое в отдельных блоках и в непосредственной близости к рудной зоне. Около последней господствующим развитием пользуется окварцевание, характеризующееся замещением основной массы порфиров и туфов мелко- и среднезернистыми агрегатами кварца, образующими также многочисленные прожилки и маломощные жилы.

Постмагматические растворы, обусловившие развитие процессов околорудного метаморфизма вмещающих пород, имели различные составы и агрегатное строение на отдельных этапах формирования месторождения.

В ранний дорудный этап они характеризовались высокой концентрацией кремнезема и имели высокую проницаемость, обусловившие преимущественно развитие процессов ороговикования эффузивно-терригенных пород на значительной пло-

щади месторождения. Последнее указывает на то, что ранние постмагматические отделения имели пневматолитовый характер, подтверждаемый также результатами исследований по декрепитации. В рудный этап растворы имели кремне-фтористый состав. Их циркуляция ограничивалась в основном тектоническими трещинами с выполнением последних кварцево-флюоритовым материалом. В послерудный этап в составе растворов вновь преобладающее значение имел кремнезем, в связи с чем в рудной зоне и вмещающих породах образовалось большое количество кварцевых жил.

Одновременно с различными типами окварцевания развивались процессы серицитизации плагиоклазов в эффузивах и их туфах. В породах более основного состава по плагиоклазам развивались карбонаты, серицит, реже хлорит и альбит.

Однако необходимо отметить, что серицитизация, карбонатизация, альбитизация, каолинизация относятся к менее распространенным процессам околорудного метаморфизма, чем различные типы окварцевания, сопровождая последние на всех этапах формирования месторождения. Широкое развитие окварцевания пород, кварцевых и кварцево-флюоритовых жил представляют возможность, на основе метода декрепитации, восстановить относительные температуры околорудного метаморфизма.

На месторождении развито пять генераций кварца, отличающихся структурно-текстурными особенностями, минеральными парагенезисами и температурами декрепитации.

Кварц I — тонко- и мелкокристаллический серый, желтовато-серый, образующий тонкие прожилки, незаметно переходящие в сильно окварцованные порфиры, имеющие вид тонкокристаллических вторичных кварцитов.

Кварц II — тонко- и мелкокристаллический серый, образующий прожилки и слагающий зальбанды кварц-флюоритовых жил. Содержит незначительную вкрапленность флюорита.

Кварц III — средне- и крупнокристаллический серый, светло-серый, белый, отлагавшийся совместно с основными количествами флюорита.

Послерудный кварц IV — мелкокристаллический, скелетный и шестоватый, белый и аметистовый, образующий в порядке перечисления зоны небольшой мощности.

Кварц V — скрыто- и тонкокристаллический серый, наиболее поздний по времени образования, образующий тонкие прожилки во вмещающих породах, а также натечные агрегаты в пустотах кварц-флюоритовых жил.

Методом декрепитации было изучено более 150 образцов в различной степени околорудно измененных порфиров, туфов и порфиритов, а также 50 образцов разновидностей жильного кварца месторождения. Образцы отбирались из канав, штольневых выработок и керна скважин.

Методика проведения исследований по декрепитации ранее освещалась Е. Е. Костылевой и В. А. Лабунцевым (1958), Е. Е. Костылевой (1965). Декрепитация производилась на портативном регистраторе взрывов включений, схема которого была предложена А. Л. Дмитриком (1966).

На рис. 1 приведены типичные кривые декрепитации порфиров, туфов и профиритов, а на рис. 2 — разновидностей кварца. *

Необходимо отметить, что в пределах рудного поля Каяанчинского месторождения эффузивно-туфогенные породы в той или иной степени подверглись околорудному метаморфизму, проявившемуся не только в непосредственной близости к рудной зоне, но также и вдоль многочисленных трещин и их систем, согласных с направлением первой.

В слабой степени измененные порфиры, туфы и профириты месторождения дают один температурный интервал взрывов включений, равный 850—1050° при максимуме взрывов обычно в 1000° (рис. 1, обр. 266, 325, 324, 328, 67). Сопоставление кривых декрепитации указанных образцов с кривыми декрепитации разновидностей кварцита, приведенными на рис. 2, указывает на то, что ни на одном из последних не имеется столь высокого температурного интервала взрывов включений. Последнее позволяет считать, что в этом интервале происходят взрывы газовых включений очень небольшой плотности, образовавшихся при кристаллизации эффузивов.

Начальные стадии метаморфизма последних четко выявляются по взрывам включений, происходящих в температурном интервале 600—880°. Первые признаки появления этого температурного интервала отмечаются на рис. 1 у обр. 266. Наиболее четко он виден на кривых декрепитации обр. 325, 324, 288, 83 и др. Подобные же температурные интервалы декрепитации установлены у образцов раннего кварца первой генерации (рис. 2, обр. 575, 573-а), тонкие прожилки которого приурочены к породам типа тонкокристаллических вторичных кварцитов. В целом декрепитация раннего кварцита происходит в широком диапазоне температур — от 240 до 850°. Однако, как будет показано позже, взрывы ниже температуры 600° обусловлены наличием вторичных включений, образовавшихся в более поздние стадии гидротермального процесса.

В раннем температурном (относительном) интервале околорудного метаморфизма пород, происходившего одновременно с образованием кварца первой генерации, представляется возможным выделить два более узких интервала 600—740° и 760—880°. Исследования агрегатного состояния включения по методике Е. Е. Костылевой (1958, 1964) показали, что в интервале 600—740° на стенках охлаждаемой стеклянной трубки конденсировались пары жидкости и возгоны газов; в интервале

* Декрепитация образцов производилась В. Н. Василенко, за что авторы статьи приносят ему благодарность.

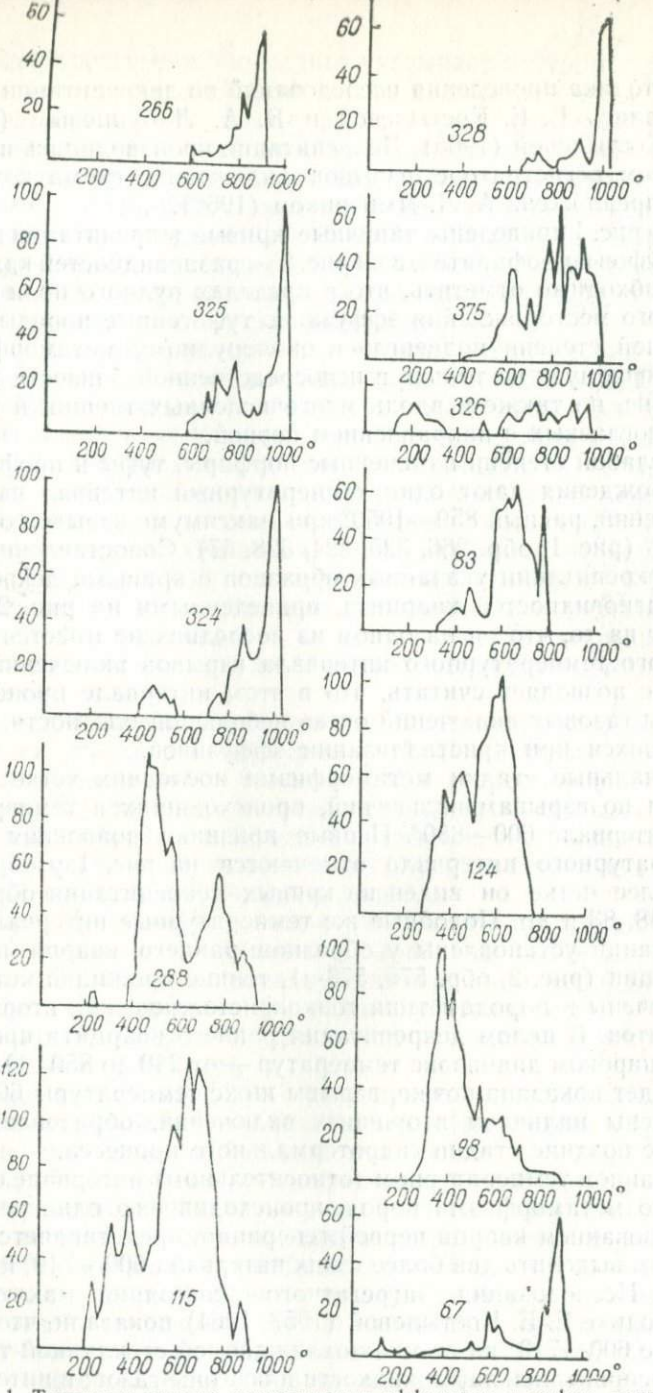


Рис. 1. Типичные кривые декрепитации эффузивов и туфов, подвергшихся пневматолитовому и гидротермальному метаморфизму:

Обр. 266 (туф) и обр. 328 (липаритовый порфир) в слабой степени пневматолитово измененные; обр. 325 и обр. 375 (липаритовый порфир) пневматолитово измененные; обр. 324, 288 (туфы), обр. 326 (липаритовый порфир) и обр. 67 (порфирит) гидротермально и пневматолитово измененные; обр. 115 (туф) и обр. 83, 124, 98 (порфириты) интенсивно гидротермально измененные. По оси ординат нанесено количество взрывов включений, по оси абсцисс — температура нагревания

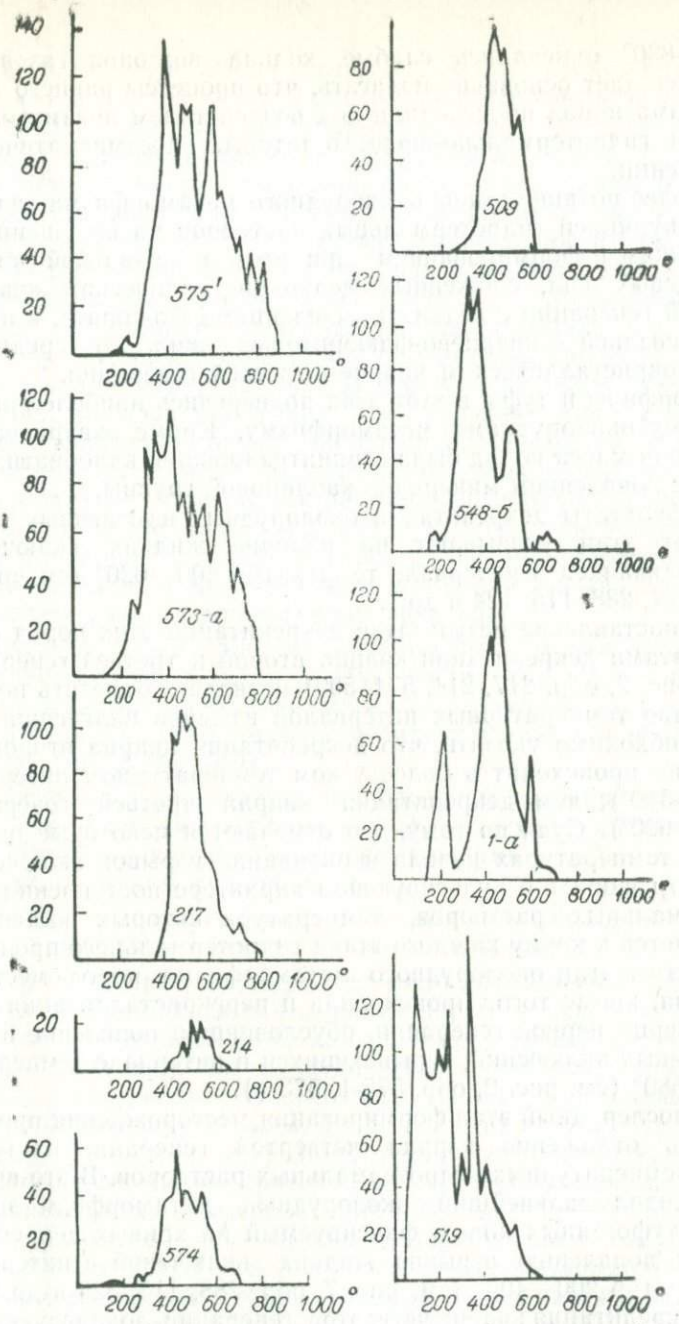


Рис. 2. Типичные кривые декрепитации разновидностей кварца:

Обр. 575-1, 573-а — кварц первой генерации, перекристаллизованный; обр. 217, 214 — кварц второй генерации; обр. 574, 509 — кварц третьей генерации; обр. 548-б, 1-а — кварц четвертой генерации; обр. 519 — кварц пятой генерации

760—880° отмечались слабые кольца возгонов газов. Последнее дает основание полагать, что процессы раннего метамофизма пород происходили под воздействием пневматолитовых и гидротермально-пневматолитовых постмагматических отделений.

Более поздние этапы околорудного метаморфизма связаны с циркуляцией гидротермальных растворов по нарушениям и трещинам и формированием при этом в начальной стадии кварцевых жил, сложенных мелкокристаллическим кварцем второй генерации с редкими выделениями флюорита, а на более поздней — кварцево-флюоритовых жил со средне- и крупнокристаллическим кварцем третьей генерации.

Порфиры и туфы в этот этап подверглись наиболее интенсивному околорудному метаморфизму. Кроме окварцевания, основная масса пород была серицитизирована, карбонатизирована с появлением минералов каолиновой группы.

Результаты декрепитации околорудных измененных пород в этот этап указывают на наличие жидких включений, взрывающихся в интервале температур 400—620° (см. рис. 1, обр. 324, 288, 115, 124 и др.).

Сопоставление результатов декрепитации этих пород с результатами декрепитации кварца второй и третьей генераций (см .рис. 2, обр. 217, 214, 574, 509) позволяет отметить полное сходство температурных интервалов взрывов включений.

Необходимо указать, что декрепитация кварца второй генерации происходит в более узком температурном интервале (420—540°), чем декрепитация кварца третьей генерации (400—620°). Судя по тому, что отмечаются некоторые различия в температурах начала и окончания взрывов включений, можно говорить о пульсирующем характере поступления гидротермальных растворов, температура которых постепенно снижается к концу каждого этапа гидротермального процесса.

В этот этап околорудного метаморфизма пород месторождения, кроме того, происходила и перекристаллизация раннего квpца первой генерации, обусловившая появление в нем вторичных включений, взрывающихся в интервале температур 420—580° (см. рис. 2, обр. 575-1, 573-а).

В послерудный этап формирования месторождения продолжалось отложение кварца четвертой генерации из более низкотемпературных гидротермальных растворов. В это время происходил дальнейший околорудный метаморфизм эффузивно-туфогенных пород, фиксируемый на кривых декрепитации по появлению взрывов жидких включений в интервале температур 200—400° (см. рис. 7, обр. 288, 115, 326 и др.).

Декрепитация кварца четвертой генерации, локализующегося в полостях и трещинах во вмещающих породах и в кварцево-флюоритовых жилах в виде мелкокристаллических, скелетных, шестоватых и крупнокристаллических индивидов, происходит

в широком диапазоне температур от 220 до 620°. Широкий температурный диапазон взрывов включений объясняется тем, что перед началом циркуляции гидротермальных растворов на месторождении имели место тектонические подвижки. Вследствие резкой потери давления первые порции гидротермальных растворов превратились в парообразные. Из них отложились мелкокристаллические и скелетные разновидности кварца четвертой генерации, содержащие газово-жидкие включения, взрывающиеся при температурах выше 580°. Выравнивание давления обусловило циркуляцию гидротермальных растворов, из которых отложились шестоватые крупные кристаллы кварца четвертой генерации, содержащие жидкие включения, взрывающиеся при более низких температурах. Подобные включения преобладают в кварце четвертой генерации, т. е. процесс циркуляции гидротермальных растворов был более устойчивым. Именно эти растворы обусловили процессы дальнейшего более глубокого околорудного метаморфизма вмещающих пород, а также перекристаллизацию ранних кварцев и образование в них вторичных включений, взрывающихся в соответствующем температурном интервале.

Гидротермальные процессы на Каянчинском месторождении продолжались и далее и обусловили появление тонких прожилков кварца пятой генерации. Декрепитация последнего происходит в наиболее низкотемпературном интервале (80—400°) (см. рис. 2, обр. 519).

На основании результатов исследований по декрепитации околорудно измененных эффузивно-туфогенных пород Каянчинского месторождения был построен геотермический профиль вкрест простирания рудной зоны.

Образцы для декрепитации были отобраны из керна скважин глубиной 300 *м*, а также из штолен и канав.

Из профиля следует, что распределение в различной степени околорудно измененных пород контролируется основной рудной зоной и тектоническими нарушениями, имеющими те же элементы залегания. Внутри рудной зоны, сложенной брекчированными эффузивно-туфогенными породами, включающими кварцево-флюоритовые жилы, имели место наиболее интенсивные процессы высоко- и среднетемпературного гидротермального метаморфизма, выделяемого по растрескиванию включений, происходящих в интервалах 400—560° и 200—400°. Внутри зоны сохранились блоки пород, переработанных гидротермально-пневматолитовыми и высокотемературными гидротермальными растворами, обусловившими появление включений, взрывающихся в интервалах 570—740° и 400—560°. Устанавливаются также узкие блоки, сложенные наиболее сильно околорудно измененными породами, содержащими включения, взрывающиеся в интервале 100—200°.

Висячий блок рудной зоны характеризуется весьма сложным распределением околорудно измененных пород, контролируемым малоамплитудными нарушениями и трещинами, вдоль которых происходила циркуляция постмагматических растворов. Мощность зоны околорудных изменений составляет более 300 *м*. Внутри нее сохранились блоки слабо измененных пород, взрывы включений в которых происходят при температурах выше 740°.

Основное развитие имеют породы с признаками всех стадий постмагматического околорудного метаморфизма пород. Интересно отметить, что наиболее сильно измененные породы в висячем блоке рудной зоны, характеризующиеся взрывами включений в интервале 100—200°, не выходят на дневную поверхность. В ряде случаев именно к ним были приурочены скрытые кварцево-флюоритовые жилы. Породы лежачего бока рудной зоны в целом характеризуются значительно меньшей степенью околорудного метаморфизма.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что метод декрепитации может найти широкое применение при изучении процессов околорудного метаморфизма пород. Температурные интервалы декрепитации, выделяемые при исследованиях, представляют объективные материалы для суждения об относительных температурах околорудного метаморфизма пород и агрегатном состоянии метаморфизующих постмагматических растворов. Результаты исследований представляют также материалы для оценки перспектив оруденения в пределах рудных полей месторождений.

Е. Д. Петраченко

ДВА ПОДТИПА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СЕРНЫХ МЕСТОРОЖЕДНИЙ

Метасоматические серные месторождения в пределах Курило-Камчатской дуги образовались в различной геологической обстановке. В своем большинстве они связаны с вулканитами гиперстеновой серии по Х. Куно (Kuno, 1959). Сравнительно редко серные руды образуются по эффузивам кислого состава (кварцевым профирам). Возраст их колеблется от плиоцена до нижнечетвертичного времени, причем нет четкой закономерности в распределении месторождений по возрасту, хотя более молодые из них тяготеют к вулканическим постройкам Курильских островов, в то время как более древние расположены во внутренней вулканической дуге Камчатки, где развиты породы андезитовой формации (Власов, Петраченко, 1965).

Могут быть выделены два подтипа месторождений серы в пределах Курило-Камчатской дуги.

В обстановке широкого развития мелких экструзий и гипабиссальных интрузий формируются месторождения, выделяемые нами в первый подтип. Примером их может служить месторождение р. Половинной на Камчатке. Здесь рудовмещающие породы подверглись довольно сильной гидротермальной обработке с образованием вторичных кварцитов и пропилитов, причем степень изменения эффузивов и туфов примерно одинакова, несмотря на их частое переслаивание в вертикальном разрезе. Сера встречается почти во всех типах гидротермально измененных пород, но практически ценные концентрации ее известны лишь во вторичных кварцитах: в алунитовой и каолинитовой зонах, а также в зоне серых кварцитов. Содержание самородной серы в алунитовой и каолинитовой зонах, по данным химического опробования, не превышает 20%, а в серных кварцитах — 37%. В пропилитах сера встречается в незначительных количествах.

На месторождении разрез гидротермально измененных пород представлен полным набором фаций от монокварцитов до гидрослюдистых пород во вторичных кварцитах и от монтмориллонитовых до эпидото-хлоритовых пород в пропилитах. Широким распространением пользуются цеолитовые пропилиты, вскрытые в скважинах на глубине 85—175 *м* от дневной поверхности. Появление таких пород, а также многочисленные прожилковые выделения цеолитов и карбонатов и позволяют говорить о вскипании гидротермальных растворов при движении к поверхности.

С увеличением глубины появляются более высокотемпературные типы пропилитов эпидото-хлоритового состава. При этом наблюдается уменьшение глубины их образования в непосредственной близости от контакта с интрузией пироксеновых диоритов. В некоторых скважинах они выходят непосредственно на дневную поверхность. Слабой эпидотизации подверглись и сами диориты. С воздействием интрузии связано образование многочисленных прожилков диаспор-диккитового состава. Маломощные зоны аналогичного состава встречаются и в алунитовых кварцитах. Вместе с диаспором и диккитом здесь отмечаются алунит и цуниит. Таким образом, с комплексом относительно низкотемпературных минералов ассоциируют такие минералы, как диаспор и цуниит, характерные для высокоглиноземистых кварцитов. При этом они встречаются не только среди кварцитов, но и в гидрослюдистых породах и в карбонатно-хлоритовых пропилитах. Данные химических анализов гидротермально измененных пород показывают общую зараженность их фтором (до 0,80%).

Процесс формирования кварцитов и пропилитов протекал длительно и сопровождался дроблением пород по тектониче-

ским нарушениям. В заключительную стадию гидротермальной деятельности со значительным разрывом во времени сформировались своеобразные гидротермально измененные породы, близкие к породам медно-цеолитовой формации. Они тесно связаны с основными вулканитами алнейской серии. В составе пород участвуют различные цеолиты, халцедон, карбонат, гематит, монтмориллонит. Характерно колломорфное строение вторичных минералов. Знаменуя собой заключительный этап поствулканической деятельности, эти растворы были слабо щелочными и имели сравнительно небольшую температуру. Путями для их проникновения служили трещинные зоны, рассекающие вторичные кварциты, заполненные сейчас карбонатами. В последних Г. В. Изотовой в 1954 г. была установлена вкрапленность киновари.

К этому же подтипу относятся серные рудопроявления на охотском побережье о. Кунашир. Особенность их заключается в том, что гидротермальным изменениям подверглись кислые эффузивы плиоценового возраста, прорванные интрузиями гранитоидов. Возраст последних среднеплиоценовый (Фирсов, 1964). В пределах рудопроявлений наблюдается большое количество некков и экструзивных тел среднего и кислого состава.

Среди гидротермально измененных пород выделяются монокварциты, серно-алунитовые, диаспор-алунитовые и серицитовые кварциты, карбонатно-хлоритовые и эпидото-хлоритовые пропилиты. В вертикальном разрезе они сменяют друг друга в направлении сверху вниз. Форма тел — пластинообразные залежи, жильные тела мощностью до 30—40 *м*. Общая мощность толщи гидротермально измененных пород достигает 500—550 *м*.

Кварциты развиваются преимущественно по липаритам и и неккам кварцевых порфиритов, а пропилиты — по интрузивным породам и андезитам, залегающим в основании толщи эффузивов.

Высокоглиноземистые фации вторичных кварцитов обнаруживают связь с интрузиями и экструзивными телами. Некоторые некки на глубину до 300 *м* процессами автометасоматоза превращены в диаспор-алунитовые с серицитом кварциты. Одновременно во вмещающих их породах отмечается развитие мелких тел монокварцитов и серицитолитов вдоль секущих трещин и плоскостей напластования в туфах.

Серно-алунитовые кварциты располагаются под монокварцитами. Содержание серы в них не превышает 5—6%. Судя по ряду признаков, сера вместе с алунитом выполняла пустоты выщелачивания, т. е. отлагалась в числе наиболее поздних минералов.

Среди серицитовых пород установлены зоны окварцевания и алунитизации. С первыми связана сульфидная минерализа-

ция в виде прожилков сфалерита и халькопирита. Следует добавить, что на Валентиновском полиметаллическом месторождении, находящемся в аналогичных условиях, установлены высокоглиноземистые минералы, свойственные вторичным кварцитам, в частности диаспор.

Другая группа метасоматических серных месторождений и рудопроявлений, расположенных на Курильских островах, характеризуется иными признаками. Они приурочены к бортам крупных кальдер, сложенных толщами вулканогенно-обломочных пород, чередующихся с лавовыми потоками андезитов и андезито-базальтов.

В пределах полей гидротермально измененных пород установлены экструзии андезитов и дацитов. Среди них выделяются экструзии кварцевых оливинсодержащих дацитов (месторождение Новое, Заозерное, Менделеевское), содержащие, кроме оливина, пироксены. Такие гибридные по составу породы образуются в результате насыщения кислой магмы материалом андезито-базальтового состава, слагающим основания вулканических построек (Мархинин, 1957; Макаяма, 1959). Признаки контаминации магмы на ряде месторождений отличаются по включениям разнообразного состава в лавах и другим петрохимическим особенностям их (Родионова, Федорченко, Шилов, 1966).

Связь месторождений серы с полями эффузивов, для которых отчетливо наблюдаются признаки контаминации, объясняется некоторыми исследователями повышенным содержанием в газовой фазе кристаллизующейся магмы сернистых газов. Последнее вызвано форсированным выделением H_2S при понижении температуры в связи с ассимиляцией магмой сиалического материала (Ямагути, 1932; Судзуки, 1962; Макаяма, 1959).

Гидротермально измененные породы развиты на широких площадях (до 20 *км*^{2}). Мощность их по вертикали достигает 350 *м*. Лавовые потоки, залегающие среди туфов, практически не претерпевают изменений и сохраняют свой первичный состав. В то же время разнообразные туфы каолинизированы, алунитизированы и опализированы. Переслаивание эффузивов и туфов способствует развитию местной зональности на различных уровнях глубинности. Маломощные потоки являются экранами, которые способствуют застойным явлениям с длительной переработкой пород растворами. При благоприятных условиях возникает зональность от опалитов (кварцитов) до гидрослюдистых пород. При этом во всех зонах могут отлагаться промышленные концентрации самородной серы. В тех случаях, когда толща вулканогенных пород не имеет переслаивающегося характера, возникает нормальная зональность от опалитов до сапонитизированных пород. Серные руды локализуются во всех зонах, за исключением слабо измененных эф-

фузивов. Обращает на себя внимание тот факт, что гидротермально измененные породы сложены комплексом низкотемпературных минералов. В них широко развит опал; глинистые минералы очень слабо индивидуализированы. Последнее относится и к сульфидам железа. Часто встречаются колломорфные текстуры, обусловленные отложением минералов из геля. На некоторых полях гидротермально измененных пород сохранились фумарольные площадки, свидетельствующие о недавней термальной деятельности.

Одним из характерных признаков близповерхностных, низкотемпературных месторождений и рудопроявлений серы является слабое развитие пропилитовых изменений. Они практически отсутствуют на месторождениях и рудопроявлениях о-вов Парамушир и Итуруп. У наиболее типичных представителей вместо пропилитов развиваются сапонитизированные и монтмориллонитовые породы. На других месторождениях пропилитовые изменения достигают стадии хлоритизации с крайне небольшим количеством карбонатов. Мощность зон пропилитизации не превышает, по данным буровых скважин, 20—30 *м*. Полностью отсутствует зона цеолитизации с прожилковыми выделениями карбонатов и других минералов, которые являются индикаторами дегазации и ощелачивания растворов. Этому не способствует частая перемежаемость измененных туфов и слабо измененных эффузивов, которые также не несут признаков вскипания гидротермальных растворов.

Все отмеченное выше позволяет говорить о более низкотемпературном характере гидротермальных растворов.

Сравнение зональности гидротермально измененных пород на месторождениях различных типов позволяет выявить некоторые различия и здесь. На месторождениях и рудопроявлениях первой группы набор фаций более полный не только во вторичных кварцитах, но и, что не менее важно, в пропилитах. Меняется и состав отдельных зон. Особенно заметно возрастание роли сульфатов кальция в зоне алунитизации для низкотемпературных месторождений, сформировавшихся в приповерхностной обстановке. Иногда эта зона полностью вытесняется зоной огипсования. В монокварцитах и опалитах отмечается повышенное содержание барита. Наблюдаются некоторые различия и в концентрации отдельных рудных компонентов; это, в частности, относится к молибдену. Последний в форме молибденита образует вкрапленность в породах алунитовой зоны. Встречаются также и жилы кварц-молибденитового состава среди каолинитовых пород, содержащих алунит. Мощность их достигает 10 *см*. Интересно отметить и поведение щелочей на месторождениях различного типа. На диаграммах видно, что в переходной к гидрослюдистым породам зоне количество щелочей заметно возрастает, что свидетельствует об образовании здесь в зоне ощелачивания раство-

ров минералов, обогащенных калием и натрием. Такое явление отсутствует в колонках низкотемпературных месторождений. Изучение баланса вещества на диаграммах привнос—вынос показывает инертное поведение кремнезема во всех типах месторождений и рудопроявлений. Наблюдается некоторый привнос в зоне монокварцитов, связанный с перемещением его из нижних зон.

Двуокись титана не вполне инертна в процессе гидротермального метаморфизма. Особенно это относится к месторождениям и рудопроявлениям второго типа. Происходит обогащение титаном в форме рутила монокварцитов и опалитов. Содержание его иногда достигает 16%. Такие породы могут представлять промышленный интерес. Обогащение титаном верхних зон гидротермально измененных пород наблюдается и в кварцитах, образующихся по кислым эффузивам.

Необходимо отметить, что в обоих типах рудопроявлений и месторождений вполне подвижно ведет себя глинозем, который полностью выносится из зоны серных кварцитов и опалитов, где сохраняются лишь кремнезем и двуокись титана. Перемещение Al_2O_3 из нижних зон частично компенсируется его привносом в каолинитовую и алунитовую зоны. Тем не менее значительное количество алюминия выщелачивается и выносится гидротермальными растворами за пределы полей гидротермально измененных пород.

Таким образом, по физико-химическим условиям образование рудных залежей и сопровождающих их гидротермально измененных пород представляется возможным выделить два подтипа метасоматических серных месторождений: относительно высокотемпературный, связанный с гипабиссальными интрузиями гранитоидов и диоритов и экструзиями среднего и кислого состава, и низкотемпературный сольфатарного типа. Для первых характерен полный набор фаций вторичных кварцитов и широкое развитие пропилитов до эпидото-хлоритовых включительно, равномерная гидротермальная переработка слоистых толщ. Руды, формирующиеся в пределах алунитовой и каолинитовой зон, отличаются небольшим содержанием самородной серы, что связано с высокой температурой гидротермальных растворов. Продолжительность процессов на месторождениях и рудопроявлениях этого типа способствует образованию при благоприятных условиях гидротермальных продуктов медно-цеолитовой формации. В составе отдельных фаций вторичных кварцитов заметную роль играют высокоглиноземистые минералы. В отношении рудной минерализации они более благоприятны для обнаружения полиметаллов и киновари. Второй тип месторождений и рудопроявлений связан преимущественно с молодыми стратовулканами и вулканами, прошедшими стадию кальдерообразования. Низкотемпературный их характер выявляется по комплексу минера-

лов, слабой степени их индивидуализации, насыщенности водой и другими признаками. В составе минералов отдельных зон заметное влияние приобретают сульфаты кальция и бария.

При слоистом строении толщ вулканогенных пород на месторождениях вонзикает ритмичная зональность от монокварцитов до гидрослюдистых пород, естественными границами раздела отдельных ритмов являются маломощные потоки эффузивов среднего состава. Содержание самородной серы в алунитовой и каолинитовой зонах значительно выше, чем в подобных породах месторождений первого типа. Наличие ритмичной зональности способствует образованию многоэтажных залежей и в этом отношении месторождения являются наиболее ценными.

Н. Т. Соколова

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАНА

До настоящего времени не существует строгой терминологии в определении того или иного метасоматического процесса и довольно часто под термином «околорудные» изменения описываются суммарные метасоматические процессы, проявленные в пределах рудного поля, часто разновременные, генетически не связанные, но совмещенные пространственно.

Как правило, на большинстве гидротермальных месторождений дорудные процессы проявляются наиболее широко и с наибольшей степенью интенсивности и в ряде случаев могут служить косвенными поисковыми признаками, в то время как метасоматические процессы, сопровождающие непосредственно рудное минералообразование, сравнительно невелики по масштабам и интенсивности и только в очень редких случаях могут быть использованы в поисковых целях. Возможно в этом и кроется одна из причин преимущественного изучения дорудных процессов.

В данной работе рассматриваются метасоматические процессы, синхронные с урановым рудоотложением, сопровождающие жилы, прожилки и метасоматическую вкрапленность минералов только рудной стадии гидротермального процесса на разных типах гидротермальных месторождений урана.

Накопившийся к настоящему времени фактический материал позволяет в какой-то мере ответить на вопрос, какие же околожильные изменения, синхронные с отложением урана, характерны для того или иного выделяемого типа гидротермального жильного месторождения.

Типы метасоматических околожильных ореолов гидротермальных месторождений урана

| Классификация гидротермальных урановых месторождений, по Я. Л. Готману и И. Н. Зубреву (1963) | Типы минеральных ассоциаций урановой смолки в гидротермальных месторождениях урана, по Г. А. Тананаевой (1966) | | Типы изменения вмещающих пород на гидротермальных месторождениях урана, непосредственно сопровождающие отложения урановой минерализации | | |

При изучении околожильных изменений, синхронных с урановым рудоотложением на ряде гидротермальных месторождений, было установлено, что на месторождениях, отнесенных к различным формациям (см. таблицу), урановосные жилы сопровождаются одинаковыми околожильными ореолами, если они залегают в близких по химическому составу вмещающих породах.

В то же время на одном и том же месторождении (в пределах одной формации) одна и та же жила в контрастных по химическому составу породах сопровождается разными околожильными ореолами. Следовательно, тип околожильных ореолов зависит от химического состава вмещающей среды.

На гидротермальных урановых месторождениях к настоящему времени грубо можно выделить два визуально различных типа околожильных изменений вмещающих пород, синхронных отложению настурана:

а) «красного окрашивания» вмещающих пород;

б) «осветления» вмещающих пород.

Первый тип сопровождает месторождения, для которых в основном характерны карбонатно-смолковые минеральные ассоциации (см. таблицу). Ореолы содержат различные метасоматические минеральные новообразования и являются следствием разных химических процессов, в зависимости от того, в каких породах происходят эти метасоматические околожильные изменения, с какой химической средой реагировал урановосный раствор.

Ореолы околожильных изменений в породах основного состава прекрасно прослеживаются благодаря ярким окраскам: черные базальты и габбро месторождений провинции Саскачеван, темно-зеленые диабазы месторождений Большого Медвежьего Озера, хлорит-амфиболовые сланцы и скарны Рудногорских месторождений приобретают вблизи урановосных жил тускло-зеленую, бурую, чаще вишнево-красную и кирпично-красную окраску, становятся тонкозернистыми. Существенно изменяется минеральный и химический состав.

Во внешних зонах этих метасоматических околожильных ореолов амфиболы, пироксены, биотит замещаются минералами группы хлорита (пеннин, антигорит), карбонатом и тонкорассеянным гематитом, который и придает породе буроватую окраску. Полевые шпаты в этой зоне более устойчивы и подвергаются лишь слабой серицитизации. Ближе к жилам, когда почти все темноцветные замещены хлоритом, наблюдается интенсивное замещение серицитом и карбонатом полевошпатовой составляющей пород и «раскисление» плагиоклаза до альбита.

В самом контакте с рудной жилой порода становится плотной, кремнеподобной, приобретает бурую, иногда кирпично-

красную окраску. * В этой внутренней зоне метасоматического ореола развиваются главным образом новообразования полевых шпатов, кварца, гематита и небольшие количества карбоната. Причем на одних месторождениях (месторождения провинции Саскачеван, Канада) вторичные полевые шпаты представлены альбитом, тонко импрегнированным гематитом, на других (месторождения р-на Б. М. Озера, Коньон, Голден Гейт, в США, Саксонские Рудные горы) преимущественное развитие получил адуляр.

Нередко, особенно вблизи рудных тел «штокверкового» типа, эта внутренняя метасоматическая зона околожильного ореола отсутствует и наблюдаются лишь очень небольшие по мощности зонки вокруг рудных выделений, сложенные новообразованиями карбоната, серицита, иногда парагонита или гидробиотита, интенсивно импрегнированные тонкорассеянным гематитом.

Последовательное замещение в околожильном ореоле щелочноземельных силикатов и алюмосиликатов алюмосиликатами щелочей и карбонатом сопровождается интенсивным выносом из породы и переходом в раствор ионов Mg, Fe, Ca. Из раствора в породе связываются калий или натрий и углекислота, а иногда незначительные количества урана в виде очень мелких новообразований настурана, замещающих породообразующие минералы.

Ореолы околожильного изменения этого же типа на месторождениях, залегающих среди пород кислого состава, имеют более сложное строение.

Как правило, урановая минерализация на этом типе месторождений отлагалась после того, как гидротермальные растворы предыдущих стадий минерализации образовали рудные жилы иного, чаще всего сульфидного, состава. Фактически ураноносные растворы реагировали не с неизмененными кислыми породами, а с гидротермально переработанными их разностями, в которых первичные темноцветные минералы пород почти нацело замещены хлоритом, а полевые шпаты — хлоритом, серицитом, карбонатом. Известны случаи, когда урановорудные жилы, переходя из этих ранее измененных пород в относительно свежие, мало затронутые доурановыми процессами, становятся безрудными.

Если исключить из рассмотрения результаты доуранового изменения кислых пород, являющиеся своего рода «натуральным фоном», на котором обычно развиваются процессы образования урановых руд, то непосредственно с этими процессами можно связать свои специфические изменения вмещающей среды.

---

* Ряд исследователей называли эту породу вдоль урановосных жил «джаспероидом» (Хейнрих, 1962).

Макроскопически изменения выражаются в том, что пестрые, но в общем светлые по окраске интрузивные, эффузивные и метаморфические разности пород кислого состава вблизи урановых жил становятся розовыми и кирпично- или вишнево-красными. Яркие окраски обусловлены тонкорассеянным гематитом, импрегнирующим как новообразования, так и реликты породообразующих минералов.

Во внешних частях этих околожильных ореолов наблюдается замещение оставшихся реликтов темноцветных минералов агрегатом серицита и карбоната. Последний чаще всего замещает хлорит. Полевошпатовая часть пород замещается или новообразованиями калишпата с хлоритом, или альбитом с карбонатом и гематитом. Интенсивность этих изменений растет по мере приближения к урановым жилам. В самом контакте с урановыми жилами во внутренних частях метасоматических ореолов наблюдается наиболее резкое изменение химического и минералогического состава вмещающих пород. В одних случаях (на месторождениях района Голдфилдс, провинции Саскачеван) обилие новообразований альбита делает измененную породу похожей на альбитит. Кроме альбита, в ней присутствуют небольшие количества кварца, хлорита, эпидота, карбоната и гематита. Калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, серицит, мусковит, характерные для внешних частей околорудных ореолов, здесь замещены альбитом и карбонатом, «окрашенным» гематитовой «пылью». Замещению альбитом иногда подвергается даже кварц. Крайне редко вместо альбита в зонах гидротермального изменения кислых пород развивается парагонит. В других случаях порода вблизи урановых жил превращается в кварцево-слюдистый агрегат с карбонатом, хлоритом и гематитом. Породообразующие минералы — кварц и полевые шпаты — замещаются серицитом, фенгитом, железистым мусковитом, хлоритом, гематитом, железо-магнезиальными карбонатами, кальцитом и настураном. На ряде месторождений (Ганнар, месторождения провинции Саскачеван, Саксонские рудные годы) во внутренних зонах ореолов гидротермального изменения вмещающих пород развиваются новообразования калиевого полевого шпата. Прилегающие к рудным жилам зоны измененных пород представлены на этих месторождениях кварцево-полевошпатовым агрегатом с подчиненными количествами карбоната, хлорита и гематита. На ряде месторождений среди минеральных новообразований околожильных ореолов присутствует настуран. Так, в ореолах метасоматического изменения пород месторождения Саншайн, район Кер-Д'Ален, наблюдается замещение породообразующего кварца слюдистых кварцитов формации Сайнт Раджиз небольшими шариками смолки, причем отмечается предпочтительное замещение кварца настураном, одновременно с которым развиваются

серицит и гематит. Выделение настурана в породе вместе с серицитом и хлоритом отмечается также для ряда месторождений Советского Союза.

Таким образом, в околожильных ореолах с «красным окрашиванием» в породах кислого состава образуются практически те же вторичные минералы, что и в околожильных ореолах изменения пород основного состава. Однако характер химического взаимодействия рудоносных растворов с породами кислого состава другой.

Данные химических анализов и минералого-петрографические наблюдения указывают на то, что Ca, Mg и Fe были привнесены в породу урановосными растворами и связывались в зонах изменения в различных минеральных видах: Mg — в хлорите, Ca — в кальците, Fe″ — в хлорите, Fe‴ — в гематите.

В метасоматических ореолах, где наибольшее развитие получил альбит, из породы в раствор переходили большие количества калия. Если же в ореолах изменения пород преобладает серицит или адуляр, в раствор из пород поступал натрий. Сумма щелочей в околожильных ореолах иногда увеличивается по сравнению с неизмененной породой, реже уменьшается, а чаще остается постоянной. При метасоматических преобразованиях в околожильных ореолах в реакцию вступает и кварц. Часть кремнезема идет на построение алюмосиликатных минералов, а часть его переходит в раствор.

Второй тип — околожильные ореолы с «осветлением» вмещающих пород — сопровождает главным образом алюмосиликатно-флюорито-настурановую минеральную ассоциацию. К настоящему времени этот тип околожильных ореолов известен только для месторождений, размещенных в породах кислого состава. Околожильные ореолы этого типа, по данным П. Керра (1955), Г. Райта и др. (Хейнрих, 1962), наблюдаются на месторождениях Карибоу, Мэрисвейл, Бьют, батолита Боулдер в США, Уржейрика в Португалии, в районе Лимузен во Франции, Вёльсендорф в ФРГ и на других месторождениях.

Ореол околожильного «осветления» вблизи урановых жил обусловлен развитием больших количеств метасоматических новообразований, главным образом глинистых минералов — каолинита, монтмориллонита (Карибоу и Мерисвейл), аллофана и бейделлита (Боулдер), замещающих полевошпатовую часть вмещающих пород. Темноцветные минералы при этом замещаются иллитом (Боулдер, Мерисвейл), хлоритом и бауэритом (Уржейрика). Иногда среди новообразований по полевым шпатам совместно с глинистыми минералами развивается флюорит. Наиболее детально околожильные ореолы этого типа рассмотрены Г. А. Тананаевой на ряде рудопроявлений Советского Союза, где настуран и коффинит в ассоциации с флюоритом и глинистыми минералами (галлуазитом, каоли-

нитом, байеритом, бёмитом) в прожилках сопровождается интенсивной аргиллитизацией вмещающих кварцевых порфиров и гранитпорфиров. Мощность ореолов «осветления» не превышает нескольких сантиметров. Во внешней зоне околожильных ореолов порода приобретает светло-серую, иногда зеленовато-серую окраску, становится плотной фарфоровидной. Полевые шпаты постепенно замещаются флюоритом и глинистыми минералами — каолинитом и галлуазитом, здесь же развиваются новообразования бледно-зеленого, иногда аномально-синего хлорита.

Внутренняя зона околожильных ореолов, непосредственно примыкающая к прожилку, имеет темно-серую окраску, содержит густую вкрапленность настурана, коффинита и сульфидов, развивающихся по полевым шпатам породы. Одновременно полевые шпаты и основная масса породы замещаются флюоритом и глинистыми минералами. Отмечается преимущественное замещение флюоритом плагиоклазов.

Химические анализы измененных пород в ореолах «осветления» показывают, что в результате взаимодействия урановосных растворов, сформировавших алюмосиликатно-флюорито-настурановую ассоциацию, из пород выносились калий, натрий, кремний и даже алюминий. В породе из раствора связывались кальций и фтор в новообразованном флюорите, магний — в хлорите, увеличивалось содержание H_2O за счет развития большего количества гидроалюмосиликатов.

А. Е. Шлыгин

ТРЕМОЛИТИЗАЦИЯ — САМОСТОЯТЕЛЬНЫЙ ТИП ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НА СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Изучение предрудных метасоматитов доказывает существование самостоятельной апокарбонатной (чаще всего аподоломитовой) формации, в которой процессы метасоматоза начинались со среднетемпературной щелочной стадии и для которой характерна тесная связь со свинцово-цинковым оруденением. В Южном Казахстане к этой формации принадлежит значительная группа месторождений Джунгарского Алатау (Сууктюбе, Коксу, Усек, Тельманское и др.), в Центральном Казахстане к ней, судя по описанию Г. Н. Еникеевой, можно отнести месторождение Ильинское (Еникеева, 1959). Возможно, что в эту формацию можно включить некоторые метасоматические проявления Забайкалья с тремолито-свинцово-цинковой минерализацией.

Для рассматриваемой формации характерно широкое распространение тремолита при подчиненном значении или очень малом развитии пироксена и полном отсутствии граната ряда гроссуляр—андрадит. Последние особенности достаточно резко отделяют описываемую формацию от скарновой и позволяют выделить ее как самостоятельную апокарбонатную тремолитовую метасоматическую формацию. Выделяемую формацию можно охарактеризовать на примере достаточно детально изученного Сууктюбинского месторождения, расположенного в Текелийском рудном районе Джунгарского Алатау (Жуков и др., 1962).

На месторождении Сууктюбе прожилково-вкрапленные и массивные руды, слагающие согласные линзообразные тела, залегают среди доломитов текелийской свиты нижнего палеозоя. Доломиты заключены в тектоническом, обрамленном разрывами блоке, представляющем часть складки с крутонаклоненным шарниром. Текелийская свита в районе испытала довольно сильный метаморфизм, причем за счет доломитов и известняков возникли кальцифиры с вкрапленностью пироксена, тремолита, реже форстерита, талька. За счет глинистых пород возникли кварцево-слюдяные сланцы, содержащие гранат. Доломиты контактируют, с одной стороны, с налегающими на них в настоящее время кварцево-хлорито-серицитовыми сланцами, а с другой — метасоматическими кварцитами, развившимися по карбонатным породам. Породы нарушены секущими и послойными разрывными нарушениями. Наиболее крупные из них ограничивают блок, вмещающий месторождение, и располагаются на контакте между сланцами и доломитами. Происхождение доломитов точно не установлено. В рудовмещающей толще известны первичные доломиты, но не исключено, что доломитизация могла быть и эпигенетичной. В рудном поле широким распространением пользуются перекристаллизованные доломиты, потерявшие слоистость и ставшие массивными.

Ореол изменений пневмато-гидротермального этапа, с которым связано оруденение, захватывает доломиты и зону контакта с гидротермальными кварцитами и кварцево-слюдяными сланцами. Основные процессы изменения протекали среди доломитов. Вследствие мономинеральности пород их изменения происходили с увеличением числа минералов в породе. Большинство новообразованных минералов не образует сплошных скоплений, а создает вкрапленность в доломитах и кальцитизированных доломитах. Установить из-за этого последовательность выделения минералов очень трудно. В результате детальных исследований удалось выделить две возрастные группы метасоматических минералов — раннюю и позднюю. К ранней группе относятся широко распространенные тремолит, тальк, клинохлор, бурые слюды (биотит-флого-

пит), пирротин и менее обильные — пироксен, альмандин, цоизит, плагиоклаз, титанит, калишпат, турмалин; к поздней группе — кварц, барит, хлорит (делессит?), диабантит, магнетит, пирит, ортит (?), сидерит, кальцит, вероятно, ко второй группе относятся и рудные минералы: галенит, сфалерит, халькопирит и сульфосоли. Кроме того, обособляется третья, послерудная группа минералов, встречающаяся в мелких прожилках, к которой относятся кальцит, арагонит и гидробиотит. Большинство минералов образует редкую вкрапленность, лишь тремолит, слюды, тальк встречаются в значительных количествах, слагая в ряде случаев основную массу пород. Четко выраженной зональности, зависящей от подвижности компонентов (зональности Д. С. Коржинского), на месторождении не обнаруживается. Объясняется это, очевидно, тем, что метасоматозу подвергались мономинеральные породы (Шлыгин, 1962). Распределение минералов здесь зависело от интенсивности протекания растворов, т. е. характера трещинной сети, градиентов давления, а также от местных концентраций отдельных компонентов в протекающих растворах.

Тремолит и бурые слюды обычно встречаются совместно в центральных частях общей измененной зоны, их ореолы примерно совпадают. Клинохлор развит в краевых частях зоны изменения, где количество новообразованных минералов резко снижается. Пироксен и цоизит развиты на отдельных участках и их появление не подчиняется каким-либо закономерностям, хотя цоизит развивается преимущественно не в самих доломитах, а на тех участках, где последние переходят в кварцево-слюдяные сланцы.

Широким распространением пользуется пирротин, который образует спорадическую вкрапленность вместе с тремолитом. Количество тремолита в отдельных зонах возрастает вплоть до образования мономинеральных тремолитовых и тремолит-тальковых пород. Тальк, трудно отличимый от таких же выделений спорадически встречаемой светлой слюдки (серицита или фенгита), не проявляет особых закономерностей в распределении. Он встречается в повышенном количестве в породах, испытавших более сильные общие изменения. Попытки установить корреляционную зависимость между отдельными минералами первой группы не увенчались успехом. Такой зависимости не оказалось. Другие минералы ранней возрастной группы (плагиоклаз, калишпат, турмалин, гранат) были встречены в единичных случаях в рассеянных вкрапленных зернах и каких-либо признаков, говорящих о причинах появления их в том или другом случае, не отмечено. Можно лишь отметить, что пироп встречается в породе, где в значительном количестве развит очень ярко окрашенный биотит, образующий чешуйки бо́льшего размера, чем в других случаях.

Следующая стадия минерализации, в которую, возможно,

были отложены промышленно-ценные минералы (галенит), проявлялась в локальной баритизации и окварцевании. Баритизация развита на верхних горизонтах месторождения, ее интенсивность уменьшается с глубиной. Окварцевание носит ясно выраженный локальный характер. Распределение окварцованных, баритизированных пород и оруденения контролируется положением зон тремолитизации — наиболее интенсивно проявленного изменения предшествующей стадии. Рудные тела ориентированы одинаково с зонами сплошной тремолитизации и находятся в краевых частях последних. В то же время интенсивно тремолитизированные породы, вследствие своей плотности, монолитности и химической инертности, были неблагоприятны для оруденения, формировавшегося преимущественно по карбонатным породам. Зональности, зависящей от подвижности компонентов (зональности Д. С. Коржинского), в распределении минералов второй стадии также не наблюдается.

Послерудная минерализация развита слабо и представлена мелкими прожилками, развитыми в породах различного типа и интенсивности изменения.

Минералы первой возрастной группы, судя по минеральным парагенезисам, ведущему распространению гидросиликатов, полному отсутствию гранатов ряда гроссуляр—андрадит и резко подчиненному значению пироксенов, принадлежат среднетемпературной стадии метасоматоза. Замещение углекислоты карбонатов более слабыми кислотными остатками кремниевых кислот доказывает, что замещение приводило к повышению щелочности пород и протекало в общей щелочной обстановке. Поэтому можно с уверенностью говорить о том, что первая группа минералов сформировалась в среднетемпературную щелочную* стадию метасоматоза.

Парагенезисы поздней группы минералов (кварц, барит, хлорит, развивающийся по биотиту, пирит), характер замещения кислотным окислом (кремнеземом) и солями сильных кислот (баритом) карбонатов, явные признаки выщелачивания говорят о более низкотемпературной и явно кислотной стадии метасоматоза.

Положение рудной минерализации не вполне ясно. Несомненно, что метасоматоз кислотной стадии, во время которого преобладали явления растворения и разуплотнения породы, повышения пористости, предшествовал проявлению рудной минерализации и облегчал образование вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд. Возможно, что смена явлений растворения отложением сульфидов совместно с карбонатами

* Это положение автора нуждается в обосновании. По мнению Д. С. Коржинского, замещение карбонатов силикатами свидетельствует об усилении кислотных свойств растворов. (*Прим. ред.*).

свидетельствует о изменении состава растворов и об образовании галенита и других рудных сульфидов уже в щелочных условиях, но прямых доказательств этому нет. Не исключено, что образование руд могло начаться и на поздних ступенях кислотной стадии.

Последняя стадия минералообразования, щелочная низкотемпературная, проявилась только в жильной форме. Активность растворов в это время была настолько низкой, что метасоматические явления не происходили.

Для месторождения Сууктюбе характерен инфильтрационный метасоматоз, хотя диффузия, очевидно, также имела место. О диффузионных процессах можно судить по изменению состава бурой слюды, которая варьирует от биотита до флогопита. Метасоматоз проявлялся вдоль сети трещин в определенных горизонтах. Биметасоматические явления происходили на контактах пород различного химического состава на периферии месторождения: между доломитами и кварцево-слюдяными сланцами, между доломитами и кварцитами. В контактовых зонах интенсивность метасоматоза была выше, чем в прилегающих участках.

В среднетемпературную щелочную стадию растворы были насыщены кремнекислотой. Метасоматоз сопровождался привносом кремнезема, небольшого количества глинозема, калия и происходил при общем высоком потенциале магния и воды и падающей активности углекислоты. В среднетемпературную стадию привносился также бор, концентрировавшийся в турмалине. Титан, очевидно, присутствовал в эдуктах в тонкорассеянном состоянии, и его выделение в форме титанита, рассеянного в породе, вызвано перекристаллизацией. Характерно возникновение пирротина во время среднетемпературной щелочной стадии. Хотя существуют точки зрения о возможности сингенетичного образования сульфидов железа, скорее всего пирротин — эпигенетичный минерал, а железо и сера привносились при процессах изменения, что свидетельствует о общем невысоком потенциале кислорода и несколько пониженном — серы.

В кислотную стадию в растворах повышается активность кислорода. Растворы остаются, однако, богатыми кремнекислотой и серой. Об активности кислорода можно судить по появлению барита и по замещению пирротина пиритом. В конце этой стадии происходит привнос рудных компонентов — свинца, в меньшей мере цинка, в очень небольшом количестве — меди и сурьмы. В позднюю щелочную стадию происходило перераспределение материала без существенного привноса в породу эндогенных компонентов.

На Ильинском месторождении, по данным Г. Н. Еникеевой, тремолитизации подвергаются известняки, а за счет прослоев песчаников или маломощных прожилков кварцевого порфира

образуется пироксено-тремолито-калишпатовая порода. Сульфидная минерализация связана с окварцеванием и приурочена к карбонатно-тремолитовым и пироксен-тремолито-полевошпатовым метасоматитам. Характерно развитие пирротина, кроме которого встречаются сфалерит, галенит, халькопирит и висмутовые минералы. К поздним образованиям относятся кварцевые жилы с сульфидным оруденением. Здесь, как и на Сууктюбинском месторождении, можно предполагать существование двух стадий минерализации — среднетемпературной щелочной, которой свойственна тремолитизация и образование пироксен-тремолито-полевошпатовых метасоматитов, и более поздней, с которой связано образование кварца и сульфидов.

Характер растворов, очевидно, был близок к Сууктюбинским, однако развитие тремолитовых пород по известнякам говорит о привносе не только кремнезема, но и значительных количеств магния. Режим серы и кислорода также был похожим, о чем свидетельствует широкое распространение пирротина и развивающегося позднее по нему пирита.

Ш. А. Байкенев

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТЕКЕЛИЙСКОГО ТИПА

В Коксу-Текелийском рудном районе Джунгарского Алатау развиты колчеданно-полиметаллические месторождения, обладающие специфическими геологическими особенностями, которые позволяют выделить их в самостоятельный «текелийский тип» месторождений. Их рудные тела пластообразной и линзообразной формы локализованы в толщах пестрого литологического состава, в которых ведущую роль играют углистые, кремнистые и карбонатные породы. Для них характерно широкое развитие пирита, образующего как сплошные залежи, так и рассеянную вкрапленность во вмещающих породах на площадях, значительно превышающих контуры промышленного оруденения. У месторождений этого типа, как правило, отсутствуют доказательства наличия генетической связи с интрузивным или эффузивным магматизмом. Главное отличие от колчеданных месторождений уральского типа заключается в отсутствии меди, резком преобладании свинца и цинка и характере вмещающих пород. Околорудные изменения проявлены отчетливо, строго контролируют распространение полиметаллических руд и выражены в основном в доломитизации и окварцевании.

В Текелийском рудном поле месторождения Текелийского типа (Текели, Зап. Текели, Яблоновое и др.) приурочены к узкому стратиграфическому интервалу — «рудному» горизонту текелийской свиты нижнего палеозоя мощностью 210 *м*. В этом горизонте месторождения расположены на разных стратиграфических уровнях, кулисообразно, с правосторонним смещением.

Свита сложена переслаивающимися углистыми, кремнистыми, глинистыми сланцами, переходными между ними разновидностями, известняками, доломитами, кварцевыми песчаниками. Вулканические образования (спилитовые порфириты, их туфы) имеют подчиненное распространение, залегают в верхней половине разреза, стратиграфически выше рудного горизонта и отделены от него горизонтами сланцев и известняков мощностью 170 *м*. В углистых (битуминозных) сланцах и других породах развита послойная вкрапленность глобулярного пирита. Мощность свиты равна 1300 *м*.

Месторождения Текелийского рудного поля находятся в широтно ориентированной полосе развития нижнепалеозойских пород протяженностью свыше 12 *км* и шириной более 1 *км*. Вмещающие породы в этой полосе подверглись региональному метаморфизму, который вызвал появление минеральных парагенезисов нижней ступени фации зеленых сланцев. Углистые сланцы графитизированы. Кремнистые породы перекристаллизованы, карбонатные — перекристаллизованы и нередко доломитизированы. Глинистые сланцы серицитизированы.

Свинцово-цинковая минерализация на месторождениях образует мощные зоны прожилково-вкрапленного оруденения, согласные с вмещающими породами. Линзообразная и пластообразная форма рудных залежей предопределялась морфологией тел околорудных метасоматитов, а форма последних зависела от характера залегания благоприятных для замещения исходных пород. Однако рудные тела имеют пластообразную и линзообразную форму лишь в первом приближении. В действительности оруденелые участки имеют более сложную конфигурацию, полиметаллическое оруденение развивалось в виде многочисленных в общем согласных с простиранием пород жилок, рассеянной и сгущенной вкрапленности, гнезд и, реже, сплошных скоплений. Внутри рудных залежей встречаются многочисленные останцы и прослои слабоизмененных пород. Своеобразны условия локализации пирита. Он встречается как в тесной ассоциации с полиметаллическими рудами, так и в виде мощных самостоятельных залежей массивной и тонкополосчатой текстуры.

Судя по характеру полиметаллического оруденения, месторождения обязаны своим образованием двум процессам:

метасоматическому замещению и выполнению трещин и полостей.

Ореолы околорудных измененных пород на месторождениях также имеют площадной характер, сливаются друг с другом и подчинены складчатой структуре вмещающих пород. Поэтому проведение границ ореолов околорудных изменений затруднено, и они практически смыкаются с площадями субрегионального метаморфизма. Однако распределение отдельных типов околорудных метасоматитов определялось слоистым строением толщ, а морфологические особенности зависели от условий залегания и характера переслаивания благоприятных для замещения пород.

По вопросу о первичном составе замещенных рудами пород нет единого мнения. Одни авторы (М. М. Юдичев) указывали на преобладающую роль известняков, другие (Г. Г. Гудалин) — сланцев, третьи — (Р. А. Борукаев, В. П. Гуцевич, Г. С. Лабазин, Е. А. Немов, Г. Н. Роговер) считали, что оруденению подверглись как известняки, так и сланцы, причем распространение наиболее богатых руд связывали с глинисто-известковистыми сланцами. Столь противоречивые взгляды исследователей на роль вмещающих пород объясняются, во-первых, интенсивным развитием околорудных изменений, затушевывающих состав эдуктов, во-вторых, отсутствием специальных работ. Проведенные детальные исследования месторождений по горным выработкам показали возможность установления исходного состава пород, замещенных рудами. В последних устанавливаются реликты первичных пород, реликтовые структуры и минералы.

Литологический состав вмещающих пород был благоприятен для перекристаллизации и метасоматического замещения. Но в различных частях рудных зон степень и характер изменений не одинаковы. Так, в известняках интенсивно проявлена доломитизация, а в углисто-кремнистых и кремнистых сланцах — окварцевание. По своему значению для рудоотложения оба типа околорудных изменений равноценны, а площади их пространственного совмещения контролируют распространение наиболее богатых руд.

Процессы изменений на месторождениях начались с кислотной стадии. Признаков проявления ранних щелочных стадий не обнаружено, хотя в некоторых породах иногда видны реликты призматических минералов — тремолита или пироксена, подвергшихся замещению карбонатами. Кислотная стадия протекала под влиянием растворов, обогащенных кремнекислотой и магнием, и проявилась в окварцевании кремнистых и углисто-кремнистых сланцев, доломитизации и окварцевании известняков.

Доломитизацию известняков мы считаем процессом кислотного изменения, происходящим с заменой более сильного

основания слабым. Доломитизация редко протекает до полного замещения породы доломитом, обычно в породе сохраняется определенное количество кальцита. Гидротермально-метасоматические доломиты развивались по карбонатным породам, содержавшим примесь углистого вещества. При слабой степени метаморфизма наблюдается лишь размежевание углистого и карбонатного материала, при большей — происходит полная перекристаллизация, порода теряет первичную слоистость, структура становится гранобластовой, зерна доломита разрастаются, становятся изометричными, а углистый материал выжимается в межзерновые пространства, образуя как бы каркас породы. Наконец, при сильном изменении углистое вещество группируется в согласные или почти согласные относительно слоистости прожилки. Доломитизация по отношению к окварцеванию связана с более ранней ступенью изменения известняков.

При окварцевании карбонатных пород образуются неправильные участки, прожилки, гнезда, сложенные кварцем. Степень окварцевания здесь, как правило, ниже, чем у богатых кремнеземом углисто-кремнистых и кремнистых сланцев, по которым развиваются метасоматические моноквариты. Кремнистые и углисто-кремнистые сланцы подвергаются окварцеванию в первую очередь. Это объясняется более кислотной обстановкой в кремнистых породах, в которых потенциал анионных групп воздействующих растворов должен повышаться (принцип Д. С. Коржинского). Доломиты, несмотря на их высокую растворимость вообще, окварцеванию подвергаются с большим трудом. Возможно, окварцованные породы располагались во внутренних зонах метасоматизма, где активность растворов была наиболее высокой. Углисто-кремнистые сланцы по мере окварцевания (или, быть может, правильнее говорить перекристаллизации), так же как и углистые карбонатные породы, испытывают автолизию — удаление углистых частиц. При интенсивном окварцевании исчезает даже ранний пирит. Конфигурация тел метасоматических доломитов и кварцитов определялась формами тел, благоприятных для замещения пород. Мощность тел изменяется от 1 до 20 *м*. В длину их проследить трудно из-за частого переслаивания, постепенных переходов и сравнительно быстрого (сотни метров) выклинивания.

Полевошпатовые породы в рудовмещающем горизонте отсутствуют или пользуются ничтожным развитием. Однако развиты дайки кислого, среднего и реже основного состава. Их изменения выражены в основном в серицитизации и замещении гидрослюдами полевых шпатов и хлоритизации темноцветных, развитии карбоната, а при более сильном метасоматозе даек, который, однако, наблюдается редко, происходило окварцевание.

Глинистые сланцы внутри ореолов изменения, как правило, филлитизированы, но они так изменены и вне рудного поля. Процесс филлитизации, очевидно, связан с субрегиональным метаморфизмом. Реже филлитизированные сланцы подвергаются окварцеванию.

Собственно рудная стадия пневмато-гидротермальной деятельности следовала за метасоматическими изменениями кислотной стадии и развивалась по благоприятным для замещения измененным породам. Судя по образованию большого числа рудных прожилков, решающее значение имела и тектоническая подготовка пород. Такая подготовка была наиболее интенсивной там, где метасоматические процессы приводили к формированию мономинеральных перекристаллизованных пород с достаточной хрупкостью, т. е. в кварцитах и доломитах. Кварциты и доломиты обладают массивной текстурой, однородностью и резко выделяются среди вмещающих пород, контакты с которыми у них осложнены согласными малоамплитудными разрывами. Важным визуальным признаком измененных пород является интенсивное развитие поперечных кварцево-кальцитовых жилок, выполнявших трещины отрыва, тогда как в сланцах резко преобладают согласные прожилки.

В рудной стадии устанавливаются две ступени минерализации. В раннюю формировались серноколчеданные (пиритовые) руды. Пиритовые руды массивной текстуры развивались в основном по сильно окварцованным породам, в том числе по окварцованным доломитам, образуя гнезда, жилки, сплошные скопления. Четкую границу между окварцеванием и пиритизацией во времени установить трудно. Возможно, пиритизация началась еще в конечные периоды процесса окварцевания. Пиритовые руды полосчатой текстуры развивались в основном по слабо окварцованным углисто-кремнистым сланцам, но межзерновые пространства новообразованного пирита, как правило, заполнены, особенно в тенях давления, перекристаллизованным кварцем. Глобулярный пирит распространен как в тонкополосчатых, так и в массивных пиритовых рудах, развившихся по сланцам и доломитам.

Собственно полиметаллическое (галенито-сфалеритовое) оруденение накладывалось как на колчеданные руды, так и на участки сильно измененных пород (кварцитов и доломитов), в которых пиритизация проявлена слабо. В полиметаллических рудах преобладают галенит, сфалерит, присутствуют пирит, марказит, буланжерит, халькопирит, джемсонит, бурнонит, а также кварц, кальцит, доломит, турмалин и др.

Интересно отношение углистого вещества к распределению руд. Хотя в целом месторождения текелийского типа локализованы в толщах, обогащенных углистыми породами, углистое вещество не имеет прямого отношения к полиметаллическому оруденению. Околорудные измененные породы содержат ми-

нимальное количество углистого материала. Однако залежи серноколчеданных руд, обладающих полосчатой текстурой, приурочены к слабо измененным углисто-кремнистым сланцам, содержащим значительное количество углистого вещества.

Гидротермальная деятельность завершилась образованием кварцево-кальцитовых жилок, содержащих вкрапленность рудных минералов.

Таким образом, колчеданно-полиметаллические месторождения текелийского типа сопровождаются широкими ореолами околорудных измененных пород, сливающимися с площадями субрегионального метаморфизма. Характер околорудных изменений на месторождениях по режиму температур и давлений соответствует региональным преобразованиям. Они относятся к одной метаморфической фации. Соответствие околорудных изменений субрегиональному метаморфизму, очевидно, является общей закономерностью, так как наблюдается и на многих других месторождениях региона.

Изменения вмещающих пород относятся к кислотной стадии, а образование рудных скоплений, поздних жилок и гнезд карбонатов — к поздней щелочной. Пневмато-гидротермальная деятельность протекала при температурах устойчивости кварца, кальцита, доломита, серицита. Перекристаллизация играла большую роль, чем привнос — вынос компонентов.

Характер и степень околорудных изменений находятся в прямой зависимости от состава замещаемых пород. Хорошо выражена зональность, обусловленная слоистым строением вмещающих толщ. Чем сложнее переслаивание пород, тем сложнее форма околорудных метасоматитов и рудных тел. Метасоматическая зональность, обусловленная переходом во вполне подвижное состояние отдельных компонентов (зональность Д. С. Коржинского), не обнаружена.

Распространение полиметаллических руд контролируется зонами активных околорудных изменений. Они приурочены преимущественно к участкам развития мономинеральных агрегатов.

Особенности преобразования полевошпатовых пород позволяют параллелизовать процессы изменения по режиму кислотности — щелочности, активности серы и кислорода с березитизацией. Преобразования карбонатных горизонтов близки к изменениям карбонатных пород на пластовых месторождениях свинца и цинка, сопровождаемых доломитизацией и окварцеванием.

Таким образом, по своим особенностям околорудные изменения на колчеданно-полиметаллических месторождениях текелийского типа являются промежуточными между изменениями на месторождениях алтайского и каратауского (Юж-

ный Казахстан) типов, что зависит от литологического строения рудовмещающих толщ. Особенности месторождений текелийского типа могут свидетельствовать о близких физико-химических условиях образования этих трех, казалось бы, столь отличных по облику месторождений.

Б. И. Злобин, Р. Д. Гаврилин, Л. А. Певцова

МИГРАЦИОННАЯ СПОСОБНОСТЬ Pb и Zn ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ИЗМЕНЕНИИ ГРАНИТНЫХ ПОРОД

Одной из важных сторон проблемы изучения гидротермальных метасоматитов является вопрос о вероятности мобилизации при образовании метасоматических пород микропримесей рудных элементов. Эти представления имеют уже довольно широкий круг сторонников, хотя и основываются пока на весьма немногочисленных аналитических данных. Следует заметить, что так называемая «мобилизационная» гипотеза источника рудного вещества представляет собой вариант давно известной геологам концепции о латераль-секреционном, вторичном, происхождении рудных масс. Геохимическое изучение перераспределения микропримесей элементов в измененных породах в пределах зон известного рудоотложения является весьма сложной задачей, поскольку всегда имеется вероятность наложения на околорудные измененные породы первичного и вторичного ореолов рассеяния рудных компонентов. Последнее отчетливо фиксируется металлометрической съемкой в ряде рудных районов. Это может значительно исказить истинную картину поведения рудного элемента в метасоматической колонке того или иного типа гидротермального преобразования горных пород. Поэтому для изучения миграционной способности Pb и Zn при гидротермальном изменении изверженных пород нами были выбраны зоны изменения в значительном удалении от участков гидротермальной полиметаллической минерализации, столь характерной для металлогенического облика Северного Тянь-Шаня.

Объектами исследования послужили следующие характерные типы гидротермального преобразования пород (главным образом первоначально гранитного состава): а) пропилитизация; б) образование вторичных серицитовых кварцитов и березитов; в) альбитизация; г) карбонатный метасоматоз и д) эпидотизация. Материал для анализа по возможности отбирался из зон без взаимного наложения перечисленных типов изменения, чтобы иметь возможность характеризовать каждый процесс в отношении миграции Pb и Zn. Неизмененные аналоги

пород выбирались после тщательного петрографического изучения и на некотором удалении от метасоматических зон, но в пределах тех же самых интрузивных тел.

Сводные данные по распределению Pb и Zn в измененных типах пород приведены в таблице. Оба элемента определялись известным дитизоновым методом с относительной ошибкой ±20%. Подробные сведения о химизме процессов изменения, минеральном составе пород и поведения Pb и Zn приводятся в работах: Б. И. Злобина и Л. А. Певцовой (1964), Р. Д. Гаврилина, Б. И. Злобина и др. (1966). Мы отметим только основные результаты исследования с учетом полученных дополнительных данных по пропилитизированным породам массива г. Кзыл-Омпул.

1. При пропилитизации выноса Pb и Zn, как правило, не происходит, хотя в этом процессе темноцветные минералы замещаются хлоритом (типа пеннина) с эпидотом или карбонатом, а полевые шпаты пелитизируются и частично серицитизируются. По-видимому, как изоморфная, так и легкоподвижная формы Pb и Zn в породах (Таусон, 1961) остаются миграционно инертными в растворах, производящих подобную пропилитизацию. В некоторых случаях все же фиксируется вынос этих элементов. Это происходит тогда, когда пропилиты приобретают интенсивно красно-бурую окраску за счет обильного тонкодисперсного гематита в полевых шпатах. По-видимому, здесь Pb и Zn частично мигрируют в условиях особенно высокого окислительного потенциала растворов. В других редких случаях вынос обоих элементов наблюдается при развитии мусковита по биотиту или при полном выщелачивании темноцветных, что, однако, уже выходит за рамки собственно пропилитизации. В более общем типе пропилитизация охватывает значительные массы пород кислого и среднего состава (а также развита на внешних фронтах околорудных метасоматитов) и, как следует из приведенных данных, не может служить источником поступления Pb и Zn в рудообразующие растворы.

Согласно данным Д. Джюка и Ж. Ионеску (1965), в пропилитизированных андезитах массива Гутай содержания Pb (17 γ/г) практически те же, что и в неизмененных аналогах (20 γ/г), и вынос Pb наблюдается лишь в более интенсивно измененных разностях с адуляром, сидеритом и серицитом.

2. При образовании вторичных серицитовых кварцитов, гидротермальных альбититов и карбонатных метасоматитов происходит вынос из гранитоидных пород и Pb, и Zn. Особенно существен вынос Pb (до 80%) по сравнению с Zn (обычно ≈50—70%), что отражается в повышенных отношениях Zn/Pb для измененных пород. Причем в зонах карбонатизации оба элемента приобретают миграционную подвижность во внутренних частях зон при неустойчивом кварце. Замещение первичного кварца кальцитом указывает на повышенную щелочность

Содержания свинца и цинка в гидротермально измененных гранитоидах и их неизмененных аналогах (Северный Тянь-Шань)

Породы и местонахождение	Pb γ/г	Zn γ/г	Zn/Pb	K, %	K/Pb	Mg, %	Mg/Zn
Пропилитизированные							
Гранодиориты и адамеллиты, каледонские, Сусамырский батолит (6 обр.)	27	62	2,4	3,90	1070	1,97	318
Неизмененные аналоги (23 обр.)	27	53	2,0	3,03	1120	1,88	350
Адамеллиты и кварцевые диорито-сиениты, герцинские, оз. Сон-Куль (6 обр.)	25	35	1,4	—	—	—	—
Неизмененные аналоги (31 обр.)	30	41	1 3	—	—	—	—
Сиениты, герцинские, г. Кзыл-Омпул (6 обр.)	51	80	1,6	—	—	—	—
Неизмененные аналоги (9 обр.)	60	82	1,4	—	—	—	—
Граносиениты, герцинские, г. Кзыл-Омпул (3 обр.)	24	36	1,5	—	—	—	—
Неизмененные аналоги (6 обр.)	43	70	1,6	—	—	—	—
Лейкократовые граниты, герцинские, г. Кзыл-Омпул (4 обр.)	28	13	0,4	—	—	—	—
Неизмененные аналоги (6 обр.)	24	23	1,0	—	—	—	—
Вторичные серицитовые кварциты							
По аляскиту, герцинские, г. Кзыл-Омпул (4 обр.)	4	7	1,7	2,93	7320	0,27	400
Неизмененные аналоги (6 обр.)	24	23	1,0	4,80	2000	0,29	122
Альбитизированные							
Кварцсодержащие сиениты, герцинские, г. Кзыл-Омпул (6 обр.)	8	12	1,5	1,19	1500	0,36	300
Неизмененный аналог	41	42	1,0	5,06	1230	0,43	100
Карбонатизированные							
Граносиент, герцинский, Торайгыр (4 обр.)	11	56	5,0	3,56	3230	0,28	30
Неизмененный аналог	29	90	3,0	4,78	1650	0,32	35
Эпидотизированные							
Плагиогранодиорит, герцинский, Кундуз	16	42	2,6	—	—	—	—
Неизмененный аналог	20	63	3,1	—	—	—	—

растворов и высокую активность CO_2, в связи с чем становится возможной миграция Pb в виде известных устойчивых карбонатных и бикарбонатных комплексов типа $[Pb(CO_3)_2]^{2-}$ (Фошэ и Боннэ, 1959), $[Pb(HCO_3)_2]$ и $[Pb(HCO_3)_3]^-$ (Баранова, Барсуков, 1965). Следует отметить, что во всех трех типах метасоматитов миграционная подвижность Pb оказалась выше, чем у изоморфного с ним K, а для Zn выше, чем у Mg (повышение соотношений K/Pb и Mg/Zn). Это свидетельствует о возможности избирательного выщелачивания из пород обоих элементов природными гидротермами.

Согласно представлениям Л. В. Таусона (1961), значительная часть от общего количества Pb и Zn интрузивных пород находится в легкоподвижной форме в виде субмикроскопических выделений самородного или сульфидного состава. Это видно из того, что слабой соляной кислотой (1 : 50) с добавкой NaCl из пород извлекается около 30—50% Pb и 80% Zn. По нашим данным, в случае замещения полевых шпатов (носителей Pb пород) альбитом или серицитом в альбититах и вторичных серицитовых кварцитах природные гидротермы извлекают из пород не только легкоподвижные формы Pb, но и часть изоморфной. При устойчивом первичном полевом шпате доля выщелоченного Pb резко снижается.

Для первичных форм нахождения Zn в изверженных породах, по Л. В. Таусону, характерна преобладающая неизоморфная форма. По нашим данным, в обсуждаемых трех типах метасоматитов доля выщелоченного гидротермами Zn нередко ниже, чем доля Pb. По-видимому, с одной стороны, миграционная способность Zn оказывается меньшей, чем у Pb, а с другой — Zn в противоположность свинцу может фиксироваться во вторичных хлоритах и серицитах.

Следует подчеркнуть, что вынос обоих элементов происходит лишь при интенсивном развитии вышеназванных процессов метасоматоза, а в случае частичной серицитизации, карбонатизации и альбитизации пород они остаются обычно миграционно инертными (например, в пропилитах). Поэтому миграция Pb и Zn в природных гидротермах может осуществляться и при почти полном отсутствии серы, но в растворах с достаточно высокими потенциалами CO_2 и щелочей. Щелочность растворов может, вероятно, значительно меняться от слабо кислой до щелочной, поскольку, например, по А. А. Попову (1963), поле устойчивости серицита укладывается при температуре 200° С в интервал pH=4—9, а для отложения кальцита необходима щелочная среда.

В эпидотизированном плагиогранодиорите с замещенным кварцем и со значительной эпидотизацией полевых шпатов и темноцветных наблюдался частичный вынос только цинка. По-видимому, в процессе эпидотизации Pb и Zn остаются по существу миграционно инертными.

В полиметаллических гидротермальных жильных рудопроявлениях и месторождениях Северного Тянь-Шаня преобладающим типом околорудных изменений являются пропилиты, а продукты интенсивной альбитизации, серицитизации и карбонатизации имеют весьма локальное распространение. Поэтому вряд ли последние могли вносить существенный пай Pb и Zn в гидротермальный процесс сульфидного рудоотложения.

Вместе с тем было показано, что для подавляющего большинства неизмененных интрузивных пород Северного Тянь-Шаня характерны повышенные по отношению к кларковым (в 1,5—2 раза) первичные содержания Pb, что позволяет говорить о положительной геохимической свинцовой специализации интрузий региона (Злобин, Горшкова, 1961; Злобин, Певцова, 1965; Гаврилин, Певцова, 1965; Гаврилин, Злобин и др., 1966). Эта специализация преимущественно с свинцовым типом руд и может рассматриваться одновременно в качестве и металлогенической. На основании всех вышеприведенных данных и соображений следует признать большую вероятность ювенильной природы рудного свинца в жильных гидротермальных рудопроявлениях полиметаллической провинции Северного Тянь-Шаня.

Л. М. Лурье

О СООТНОШЕНИИ ПРОЦЕССА БЕРЕЗИТИЗАЦИИ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЗАМБАРАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАРАМАЗАР, СРЕДНЯЯ АЗИЯ)

Замбаракское свинцово-цинковое месторождение принадлежит к типу трещинно-метасоматических месторождений, залегающих в эффузивных породах кислого (фельзитах, кварцевых порфирах и их пирокластах) и среднего (андезито-дацитовых порфиритах и их пирокластах) состава верхнепалеозойского возраста. Рудные тела месторождения сопровождаются ореолами осветленных и измененных пород.

Метасоматическая зональность околорудно-измененных пород

Околорудные изменения эффузивных пород кислого и среднего состава на Замбаракском месторождении связаны с процессом березитизации. Для березитизированных пород характерна метасоматическая зональность, выражающаяся в развитии трех зон (табл. 1, 2).

Таблица 1

Зоны изменения	Характеристика породы	Парагенезис минералов
Внешняя зона слабоизмененных пород	Кислые эффузивы и их пирокластические разности	Гидрослюда, адуляр, кварц, пеннин, кальцит, магнетит
Промежуточная зона измененных пород	Кислые эффузивы и их пирокласты	Гидрослюда (адуляр), кварц, пеннин, пирит
Внутренняя зона интенсивно измененных пород (зона березитов)	Кварцево-серицитовая порода или березит	Гидрослюда, кварц, пирит

Таблица 2

Зоны изменения	Характеристика породы	Парагенезис минералов
Внешняя зона слабо измененных пород	Слабоизмененные андезито-дацитовые порфириты и их пирокласты	Альбит, кварц, гидрослюда, пеннин, кальцит, магнетит
Промежуточная зона измененных пород	Измененные андезито-дацитовые порфириты и их пирокласты	Гидрослюда, кварц, пеннин, карбонат (анкерит или сидерит), пирит
Внутренняя зона сильно измененных пород	Кварц-карбонат-серицитовый метасоматит	Кварц, карбонат (сидерит), гидрослюда, пирит

Как видно из приведенных таблиц, процесс изменения кислых и средних эффузивных пород весьма близок. Отличия заключаются в увеличении роли карбонатизации и хлоритизации при изменении средних эффузивов.

Мощности внутренней и промежуточной зон варьируют весьма значительно. Вблизи крупных нарушений, а также при слиянии нескольких нарушений происходит разрастание внутренней и промежуточных зон и вместо обычных 15 сантиметров мощность внутренней зоны может достигать 1,5—2 *м*, а мощность промежуточной зоны соответственно — 30—50 *м* (обычно 15—25 *м*). Мощность внутренней зоны в одних и тех же породах бывает больше в лежачем боку и меньше в висячем.

Вблизи мелких нарушений и тонких трещин происходит сужение внутренней зоны до долей сантиметров и соответственно уменьшение промежуточной зоны до 0,5 *м* и менее.

С глубиной не происходит резкого изменения в мощности метасоматических зон. Однако при изменении мощности нарушения происходит соответственное изменение в мощности внутренней и промежуточных зон, но наблюдать их полное выклинивание в интервалах глубин, вскрытых скважинами, не удалось.

Значительное влияние на мощность метасоматических зон оказывают также физико-механические свойства исходных пород: в породах, обладающих большей эффективной пористостью (в кварцевых порфирах и сферолит-порфирах), мощность метасоматических зон больше, чем в породах с меньшей эффективной пористостью (фельзитах и андезито-дацитовых порфиритах).

Механизм образования каждой из зон обусловливался, с одной стороны, выщелачиванием вмещающих пород, с другой — отложением выщелоченных и привнесенных элементов. Парагенезисы процесса выщелачивания представлены в соответствующих метасоматических колонках (табл. 1 и 2). В процессе отложения формируются прожилки, характерные для каждой из отмеченных зон. Так, для внешней зоны характерны прожилки кварца, кальцита, адуляра (иногда адуляр отсутствует и в таких случаях получают развитие прожилки серицита), для промежуточной зоны — прожилки кварца, карбоната и рипидолита, для внутренней — кварца, серицита, рипидолита или шамозита, олигонита, барита.

Минеральный состав метасоматической колонки и прожилков отложения промежуточной и внешней зон на разных гипсометрических уровнях остается постоянным (в одних и тех же породах). Во внутренней зоне парагенезисы метасоматической колонки остаются неизмененными, а прожилки отложения меняют свой состав. На верхних горизонтах получают развитие преимущественно барит-сульфидные прожилки, на промежуточных горизонтах — карбонат-сульфидные и на нижних горизонтах — кварц-сульфидные. Происходит также резкое увеличение количества шамозита с глубиной, который, встречаясь преимущественно в прожилках отложения, захватывает также в незначительной степени и основную массу породы.

Таким образом, внутренняя зона березитов обладает вертикальной зональностью.

На основании анализа парагенезисов минералов и произведенного расчета баланса выноса и привноса вещества устанавливается, что при березитизации происходит выщелачивание из вмещающих пород элементов в следующей последовательности: Na, Ca, K, Ba, Sr, Mg, $Fe^{\cdots}$ и Si и незначительное увеличение содержания $Fe^{\cdot\cdot}$ и Al во внутренней зоне. Такое поведение элементов является характерным для стадии кислотного выщелачивания (Коржинский, 1953).

Парагенетические ассоциации и вертикальная зональность в рудных телах месторождения

Минеральный состав руд Замбаракского месторождения характеризуется преобладанием галенита, сфалерита и пирита. В небольшом количестве присутствуют блеклые руды, халькопирит и сульфосоли серебра. Главными жильными минералами являются кварц, карбонат и барит, в подчиненном количестве развита гидрослюда и хлориты (рипидолит и шамозит). В рудах выделены три ведущие парагенетические ассоциации: кварцево-сульфидная, карбонат-сульфидная и барит-сульфидная (табл. 3, рис. 1).

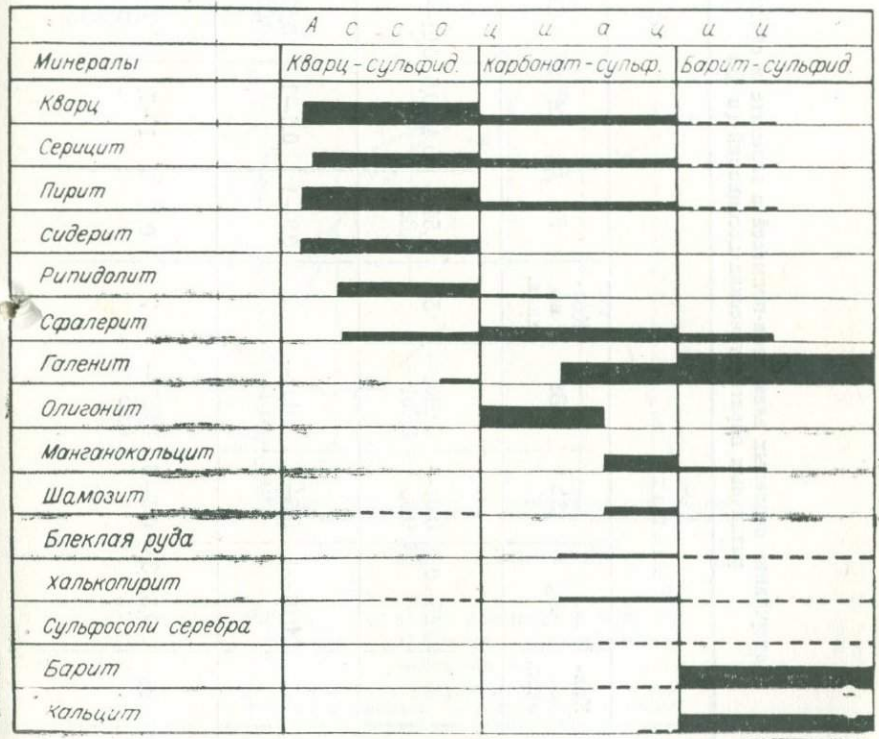


Рис. 1. Схема последовательности образования минералов руд Замбаракского месторождения

На наиболее глубоких горизонтах рудных тел (глубина 500—300 *м*) развита кварцево-сульфидная ассоциация. В интервалах подсечения рудных тел на уровне 300—200 *м* преобладает карбонат-сульфидная ассоциация и почти исчезает кварц-сульфидная. В верхних подсечениях рудных тел преобладает барит-сульфидная ассоциация при подчиненной роли

Таблица 3

Содержание основных элементов-примесей в галените и сфалерите различных парагенетических ассоциаций (в %)

Минеральные парагенетические ассоциации	Галенит				Сфалерит						
	Кол-во анал.	Ag	Sb	Bi	Кол-во анал.	Fe	Cd	Cu	Sb	Ag	In
Кварцево-сульфидная	8	0,05—0,1	0,01—0,05	0,0001—0,001	5	1,54—3,35	0,4—0,6	0,01—0,09	—	—	0,001 или отсутствует
Карбонат-сульфидная	17	0,01—1	0,5—3	0,001—0,01	12	0,8—1	0,6—1	0,03—0,005	0,01—0,08	0,01—0,03	—
Барит-сульфидная . . .	18	0,5—3	0,5—3	0,001—0,05	7	0,4	1—3	—	0,5—0,08 или отсутствует	0,03 или отсутствует	—

карбонат-сульфидной. Переход одной ассоциации в другую происходит постепенно — путем увеличения количественного соотношения ведущих жильных и рудных минералов (см. рис. 1, 3).

Наряду с постепенным изменением количественного соотношения ведущих жильных и рудных минералов происходит постепенное изменение их качественного состава. Так, для кварц-сульфидной ассоциации характерен железистый карбонат-сидерит ($FeCO_3$). В карбонат-сульфидной ассоциации на смену сидериту приходит манганосидерит (олигонит) — (Mn, Fe)CO_3, в этой же ассоциации появляется манганокальцит — (Mn, Ca)CO_3. В барит-сульфидной ассоциации исчезает олигонит, сохраняется манганокальцит и преобладающим является кальцит — $CaCO_3$.

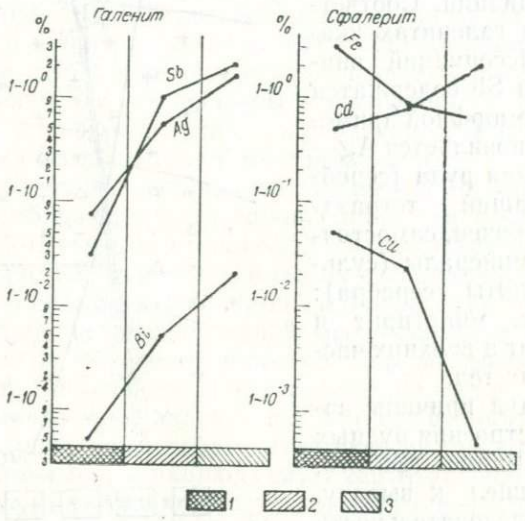


Рис. 2. Содержание примесей в галените и сфалерите различных парагенетических ассоциаций:

1 — кварцево-сульфидная ассоциация; *2* — карбонатно-сульфидная ассоциация; *3* — барит-сульфидная ассоциация

Таким образом, в карбонатах более слабые основания заменяются более сильными, судя по величине электроотрицательности их катионов: Fe^{+2} — 1,65, Mn^{+2} — 1,4, Ca^{+2} — 1,0 (Green, 1953). Это, в свою очередь, свидетельствует о возрастании щелочности процесса в период отложения сульфидных руд.

Изменение состава растворов во времени отражается также и на составе рудных компонентов (рис. 2). В сфалеритах происходит постепенное уменьшение количества Fe, исчезновение

Cu и Zn и увеличение содержания Cd, в галенитах — увеличение содержания Ag и Sb.

Подобное поведение элементов обусловливает последовательную смену железистых сфалеритов в кварцево-сульфидной ассоциации зональными сфалеритами в карбонат-сульфидной ассоциации, а затем светлыми клейофанами — менее железистыми и более кадмиеносными в барит-сульфидной ассоциации. Соответственно в галенитах указанных ассоциаций вначале Ag и Sb содержатся в виде изоморфной примеси, затем появляется Ag—Sb—блеклая руда (серебросодержащий тетраэдрит) и, наконец, самостоятельные минералы (сульфоантимониты серебра): полибазит, миаргирит и пираргирит в верхних частях рудных тел.

Исследуя причины зонального строения рудных тел, Х. Барнс (Barnes, 1962) пришел к выводу, что последовательность отложения сульфидов зависит от устойчивости их металлов в комплексных соединениях единого анионного типа. На основании термодинамических расчетов Х. Барнс приводит следующий ряд устойчивости двухвалентных металлов в аналогичных комплексах.

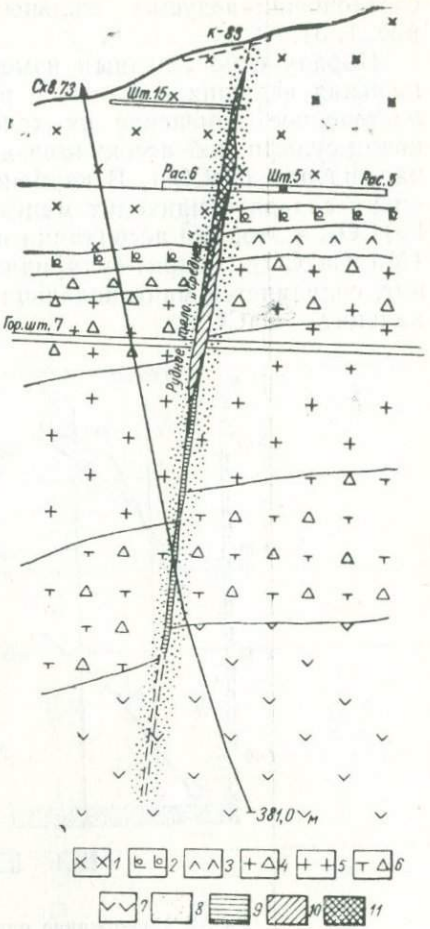


Рис. 3. Схематический разрез вертикальной зональности рудных тел:

1 — кварцевые фельзит-порфиры; *2* — флюидальные кварцевые сферолит-порфиры; *3* — светло-серые туфы; *4* — сиреневые туфолавы кварцевых порфиров; *5* — кварцевые порфиры и кварцевые фельзит-порфиры; *6* — туфы с прослоями туфобрекчий; *7* — дацитовые порфиры; *8* — березитизация и березиты; *9* — кварцево-сульфидная ассоциация; *10* — карбонат-сульфидная ассоциация; *11* — барит-сульфидная ассоциация

Металл	Hg	Cd	Pb	Cu	Zn	Sn	Ni	Fe	Co	Mn
Фактор устойчивости	227	156	154	134	132	126	83	82	81	78

Порядок отложения сульфидов в рудах Замбаракского месторождения соответствует ряду Барнса. Наименее устойчивым является комплекс железа, что приводит к выпадению первым пирита. Далее выпадает сфалерит, причем весьма характерно обогащение раннего сфалерита железом. Затем следует халькопирит и блеклая руда. Одним из последних рудных минералов отлагается галенит. Кадмий обогащает наиболее поздние выделения сфалерита—клейофана, что находится в полной зависимости от положения кадмия в указанном ряду.

Установленная на основании петрографо-минералогических исследований последовательность хода процесса минералообразования (см. рис. 1) была подтверждена также данными температур декрепитации главных жильных минералов (Лурье, Дмитрик, 1966). Эти результаты показывают падение температуры декрепитации минералов в порядке их образования: кварц (290—265°), манганосидерит (олигонит) (260—250°), манганокальцит и кальцит (240—230°), барит (240—210°). В то же время для каждого из названных минералов отмечается увеличение температуры декрепитации с глубиной, что отражает в какой-то мере проявление температурной зональности руд Замбаракского месторождения.

Структурные исследования, проведенные И. К. Брагиным (1964) на Замбаракском месторождении, свидетельствуют о локализации отмеченных ассоциаций в одних и тех же структурах и об отсутствии пересечений одних ассоциаций другими. Локализация отмеченных ассоциаций в одних и тех же структурах, отсутствие наложений одной ассоциации на другую, постепенная смена количественного состава жильных и рудных минералов, постепенное качественное изменение состава жильных и рудных минералов — все эти особенности позволяют относить описанные парагенетические ассоциации к одной стадии отложения, а наблюдаемую вертикальную зональность рудных тел Замбаракского месторождения — к типу фациальной зональности, по В. И. Смирнову (1960), или зональности отложения, по Ю. А. Билибину (1951).

О поведении некоторых элементов в процессе метасоматоза вмещающих пород и отложения руд (зональность первичных ореолов)

Особенности поведения элементов в процессе метасоматоза и рудоотложения позволяют выделить среди них две группы элементов. Первую группу химических элементов, содержание которых закономерно убывает при приближении к рудному телу, и вторую группу, содержание которых увеличивается по мере приближения к нему. К первой группе относится барий и стронций, поведение которых аналогично поведению петрогенных элементов K, Na, Ca и др. Ко второй группе относятся

рудные элементы Pb, Zn, Cu и др. Рассмотрим поведение бария и стронция. Средние фоновые содержания бария во вмещающих слабоизмененных породах внешней зоны изменений соответствуют 0,3% (рис. 4). В промежуточной зоне измененных пород происходит резкое выщелачивание бария и стронция и падение содержания бария до 0,05% и менее. Во внутренней зоне полностью измененных пород — в зоне березитов — содержание бария падает до 0,008% и менее. Благодаря геохимической близости бария со стронцием (Ri Sr — 1,27 Å, Ri Ba — 1,43 Å) отмечается корреляция содержаний бария и стронция (рис. 4) в породах Замбаракского рудного поля.

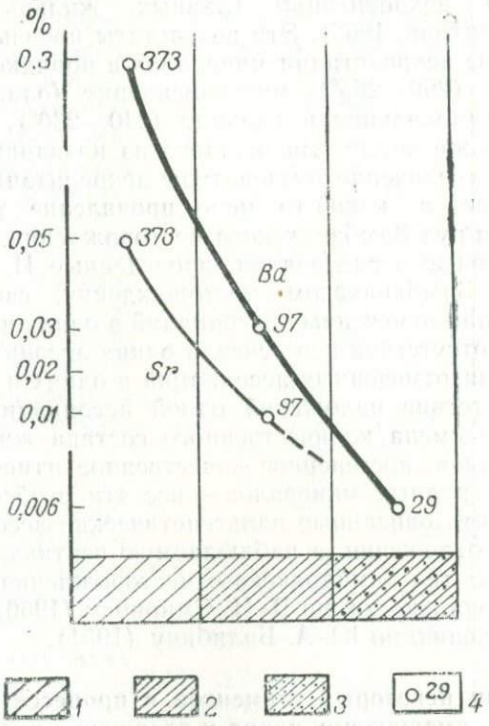


Рис. 4. График изменения содержаний бария и стронция в процессе метасоматоза:

1 — внешняя зона слабоизмененных пород; *2* — промежуточная зона измененных пород; *3* — внутренняя зона интенсивно измененных пород; *4* — количество анализов

Известно, что присутствие бария и стронция в минералах изверженных пород обусловлено изоморфным замещением калия барием и стронцием (Ri Ba — 1,43 Å, Ri Sr — 1,27 Å, Ri K — 1,33 Å), причем наибольшие концентрации бария и стронция

находятся в калиевых полевых шпатах (Goldschmidt, 1954). Среднее содержание бария в калиевом полевом шпате кислых эффузивных пород Замбаракского месторождения равно 0,8%. В зонах околотрещинного метасоматоза (промежуточная и внутренняя зоны) при разрушении калиевого полевого шпата происходит резкое обеднение пород барием и стронцием. Уменьшение содержания бария и стронция особенно характерно для измененных пород глубоких горизонтов рудных тел. На верхних горизонтах в измененных породах на фоне низких содержаний бария и стронция встречаются отдельные пробы, в которых количество бария превышает 7—8%. Наряду с барием в таких пробах в повышенных количествах встречается стронций. Локальное повышение содержаний бария и стронция обусловлено присутствием их в составе стронцийсодержащего барита.

Произведенный расчет выноса—привноса бария показал, что $^2/_3$ выщелоченного из пород бария осаждается в виде барита, а $^1/_3$ выносится за пределы рудного поля. Поскольку барит является одним из ведущих жильных минералов, сопутствующих свинцово-цинковому оруденению, образование его за счет бария и стронция вмещающих пород согласуется с представлением о связи метасоматического процесса и рудообразования на Замбаракском месторождении (Лурье, 1963).

Другая картина миграции свинца и цинка, поведение которых в процессе метасоматоза и рудоотложения на Замбаракском месторождении совпадает (рис. 5). Во внешней зоне слабоизмененных пород содержание свинца колеблется от 0,001 до 0,003% (безрудная минерализация) * и реже составляет 0,003—0,01% (рассеянная минерализация). В промежуточной зоне измененных пород для свинца и цинка преобладающей является рассеянная минерализация с коэффициентом рассеяния, колеблющимся от 45 до 90%. Отмечается также безрудная минерализация, коэффициент безрудности достигает 38,7%. Обогащенная минерализация носит явно подчиненный характер (коэффициент обогащения не превышает 17%). Во внутренней зоне интенсивно измененных пород для свинца и цинка преобладает рудная и обогащенная минерализация (содержание Pb свыше 0,3%), причем максимального значения достигает обогащенная минерализация, коэффициент которой достигает 76,9%.

Таким образом, на месторождении отмечаются два типа первичных ореолов: а) ореолы выщелачивания и б) ореолы рассеяния. Ореолы выщелачивания образуют барий и строн-

---

* Степень минерализации и соответствующие коэффициенты минерализации приняты нами по И. И. Гинзбургу (1957). Коэффициент минерализации равен проценту проб с определенной минерализацией, взятому от общего числа проанализированных проб.

ций и петрогенные элементы Na, Ca, K и др., ореолы рассеяния — свинец, цинк и медь. Ореолы рассеяния и выщелачивания имеют зональное строение, границы зон грубо совпадают с метасоматическими зонами околорудноизмененных пород.

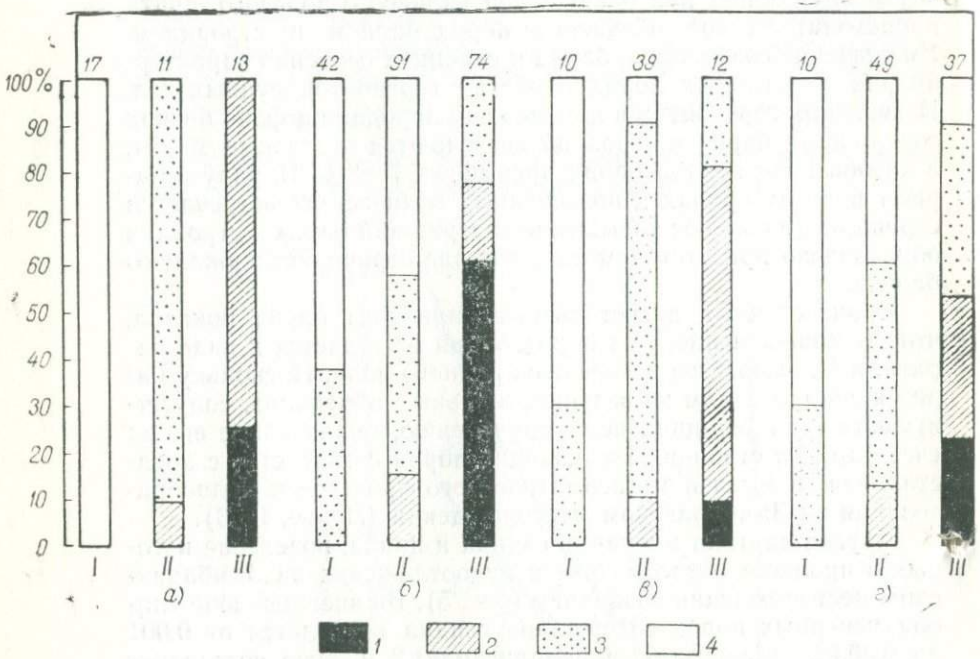


Рис. 5. График соотношения коэффициентов минерализации свинца в зонах измененных пород различного состава:

а — андезито-дацитовые порфириты; б — кварцевые порфиры и фельзит-порфиры; *в* — сферолит-порфиры; *г* — пирокласты кислого состава; *1* — коэффициент рудоносности; *2* — коэффициент обогащения; *3* — коэффициент рассеяния; *4* — количество анализов; *I* — внешняя зона слабоизмененных пород; *II* — промежуточная зона измененных пород; *III* — внутренняя зона интенсивно измененных пород

Соотношение процесса березитизации и отложения руд на Замбаракском месторождении

Элементы, выщелоченные из вмещающих пород, можно разделить на осажденные на месте и перемещенные в сторону внутренней зоны метасоматитов. Последние могут входить в состав жильных минералов (K — в сериците, Ba и Sr — в барите, Ca и Fe — в карбонате, Si — в кварце). Значительная часть указанных элементов выносится за пределы рудного поля. Растворы, вызвавшие изменения вмещающих пород, содержали также свинец, цинк, медь, серу и другие компоненты. В начале метасоматического процесса привнос этих компонентов был незначительным и выражался в образовании рассеянной и значи-

тельно реже обогащенной минерализации во внешней и промежуточной зонах. Основная масса рудных компонентов отлагалась в конечную стадию процесса, одновременно с осаждением перемещенных компонентов во внутренней зоне березитов с образованием вкрапленных, прожилково-вкрапленных и прожилковых свинцово-цинковых руд.

Связь процессов выщелачивания (околорудные изменения) и осаждения (образование рудных тел), т. е. сопряженность процессов, подтверждается следующими данными:

1. Тесной пространственной связью оруденения с околорудноизмененными породами. Каждое самое незначительное рудное тело повсеместно сопровождается ореолом метасоматически измененных пород, а сама руда представляет внутреннюю зону этого ореола — оруденелый березит.

2. Отсутствием геологических данных, свидетельствующих о резком временном разрыве между измененными породами и рудами.

3. Составом жильных минералов рудных прожилков, в которые входят элементы, выщелоченные из вмещающих пород.

4. Закономерным распределением ореолов рассеяния рудных элементов, которые грубо совпадают с метасоматическими зонами околорудноизмененных пород.

А. И. Ежов

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Изученный район входит в состав выделенного С. С. Смирновым золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья. Штокверковое месторождение расположено среди гранитоидов различного возраста, с которыми связаны разнообразные дайки и эффузивы кислого и основного состава. По существующим классификациям месторождение нами отнесено к типу медно-молибденовых. Оно возникло при формировании вулкано-плутонического комплекса позднемезозойского возраста.

В геологической истории месторождения мы различаем два этапа: магматический и послемагматический, а также несколько стадий гидротермальной деятельности, отличных как по термодинамическим условиям, так и по типам изменения вмещающих пород и ассоциаций рудных минералов (рис. 1).

Магматический этап — I стадия. До формирования вулкано-плутонических пород имела место гидротермальная деятельность, в результате которой были образованы кварцевые

Этапы	Магматический			Послемагматический									
Стадии	I стадия молибденитовая		Образование риолитов, гранит-порфиров, субщелочных гранитов, диоритовых порфиритов, лам-профиров, базальтов Mz_2	II стадия шеелит-молибденитовая		III стадия молибденит-пирит-халькопиритовая		IV стадия виккитовая		V стадия карбонатная	
Основные процессы и их характеристика	Выщелачивание	Осаждение		Выщелачивание	Осаждение	Выщелачивание	Осаждение	Выщелачивание	Осаждение	Выщелачивание	Осаждение
	Окварцевание гранитоидов Mz_1	Кварцевые прожилки с молибденитом		Площадная калишпатизация гранитоидов Mz_1	Прожилки кварца, к.п.ш. с шеелитом, молибденитом, халькопиритом	Площадное окварцевание, серицитизация пород Mz_1 и Mz_2	Прожилки кварца с сульфидами Mo, Cu, Pb, Zn, Fe	Окварцевание вдоль мощных зон	Аргиллизация вдоль зон нарушений	Окварцевание вдоль трещин	Карбонатные прожилки
Характерные минералы	Кварц, молибденит, серицит, хлорит, карбонат, альбит			Кварц, молибденит, санидин, шеелит, микроклин, биотит, сидерит, кальцит, турмалин		Кварц, молибденит, пирит, халькопирит, серицит, хлорит, турмалин, ставролит		Кварц, диккит, монтмориллонит, гидрослюды, альбит, карбонаты		Халцедон, кальцит, воломит, цеолит	
Типы брекчий	Тектонические		Эруптивные; магматические	Тектонические		Тектонические		Тектонические		Тектонические	
Температура гидротермальных процессов $T, °C$	600										
	500										
	400										
	300										
	200										
	100										
Время											

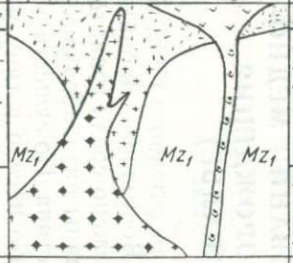


Рис. 1. Схема последовательности формирования месторождения

прожилки с молибденитом. Это доказывается фактами пересечения прожилков дайками гранит-порфиров и диоритовых порфиров, которые также содержат обломки рудного кварца и ксенолиты окварцованных гранитов с прожилками кварца и молибдена. По данным А. В. Пизнюра, этот процесс происходил в интервале 360—400° С (по гомогенизации газово-жидких включений).

Раньше мы считали это оруденение связанным с деятельностью более древних гранитоидов. Однако многочисленные работы в районе не подтверждают связи молибденовой минерализации с раннемезозойскими гранитами. Кроме того, Ю. А. Казаченко (1964) установлено, что на многих месторождениях Забайкалья содержание рения в молибденитах закономерно уменьшается, а количество селена, напротив, увеличивается на поздних стадиях гидротермального процесса. Для данного месторождения в молибденитах, образованных до гранит-порфиров, Ю. А. Казаченко определены самые высокие содержания рения.

Мы считаем, что на фронте внедрявшейся магмы продвигались гидротермальные растворы (фронт гидротерм), которые производили выщелачивание вмещающих гранитоидов с их окварцеванием и отложением молибденита. Формирование трещин было связано, скорее всего, с напором поднимавшейся магмы.

Опыты Горансона (1938) по изучению вязкости искусственных расплавов показали повышенную вязкость кислых расплавов. При этом вязкость магмы возрастает с повышением давления, что определяет характер и формы ее интрузии. Горансон показал также, что присутствие растворенных газов существенно понижает вязкость расплава.

На изученном месторождении кислая магма местами выполнила миллиметровые прожилки. Такая низкая вязкость кислой магмы возможна только при пересыщении ее летучими. Об этом говорит также большое количество газово-жидких включений в минералах.

Материалы С. И. Набоко (1963), А. Ритмана (1964) по современному вулканизму указывают, что активизация гидротермальной деятельности предшествует подъему магмы любого состава. На первичную кислотность гидротерм, связанных с кристаллизацией гранитной магмы, указывают наблюдения С. И. Набоко в вулканических областях, где гидротермы обогащаются кислотными компонентами (CO_2, HCl, H_2S и др.).

После гидротермальной деятельности I стадии происходило формирование вулкано-плутонических пород. В процессе внедрения магмы кислого и основного состава часть ее изливалась на поверхность с образованием покровов эффузивов. Напор магмы приводил к интенсивному дроблению пород и кварцевых жил I стадии, которые попадали в магму в виде обломков,

имеющих округлые оплавленные очертания. Внедрение магмы изменило общий план деформации рудного поля и предопределило пространственное размещение последующих рудоносных жил и прожилков. Локализация рудных тел происходила в лежачих зальбандах плотных эффузивов и дайковых тел. Значительно уменьшилась общая трещиноватость пород. Так, в различных гранитах рудного поля удельное растяжение приблизительно одинаково и составляет 15,2—15,5 *мм/п. м.** Если в гранитах встречаются тела гранит-порфиров, то эта величина уменьшается до 2 *мм/п. м.*

Послемагматический этап. II стадия гидротермального процесса. Непрекращающееся отделение летучих компонентов, а также заполнение главных путей движения гидротерм магмой привели к накоплению газов, которые в результате взрывов прорывались на поверхность в экзоконтактах субщелочных гранитоидов, форма и пространственное размещение которых являются решающим фактором в размещении оруденения. Наши работы показали, что практически все рудные прожилки локализуются около тел вулкано-плутонических пород в различного типа брекчиях. На возможность прорывов газов на месторождении впервые указал В. Т. Покалов (1964). Доказательством взрывного происхождения брекчий является отсутствие глинок трения и разная ориентировка угловатых и округлых обломков. Эруптивные брекчии прослежены на глубину до 600 *м*, что позволяет в некоторой степени судить о грандиозности происходивших явлений.

Перепад давления при прорывах газов привел к резкому ощелачиванию растворов и мощному процессу калишпатизации вмещающих пород с образованием сферолитов молибденита. Подобное явление объясняется тем, что при кипении сложных растворов летучая фаза обогащается кислотными компонентами, что приводит к накоплению щелочей в растворах. Природные факты таких явлений изучены С. И. Набоко для Камчатки. Возможность минералообразования из газообразной среды без предварительной ее конденсации в водно-жидкую фазу экспериментально доказано работами Л. Н. Овчинникова и В. Г. Максенкова (1961, 1963).

Для этой стадии установлено несколько особенностей.

1. Калиевый полевой шпат начальных периодов процесса калишпатизации под микроскопом практически одноосный. Замеры углов оптических осей дают значения от 20 до 46°. Рентгеноструктурные анализы указывают на низкую степень триклинности минерала, а дебаеграммы близки данным для барбиерита (по справочнику В. И. Михеева, 1957). Химическим

* Удельное растяжение $=R/l$, где l — длина интервала горной выработки, в *п. м.*, а R — суммарное растяжение (мощность прожилков), в *мм*. Определялось М. В. Смирновым.

анализом в минерале установлено повышенное содержание Na_2O (2,62—2,98%), хотя его индивиды обычно прозрачны и не имеют пертитовых вростков. Состав минерала: An — 3,06%, Ab — 26,46%, Or — 70,48%. Ориентировка индикатрисы этого минерала отвечает моноклинной сингонии (Np : 1 (100) = = 3—9°; Nm : 1 (010) = 0°). По константам этот полевой шпат можно отнести к санидину. А. В. Пизнюр методом гомогенизации газово-жидких включений получил высокие значения температур формирования минерала — более 550° С, что также подтверждает возможность его отнесения к санидинам. Спектральным анализом в санидинах установлены Be, Nb, W, Ga, Cr, Li, которых нет в других полевых шпатах на месторождении.

2. С этой стадией связано образование крупночешуйчатого молибденита, который образует сферолиты (розетки). Молибденит формировался несколько позднее санидина и ассоциирует с кварцем. Аналогичные сферолиты молибденита в калишпатизированных породах изучались В. Т. Покаловым для Сорского месторождения, где установлено, что температуры образования молибденитов были больше 475°.

3. Обломки гранитов в брекчиях замещаются полевым шпатом только по узкой периферической зоне, местами в брекчиях наблюдается подобие крустификационных текстур: обломки цементируются полевым шпатом, который как бы нарастает на их поверхность. Узость зон измененных пород в обломках может указывать на непродолжительность процесса.

4. По данным химических анализов калишпатизация приводит к привносу K_2O и выносу Na_2O, SiO_2. В сильно измененных породах отмечается также увеличение содержания Al_2O_3 и CaO. Повышенное содержание последнего связано с наличием в породах карбонатов (см. таблицу).

5. После интенсивного щелочного метасоматоза происходило отложение выщелоченных оснований в прожилках, в составе которых отмечаются кварц, биотит, турмалин, микроклин, альбит, молибденит, халькопирит.

6. Для начала этой стадии характерно образование вкрапленного оруденения, которое позднее сменялось развитием рудных прожилков различной мощности. С этой стадией связано образование главной массы молибденита на месторождении.

Несмотря на быстрое течение процесса калишпатизации (санидинизации), площадь измененных им пород все же значительная. Это, скорее всего, объясняется прорывом газов на поверхность одновременно в нескольких местах, большой силой взрыва, а также реакционной способностью вмещающих пород (щелочные растворы интенсивнее реагируют с кислыми породами).

Перегрев гидротерм до температур 550° возможен только в закрытых участках, что, вероятно, связано с заполнением

трещин магмой. Однако закрытые системы существовали недолго и последующие тектонические движения привели к резкому перепаду давления и понижению температуры гидротермальных процессов.

Изменение химического состава гранитов при калишпатизации

Породы	Окислы, в %					
	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	MgO
Крупнозернистый гранит	71,04	15,82	3,84	3,82	1,95	0,80
Калишпатизированный гранит	68,40	15,85	6,00	2,00	1,84	1,80
То же	67,20	17,08	8,47	2,66	0,22	0,08
Калишпатовый метасоматит	59,36	18,20	12,91	0,71	3,20	1,08

III стадия гидротермального процесса началась также с сильного дробления пород и интенсивного выщелачивания ранее образованных минералов кислыми растворами, что привело к окварцеванию пород, вплоть до возникновения мономинеральных кварцитов (с примесью ставролита). В ходе реакций растворы становились нейтральными или даже слабо щелочными. Об этом можно судить по широко развитым процессам серицитизации и слюдизации пород, сопровождаемым образованием сульфидов меди и, реже, свинца, цинка и железа.

Тектонические подвижки в эту стадию привели к некоторому изменению плана деформации рудного поля и к частичному разобщению полей концентрации молибдена и меди.

Повышенная кислотность растворов стадии III объясняется в свете экспериментальных данных. Установлено, что при охлаждении и уплотнении растворов повышается их кислотность, так как коэффициенты активности кислот в жидком растворе выше, чем в газовой среде (Коржинский, 1963). Кроме того, большое значение имеют тектонические подвижки, которые меняют характер растворов. Так, в работах А. А. Беуса (1963) отмечается, что резкое уменьшение давления в системе приводит к увеличению кислотности растворов.

Если для II стадии характерна четкая приуроченность ореолов измененных пород к экзоконтактам гранит-порфиров и апикальным частям тел субщелочных гранитов, которые в общем имеют изометричную форму, то для III стадии характерно изменение пород вдоль тектонических зон нарушений (в основном с.-з. направления).

IV стадия протекала после тектонических подвижек. В начале стадии снова имело место выщелачивание кислыми растворами компонентов пород (их окварцевание) на значитель-

ных площадях. Затем образовывались мощные зоны аргиллизации с отложением глинистых минералов (главным образом диккита и реже монтмориллонита и каолинита) совместно с гидрослюдами, кварцем и небольшим количеством альбита.

V стадия опять приводила к частичному выщелачиванию — к окварцеванию пород после интенсивного их дробления. Позднее отлагались различные карбонаты и цеолиты. Эта стадия, как и предыдущая, является безрудной.

Таким образом, для месторождения устанавливается многостадийность гидротермальных процессов, с повторением в каждой стадии начальных периодов выщелачивания, а затем отложения выщелоченных компонентов при изменении кислотности растворов.

При процессах выщелачивания формировались в основном мономинеральные породы, а при процессах отложения — полиминеральные. Неоднократно повторявшиеся процессы выщелачивания и отложения обусловили возникновение нескольких генераций молибденитов, пиритов, халькопиритов, полевых шпатов, слюд, турмалинов, карбонатов. На ход гидротермальных процессов влияли тектонические подвижки, различно проявленные в отдельных участках в зависимости от физико-механических свойств пород.

Для месторождения установлена вертикальная и горизонтальная зональность, которая проявилась в развитии высокотемпературной ассоциации минералов в центре рудного поля и которая на глубину и по краям сменяется более низкотемпературными ассоциациями. Эта зональность (рис. 2) нашла четкое выражение в характере распределения типов руд. Подобная зональность вообще типична для молибденовых месторождений (Хрущов, 1959; Чухров, 1960; Покалов, 1964).

На изученном месторождении в соответствии с типами руд меняется морфология и размер молибденитов: сферолиты крупных чешуй молибденита развиты во вкрапленных рудах и встречаются, главным образом, в калишпатизированных породах; для прожилковых руд характерен мелкочешуйчатый и тонкодисперсный молибденит.

Изучение глубоких горизонтов показывает, что калишпатизация на глубинах около 600 *м* сменяется интенсивно альбитизированными породами (альбититами), которые выше по разрезу встречаются крайне редко и только вдоль узких зон. Альбит замещает калиевый полевой шпат. Интересно, что эруптивные брекчии также расположены до этой глубины.

Устанавливаются отличия в формировании молибденитовой и пирит-халькопиритовой минерализации, которые подтверждаются разным временем образования характерных минеральных ассоциаций, иным структурным планом деформации рудного поля в процессе отложения минералов, а также разными околорудными изменениями. Проведенные работы по определе-

нию удельного растяжения различных пород резко отличны для участков развития разной минерализации. Для молибденитовых участков оно равно в крупнозернистых гранитах 15,5 *мм/п. м.*, в мелкозернистых гранитах — 7,1 *мм/п. м.*; в гранит-порфирах — 0. Для участков пирит-халькопиритовой минерализации удельное растяжение практически одинаково во всех породах и для соответствующих типов составляет 1,6; 1,5 и 1,2 *мм/п. м.* Это указывает на то, что только к моменту начала III стадии гидротермального процесса произошло полное

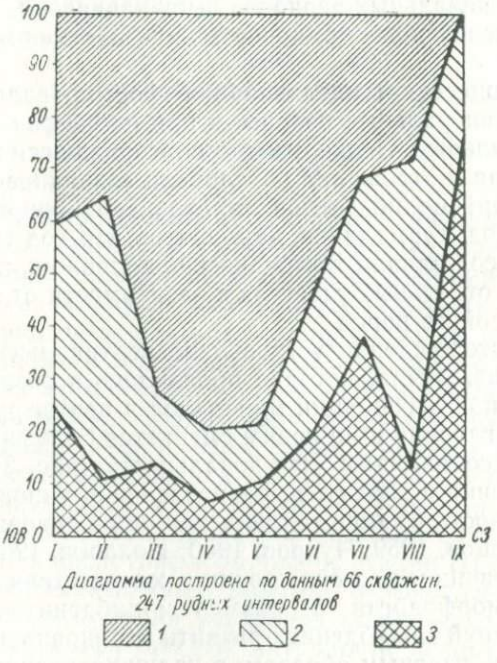


Рис. 2. Характер распределения вкрапленных, прожилково-вкрапленных и прожилковых руд:

1 — руды вкрапленные; *2* — руды прожилково-вкрапленные; *3* — руды прожилковые; *I—X* — разрезы

становление всех магматических пород и участок рудного поля представлял механически единый (изотропный) блок, который, несмотря на различное геологическое строение, одинаково реагировал на механические деформации. Почти полное отсутствие молибденита в породах вулкано-плутонического комплекса, возможно, указывает на их пластичность в момент формирования молибденитовой минерализации, что определило локализацию последнего во вмещающих хрупких породах раннемезозойского возраста.

Резюмируя изложенное, отметим, что имеется много фактов, указывающих на сходство процессов формирования месторождения с процессами, происходящими в областях современного вулканизма. В этих областях установлена закономерная связь наибольшей рудоносности с вулканическими постройками с высокой степенью дифференцированности последовательно внедрявшихся магматических масс с магматическими образованиями субщелочного или щелочного состава (Котляр и др., 1963). Все эти особенности установлены нами на изученном месторождении.

Ш. Н. Кац

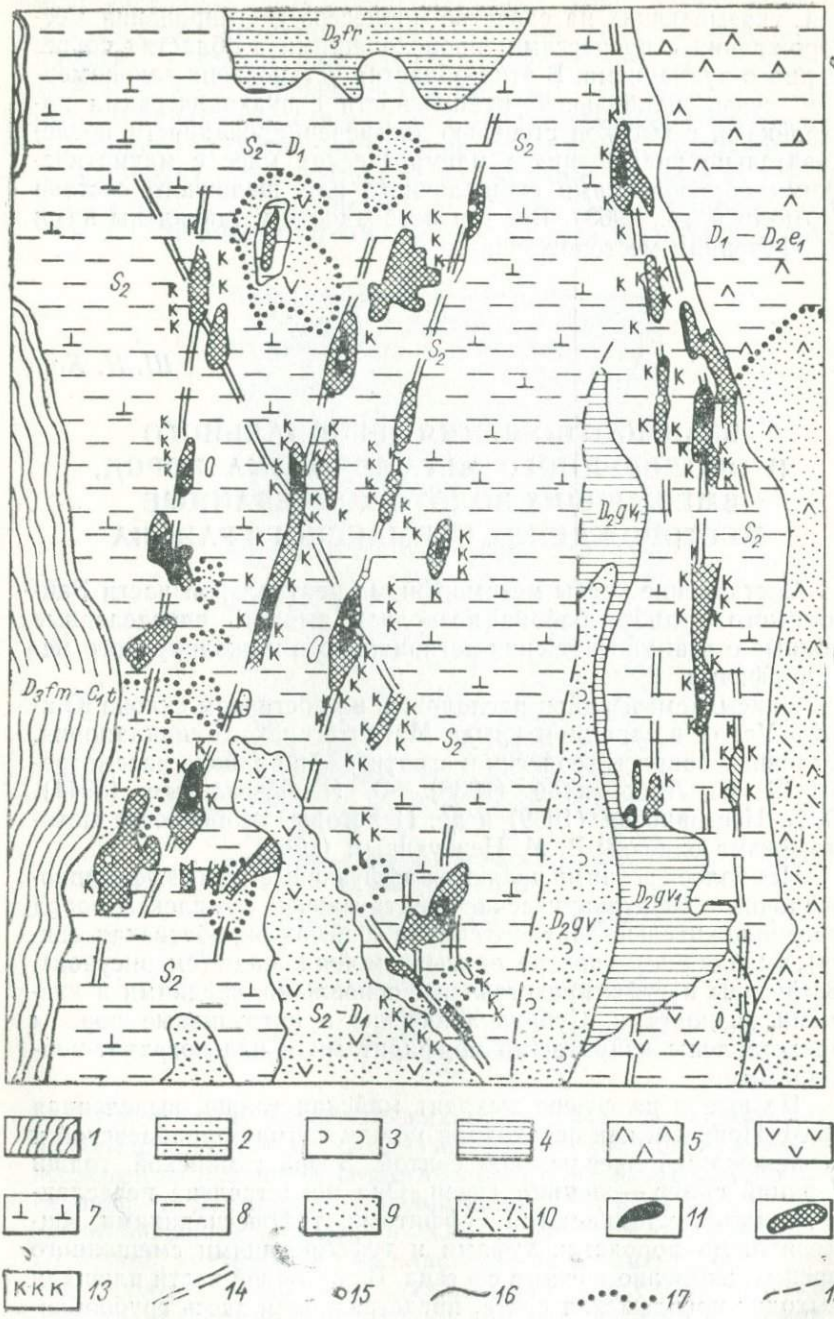
ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО И ОКОЛОРУДНОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ ЗОЛОТО-КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАЙМАКСКОГО РАЙОНА

Составление карты метаморфизма центральной части Баймакского рудного района позволило выявить определенные данные о взаимоотношении регионального и околорудного метаморфизма.

Описываемый район расположен на восточном склоне Южного Урала в западном крыле Магнитогорского синклинория. Основные вопросы геологии и стратиграфии района рассмотрены Л. С. Либровичем (1936), Ф. И. Ковалевым (1944), О. А. Нестояновой (1959) и др. Некоторые особенности метаморфизма описаны В. М. Нечеухиным (1963).

Наиболее древними являются эффузивные, реже эффузивно-осадочные, субвулканические и интрузивные комплексы пород предположительно верхнего силура (баймак-барибаевская свита), выходящие в центре описываемой площади (см. рисунок). Эффузивы и туфы представлены основными, средними и кислыми разностями. Субвулканические и интрузивные породы представлены кварцевыми порфиритами и плагиогранит-порфирами.

На юге и на севере выходит майская толща, выделенная В. М. Поповым как переходная между баймак-бурибаевской и вышележащей ирендыкской свитой. Возраст майской толщи верхний силур — нижний девон. Она представлена переслаивающимися кремнистыми туффитами, туфопесчаниками, яшмовидными породами, туфами и туфобрекчиями смешанного преимущественно кислого состава. В восточной части площади выходит ирендыкская свита, представленная здесь грубообломочными пирокластами андезитового и андезито-дацитового


D_3fr
S_2-D_1
S_2
$D_1-D_2e_1$
D_2gv_1
D_3fm-C_1t
D_2gv
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

состава. Возраст ее нижний — средний девон. В юго-восточной части выходят среднедевонские красные, зеленые и серые яшмы бугулыгырского горизонта и туфопесчаники, яшмовидные туффиты и туфы полимиктового состава улутауской свиты. Западный контакт среднедевонских отложений — тектонический. Самыми молодыми являются верхнедевонские — нижнекаменноугольные отложения, представленные желтыми, серыми кремнистыми сланцами мукасовского горизонта, на которые согласно налегают граувакковые песчаники, алевриты и глинистые сланцы зилаирской свиты.

Перечисленные породы подвержены региональному зеленокаменному метаморфизму, проявившемуся в образовании следующих метаморфических минералов: альбита, эпидота, клиноцоизита, пумпелиита, хлорита, пренита, незначительного количества кварца, серицита, карбоната, гематита.

Региональный метаморфизм представляет собой в основном изохимические изменения пород, происходящие без существенного привноса и выноса вещества, что доказывается следующими фактами. Наличие и количество каждого из метаморфических минералов всегда зависит от состава первичной породы. Так, например, содержание эпидота или хлорита в диабазовом порфирите обычно составляет 40—50%, а в кварцевом порфирите не превышает 5—8%. При просмотре большого количества шлифов выявляется зависимость размеров и конфигураций выделений вторичных минералов от первичных минералов породы. Так, в порфиритах крупные выделения эпидота, как правило, образуются по крупным фенокристам плагиоклаза, а мелкие выделения эпидота по основной массе. Характерно образование эпидота и пумпелиита в основном в краевых частях фенокристов плагиоклаза. Эти факты показывают, что образование вторичных минералов связано с метаморфическим преобразованием первичных минералов без заметного привноса и выноса вещества. В частности, образование кальцийсодержащих минералов (эпидота, пумпелиита) связано с деанортитизацией плагиоклазов. При этом наблюдается некоторая миграция кальция, магния, железа на небольшие расстоя-

---

Схематическая карта метаморфизма центральной части Баймакского рудного района:

1 — граувакковые песчаники, алевриты, глинистые сланцы D_3ĭm—C_1t — зилаирская свита; *2* — кремнистые сланцы — мукасовский горизонт; *3* — туфопесчаники, туффиты и полимиктовые туфы D_3ĭr — улутауская свита; *4* — кремнистые сланцы и яшмы D_2gv — бугулыгырский горизонт; *5* — пирокласты андезитового и андезито-дацитового состава — D_1—D_2e$_1$ — ирендыкская свита; *6* — туфо-песчаники, яшмовидные породы, туфы и туфобрекчии смешанного состава S_2—D_1 — майская толща; *7* — эффузивно-осадочные, субвулканические и интрузивные комплексы пород S_2 — баймак-бурибаевская свита. Метаморфические фации: *8* — зеленых сланцев; *9* — пумпеллит-пренитовая; *10* — пренитовая субфация; *11* — серицит-кварцевая; *12* — частично серицитизированных пород; *13* — кварц-эпидотовая и кварц-пумпеллитовая; *14* — тектонически ослабленные зоны; *15* — месторождения и рудопроявления; *16* — стратиграфические границы; *17* — границы метаморфических фаций; *18* — линии тектонических контактов

ния, в результате чего разные участки пород обедняются или обогащаются вторичными минералами.

Состав минеральных ассоциаций регионально метаморфизованных пород характеризует условия образования двух метаморфических фаций: зеленых сланцев и пумпелиит-пренитовой. Последняя для Баймакского района была впервые выделена В. М. Нечеухиным (1963). Минеральные ассоциации, характерные для каждой фации, приведены в таблице.

На описываемой площади для комплексов пород разного возраста характерно преобладание фаций регионального метаморфизма. Для комплекса пород баймак-бурибаевской свиты характерна фация зеленых сланцев. Лишь на небольших ее участках развита пумпелиит-пренитовая фация, причем присутствуют только минеральные ассоциации с пумпелиитом. Пренит в породах этого комплекса не встречается.

Для майской толщи характерно развитие пумпелиит-пренитовой фации. Породы этой толщи развиты на юге и на севере и в обоих случаях характер их метаморфизма идентичен.

Для пород ирендыкской свиты характерно развитие обеих фаций с преобладанием пумпелиит-пренитовой, причем в отличие от баймак-бурибаевской свиты здесь широко развит пренит.

Для пород улутауской свиты характерна пумпелиит-пренитовая фация. Для осадочных пород зилаирской свиты характерны только диагенетические изменения. Обломочный материал этой свиты представлен породами нижележащих толщ. Встречаются обломки пород, подверженных как региональному, так и околорудному метаморфизму. Это подтверждает вывод, что возраст обоих типов метаморфизма доверхнедевонский.

В ассоциациях пумпелиит-пренитовой фации в большинстве случаев присутствует эпидот. При этом пумпелиит и пренит всегда нарастают на зерна эпидота, т. е. являются более поздними минералами по сравнению с последним. Эта фация наиболее широко развита в толщах, где преобладают пирокласты и обломочные породы (туфы, туфобрекчии, туфопесчаники). Как известно по работам П. Эскола (1936), Ф. Дж. Тернера (1951), Н. Г. Судовикова (1964), образование фации зеленых сланцев связывается с прогрессивным этапом регионального метаморфизма. В нашем случае пумпелиит-пренитовая фация связана с регрессивным этапом метаморфизма, с циркуляцией поздних метаморфогенных растворов в наиболее проницаемых толщах и участках пород, ранее уже подвергнутых метаморфизму в условиях фации зеленых сланцев.

Рассматривая вопрос об основных агентах регионального метаморфизма, следует обратить внимание на следующие факты. В фации зеленых сланцев не наблюдается зависимости между степенью метаморфизма и степенью проницаемости: туфы

Типы метаморфизма Баймакского рудного района

Характер метаморфизма	Тип метаморфизма	Фации метаморфизма	Субфации метаморфизма	Минеральные ассоциации
Изохимический метаморфизм (без существенного привноса и выноса вещества)	Региональный	Фация зеленых сланцев	Хлоритово-эпидотовая	Хлорит, эпидот, альбит
				Хлорит, клиноцоизит, альбит
				Эпидот, хлорит, альбит, кварц
				Кварц, альбит, эпидот
				Хлорит, альбит, редко биотит
		Пумпелиит-пренитовая	Пумпелиит-хлоритовая	Пумпелиит, хлорит, альбит, эпидот
				Хлорит, пумпелиит, альбит
			Пренитовая	Пренит, пумпелиит, альбит
				Пренит, кварц, хлорит, эпидот
				Пренит, кварц, эпидот
			Нерасчлененные	
Аллохимический метаморфизм (с существенным привносом и выносом вещества)	Локальные околорудные гидротермально-метасоматические изменения, не обнаруживающие непосредственной связи с интузиями	Серицито-кварцевые	—	Кварц, серицит, пирит, редко барит
				Кварц, серицит, хлорит, пирит, халькопирит, сфалерит
		Частично серицитизированные породы	—	Серицит, альбит, эпидот, пирит, халькопирит, кварц
				Серицит, альбит, эпидот, карбонат, хлорит
				Серицит, альбит, хлорит, эпидот, кварц
		Кварц-пумпелиитовая	—	Кварц, пумпелиит, эпидот
				Пумпелиит, кварц, хлорит, серицит
		Кварц-эпидотовая	—	Эпидот, кварц, хлорит, серицит
				Эпидот, кварц, карбонат
	Контактовый метаморфизм	Амфибол-роговиковая	—	Кварц, альбит, роговая обманка, эпидот
				Альбит, актинолит, эпидот, кварц
				Эпидот, альбит, кварц

и субвулканические породы одинакового состава обычно метаморфизованы в одинаковой степени. Не наблюдается также какой-либо пространственной связи между региональным метаморфизмом и региональными разломами. Эти факты не позволяют согласиться с выводом В. М. Нечеухина в упомянутой работе, что главным агентом регионального метаморфизма являлись растворы, источником которых были «... очаги, обусловившие ранее мощные излияния и выбросы вулканического материала». Имеющийся фактический материал подтверждает вывод Н. Г. Судовикова (1964), что «главной причиной регионального метаморфизма следует считать тектонические движения, приводящие в результате развития подвижных поясов к погружению на разную глубину осадочных и вулканических образований». Некоторое влияние на развитие регионального метаморфизма, по-видимому, оказывал магматизм, но этот вопрос еще мало изучен.

Околорудный метаморфизм резко выделяется на фоне регионального метаморфизма. Главными особенностями околорудного метаморфизма являются его аллохимический характер, приуроченность к тектоническим ослабленным зонам и четкая зональность составляющих его фаций. На описываемой площади (см. рисунок) выделяются несколько рудоносных зон, вытягивающихся в субмеридиональном направлении вдоль тектонических нарушений. Рудоносные зоны представлены породами, подверженными околорудному метаморфизму, среди которых залегают все известные месторождения и рудопроявления. Протяженность зон околорудного метаморфизма измеряется десятками километров, их мощность колеблется от десятков метров до 2—3 *км*.

Внутри зон околорудного метаморфизма выделяется ряд фаций. Минеральные ассоциации, характеризующие эти фации, приведены в таблице. Серицито-кварцевая фация обычно занимает срединное положение и приурочена к наиболее тектонически проработанным участкам. Благодаря интенсивной рассланцованности или трещиноватости, именно в эти участки поступает основная масса рудообразующих растворов, содержащих калий, кремнезем и рудные элементы. Регионально метаморфизованные породы подвергаются околорудному метаморфизму, полностью замещаясь серицитом, кварцем, рудными минералами, небольшим количеством хлорита, иногда барита. При этом интенсивность метаморфизма пропорциональна степени рассланцованности или раздробленности породы. В зависимости от последней некоторые участки этой фации полностью перекристаллизованы, в других сохраняется структура первичной породы. Серицит-кварцевая фация на всем своем протяжении содержит рассеянную рудную вкрапленность, однако наибольшие ее концентрации приурочены к границе данной фации с нижеописываемой. Именно к этой границе приурочены

рудные тела всех известных в районе золото-колчеданных месторождений.

Фация частично серицитизированных пород обычно облекает предыдущую и является переходной к регионально метаморфизованным породам. В этой фации серицит, кварц лишь частично замещают минералы, образовавшиеся в процессе регионального метаморфизма — альбит, эпидот, хлорит. Рудные минералы либо отсутствуют, либо встречаются в незначительном количестве. Характерны новообразования карбоната, эпидота, пумпелиита. Фации кварц-пумпелиитовая и кварц-эпидотовая имеют гораздо меньшее площадное распространение, чем вышеописанные, и обычно встречаются в виде отдельных участков, располагающихся на внешней границе фации частично серицитизированных пород. Для этих фаций характерно полное замещение первичных пород кварцем, эпидотом, пумпелиитом, иногда хлоритом. В большинстве случаев не сохраняется даже структура первичной породы.

Происхождение вышеописанной зональности околорудного метаморфизма объяснимо с точки зрения привноса большого количества калия, кремнезема и рудных компонентов. Образование серицито-кварцевых пород центральной зоны сопровождается выносом из нее кальция, магния, железа. Фация частично серицитизированных пород образуется при ограниченном привносе калия и кремнекислоты, рудных компонентов. Эти элементы вместе с кремнеземом в отдельных участках расходуются на формирование кварц-эпидотовых и кварц-пумпелиитовых пород.

Протяженность и мощность зон околорудного метаморфизма зависит от механической (степень тектонической проработки, структуры породы) и химической проницаемости (степень химического антагонизма состава раствора составу породы).

В заключение следует остановиться на взаимоотношениях околорудного метаморфизма с различными комплексами пород и фациями регионального метаморфизма. Зоны околорудного метаморфизма залегают среди комплекса пород баймак-бурибаевской свиты и не встречаются среди ирендыкской свиты, майской толщи и улутауской свиты, хотя две последние, сложенные туфогенно-осадочными породами, особенно благоприятны для замещения рудными растворами.

Среди баймак-бурибаевской свиты зоны околорудного метаморфизма накладываются на фацию зеленых сланцев и очень редко пересекают участки развития пумпелиит-пренитовой фации. В последнем случае серицит сечется столбчатыми кристаллами пумпелиита. Не наблюдается зонального расположения фаций регионального и околорудного метаморфизма, что следовало бы ожидать при наличии генетической связи между обоими типами метаморфизма.

Таким образом:

1. Руды и сопровождающие их зоны околорудного метаморфизма генетически и пространственно связаны с комплексом пород байбак-бурибаевской свиты.

2. Рудообразование и околорудный метаморфизм происходили на последних стадиях прогрессивного этапа регионального метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев.

3. Образование пумпелиит-пренитовой фации связано с поздними метаморфогенными растворами регрессивного этапа регионального метаморфизма и происходило после рудообразования. Метаморфогенные растворы в основном циркулировали в легко проницаемых туфогенно-осадочных толщах. В породах, подвергшихся околорудному метаморфизму, поры и трещины были уже выполнены околорудными вторичными минералами. Циркуляция метаморфогенных растворов была затруднена. Поэтому так редки случаи совмещения минеральных ассоциаций околорудного метаморфизма и пумпелиит-пренитовой фации.

В. А. Ким

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ДЖЕЗКАЗГАН

Основной особенностью месторождений так называемого Джезказганского типа является приуроченность их к слоистым и стратифицированным толщам осадочных пород при послойном развитии медного оруденения.

В месторождениях Джезказганского типа, как и во всех стратиформных месторождениях, обычно находят признаки и осадочного и гидротермального рудообразования. С развитием теории осадочного рудообразования круг относимых к данному типу месторождений, залегающих в осадочных толщах, значительно расширился.

Джезказганское месторождение локализовано в разрезах джезказганской и тастыкудукской свит, представляющих чередование серых, красных песчаников и алевролитов при подчиненном значении конгломератов и кремней.

Пластообразная форма рудных тел, близкосогласное залегание их с напластованием рудовмещающих пород, отсутствие изверженных пород в пределах Джезказганского месторождения — вот те основные факты, на которые опираются представления об его осадочном генезисе.

Большая группа геологов, изучавших Джезказган (И. С. Яговкин, К. И. Сатпаев, Т. А. Сатпаева. С. Ш. Сейфуллин, В. И. Штифанов, Ю. А. Зайцев и многие другие), базируясь на многолетних исследованиях и обобщении фактичес-

кого материала разведки и эксплуатации, устанавливает на Джезказгане, кроме вышеперечисленных фактов, прежде всего исключительную приуроченность оруденения к узлу пересечения широтных и меридиональных разломов, к серии куполовидных складчатых структур, флексурных перегибов и внутрипластовых зон расслаивания пород, к горизонтам среднезернистых серых песчаников, при практической стерильности переслаивающихся с ними горизонтов красноцветных отложений; отсутствие строгой закономерности концентрации оруденения в разрезе одного и того же рудоносного горизонта; наличие секущих рудных тел наряду с согласными; наличие двух фаз эндогенной минерализации, разделенных между собой перерывом и отличающихся составом минеральных парагенезисов, обогащенность зальбанд трещин рудным веществом; зональность в распределении рудной минерализации как в разрезе всего месторождения, так и внутри отдельных залежей и, наконец, сравнительно высокую температуру образования рудных минералов. Приведенные данные резко противоречат осадочной или осадочно-метаморфогенной теории образования Джезказганского месторождения.

Детальное изучение пород рудовмещающей толщи месторождения указывает на наличие вторичных изменений в них как в контурах рудоносных площадей, так и за их пределами. Имеющиеся изменения в породах нельзя объяснить лишь явлениями диагенеза и регионального (дислокационного) метаморфизма. Не отрицая этих процессов, проявившихся в региональном масштабе, мы наблюдаем их только лишь в естественном уплотнении и цементации осадков, в развитии некоторого количества серицита в глинистом цементе, в частичной раскристаллизации карбонатного цемента, в регенерации кварцевых зерен и слабом окремнении пород. Дислокационный метаморфизм также не произвел заметных изменений в рудовмещающих осадочных толщах и выразился на отдельных участках в незначительной местной хлоритизации и развитии глинок трения в тектонических швах.

Масштабы и характер изменений пород месторождения указывают на то, что рудовмещающие песчаники подвергались воздействию более мощных по времени и поздних процессов метаморфизма, которые нельзя объяснить только влиянием диагенеза и тектонических движений.

Проявления околорудного метасоматизма были выявлены Т. А. Сатпаевой (1958), Т. И. Ребровой (1948) и другими еще на ранних этапах детального изучения Джезказгана. Позднее эти явления наблюдались и были описаны А. К. Каюповым и С. Ш. Сейфуллиным (1959), В. В. Шведко, П. Т. Тажибаевой (1964) и нами (Ким, 1961; Ким и Сафаргалиев, 1966).

Настоящее сообщение ставит целью осветить особенности проявления околорудных изменений, выявление которых стало

возможным в результате детальных петрографических исследований, и оценить причину незначительных масштабов околорудного изменения при колоссальной массе оруденения.

Материалом для изучения околорудного изменения послужили образцы пород из подземных горных выработок, керновый материал скважин глубокого колонкового и подземного бурения. Были изучены практически все разновидности песчаников, алевролиты, конгломераты, согласные и секущие жилы и прожилки различного состава, образцы пород из зон нарушения и кластических даек и др.

Исследования показали, что породы, вмещающие оруденение, вблизи рудных тел и в зонах оруденения более окварцованы, карбонатизированы, хлоритизированы, серицитизированы, альбитизированы и баритизированы, чем за пределами участков рудной минерализации.

Состав обломочного материала пород джезказганской свиты приблизительно однороден и представлен обломками кремнистых и глинисто-кремнистых пород (40—50%), кварцем (18—20%), полевым шпатом (12—15%), обломками изверженных пород (10—15%). Подчиненное значение имеют обломки карбонатных пород.

В мелкозернистых песчаниках и алевролитах обломков кварца больше, чем в среднезернистых разностях их. Раймундовские конгломераты отличаются повышенным содержанием галек из яшмовидных пород и кварца.

Мелкозернистые песчаники чаще несут бедную рудную вкрапленность; почти совершенно безрудными оказываются алевролиты, нередко слоистого сложения. В последние оруденение изредка проникает по трещинкам или по первичной слоистости, где оказывается приуроченным к маломощным прослойкам с повышенной крупностью зерен; иногда рудные струйки-полосы в них пересекают слоистость.

Все рудные минералы вначале замещают цемент, а затем обломки пород с периферии, нередко проникая внутрь по трещинкам.

Цемент песчаников джезказганской свиты полиминеральный и состоит в основном из известковистого, глинистого и кремнистого вещества и окиси железа. Цвет породы зависит от количества окисных соединений железа и вторичных минералов (хлорит, серицит. кварц, кальцит), от типа цемента, величины обломков и т. д. Даже в тонкозернистых разностях песчаников и алевролитов наблюдается исчезновение красной окраски в оруденелых участках и появление зеленовато-серых оттенков за счет повышения содержания хлорита, затухающих с удалением от мест оруденения.

Осветление пород в основном связано с хлоритизацией, окварцеванием и карбонатизацией, меньше — альбитизацией. В количественном отношении минеральные новообразования

возрастают по мере приближения к рудным телам, кварцевым жилам, зонам нарушения. При интенсивном окварцевании нацело замещается не только цемент, но и обломки, границы между которыми стираются. Первоначальная обломочная структура породы в таких случаях устанавливается по присутствию бурых каемок. Местами происходит полный вынос оснований, и тогда песчаники превращаются в породы кварцитового облика. Рудное вещество в цементе среднезернистых серых песчаников наблюдается неповсеместно и не в одинаковой мере. Оно чаще и больше проявлено в участках, где первичный цемент песчаника замещен кристаллическим кальцитом и кварцем. В таких участках чаще встречается и шахматный альбит. Как цемент, так и обломки песчаника также неодинаково замещены рудным веществом.

Из минеральных обломков легче замещается рудным веществом полевой шпат—плагиоклаз, часто переходящий в шахматный альбит, а из обломков пород — все разновидности с более или менее зернистым сложением (гранобластовая, призматически-зернистая, пилотакситовая структуры), содержащие в своем составе большое количество вторичных минералов (хлорита, серицита, кварца, кальцита). Среди обломков пород, иногда нацело замещенных рудным веществом, встречаются обломки кварцитов, мраморизованных известняков гранобластовой структуры, андезитовых порфиритов с альбитизированными фенокристами плагиоклаза и пилотакситовой, интерсертальной структурами основной массы, порфиров со сферолитовой структурой и т. п. Менее оруденелыми и даже безрудными оказываются обломки плотных яшмовидных и кремнистых пород, тонкодисперсных и пелитоморфных известняков, алевропелитов, микрофельзитов, пепловых туфов, т. е. всех тех пород, которые имеют скрыто- и тонкокристаллическое сложение и очень слабо изменены. В обломках таких пород рудное вещество концентрируется только в периферийных частях их, соприкасающихся с цементом, и то лишь в тех местах, где развиты кристаллический кварц, кальцит. Особенно хорошо прослеживаются все стадии превращения обломков определенного состава из «нерудных» в «рудные» на гальках раймундовских и внутриформационных конгломератов. Увеличение количества рудных минералов в таких гальках обязательно вызывает изменение структуры и текстуры слагающих пород. При одном и том же минеральном составе галек степень оруденелости находится в зависимости от текстурно-структурных особенностей обломочного материала, вида и степени изменения последних еще задолго до того, как они стали терригенным материалом.

Тяготение оруденения к участкам отложения поздних вторичных минералов дает основание считать, что рудоотложению предшествовала стадия метаморфизма пород, которая носила

избирательный характер. Степень изменения и масштаб оруденения обломков песчаников и галек конгломератов при прочих равных условиях зависели от проницаемости пород, из которых они образовались: следовательно, агентом метаморфизма могли быть только гидротермальные растворы.

Можно говорить о прямой зависимости между оруденелостью обломков и галек конгломератов и количеством рудного вещества в цементе пород. Сильно оруденелые обломки (гальки) и сплошные руды наблюдались только в участках богатых руд. По составу эти «рудные» гальки аналогичны оруденению цемента. «Безрудные» гальки встречаются преимущественно в участках со слабым оруденением. Они наблюдались также и среди сплошной рудной массы конгломератов и состоят из плотных пород. Присутствие в одном штуфе галек с различной степенью оруденелости давало основание некоторым геологам находить в составе конгломератов первичные «рудные гальки».

Проявление рудной минерализации в обломках и цементе пород показывает, что она развита в основном по цементу песчаников и конгломератов. Однако степень оруденения цемента всецело зависела от его состава и от вторичных изменений. Повышенная рудная минерализация локализована, как правило, в зонах нарушения и в участках развития вторичных минералов — кальцита, кварца, шахматного альбита. Это указывает на ведущую роль тектонических структур и предрудного гидротермального изменения пород в процессе рудообразования. Песчаники и конгломераты более осветлены и изменены вблизи зон нарушения и брекчирования, несущих рудно-жильную минерализацию, и самостоятельных жил и прожилков. Окварцевание, альбитизация и карбонатизация пород, равно как и интенсивность оруденения, постепенно затухают по мере удаления от минерализованных трещин.

В зонах нарушения и брекчирования обломки вмещающих пород сцементированы светло-серым агрегатом, состоящим из кварца, альбита, карбоната. Обломки и сама цементирующая масса подвергаются оруденению; рудное вещество проникает из цемента в обломки по трещинкам.

Трещины, залеченные жильными минералами, сопровождают зоны разрывных нарушений и нередко секут напластование породы. Состав жил самый различный. Среди них преобладают кварцевые, кальцитовые, кварцево-кальцитовые и на отдельных рудных участках — баритовые как с рудными минералами, так и без них. Кварцевые жилы иногда имеют нечеткие расплывчатые границы с вмещающими породами, содержат примесь из глинистого вещества и тончайших чешуек, заключенных в центре каждого отдельного кварцевого зерна в виде сгустка, а не тонкой полоски в центральной части жилы. Получается относительно равномерное распределение приме-

сей по всей мощности и длине жилок. Указанные признаки больше характеризуют эти жилы как жилы замещения, а не альпийского типа.

О позднейшем метасоматизме и рудоотложении говорит и характер распределения рудной минерализации в кластических дайках, сложенных серыми песчаниками (Сатпаева и др., 1961). Здесь имеются все те же явления разъедания и замещения цемента даек вторичными минералами и рудным веществом. Замещению последним подвергаются обломки песчаника даек и вмещающих пород, занесенных в дайки. Контакты даек с вмещающими породами сильно хлоритизированы и местами секутся рудными минералами.

Приуроченность богатого оруденения к зонам нарушения, характер изменения пород относительно этих зон, своеобразие в распределении рудной минерализации в прилегающих участках и в самой зоне и многие другие признаки свидетельствуют о том, что зоны нарушения были заложены до проявления первой фазы минерализации и подновлены последующими тектоническими подвижками, сопровождавшимися второй фазой минерализации. Появление совершенно обесцвеченных обломков и галек вмещающих пород в зонах кварцево-кальцитовых жил, при исследовании оказавшихся псевдоморфозами кварца и каолинита по полевому шпату, указывает на значительную активность минерализованных растворов конечных стадий (Шведко, 1961).

Итак, неодинаковая степень изменения пород и локальная обогащенность их рудными компонентами обусловлены структурными особенностями вмещающих пород, влиявшими на распространение гидротермальных растворов, а также пористостью, зернистостью и минеральным составом обломочного материала, степенью первоначального изменения пород, из которых впоследствии были образованы эти обломки. Интенсивность оруденения обломков в песчаниках и конгломератах прямо пропорциональна количеству рудного вещества в цементе. Легко проницаемыми и более оруденелыми оказались полевые шпаты, хорошо раскристаллизованные и измененные породы (кристаллические известняки, кварциты, порфириты), менее проницаемыми — обломки кристаллов кварца, кремнистые образования, слабо измененные микрофельзиты, пепловые туфы, тонкодисперсные и пелитоморфные известняки.

Факты альбитизации, проявляющейся в несравненно большем масштабе в оруденелых песчаниках, чем в безрудных, вплоть до образования шахматных альбитов, подверженность оруденению в равной степени песчаников и конгломератов как раймундовских, так и внутриформационных, характер оруденения в кластических дайках, определенный тип цемента в оруденелых песчаниках, присутствие кварцевых и баритовых жил

в породах, обогащенных карбонатом, наличие жил типа замещения и другие — все это свидетельствует о том, что на Джезказгане проявилась достаточно интенсивная, высокотемпературная гидротермальная деятельность, с которой связано образование рудных залежей этого месторождения.

Б. Л. Флеров

ОСОБЕННОСТИ ОКОЛОЖИЛЬНОГО МЕТАСОМАТИЗМА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАССИТЕРИТО-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Оловорудные месторождения, образовавшиеся в широком диапазоне физико-химических условий, представляют собой интерес для установления закономерностей связи между жильным выполнением, околотрещинным метасоматизмом, эволюцией магматического очага и порожденных им растворов. Самыми интересными с этой точки зрения являются многостадийные месторождения касситерито-сульфидной формации.

Содержание статьи основано на изучении околожильных изменений многих месторождений Северо-Востока, особенно Валькумейского и Депутатского. Количественные расчеты сделаны по методу Н. И. Наковника (1949). Данные по опробованию метасоматитов Валькумейского месторождения опубликованы нами ранее (Флеров, 1959).

Каждому минеральному типу касситерито-сульфидной формации свойственен определенный характер околожильного метасоматизма (Кигай, 1963; Флеров, 1959, 1964). При этом типы метасоматитов мы различаем по изменениям, характерным для околожильных пород в зоне наиболее интенсивного замещения. Для некоторых стадий характерно резко различное действие на вмещающие породы волны опережающих и запаздывающих компонентов с образованием околожильных пород разных типов (табл. 1).

Выделенные типы околожильных метасоматитов представляют собой метасоматические фации, устойчивые в зависимости от активности подвижных компонентов раствора: железа, калия, натрия.

Хотя формирование оловорудных жил охватывает широкий диапазон температур, главные минералы околожильных метасоматитов относятся к температурной фации водных силикатов и только в условиях высокой активности калия или натрия образуются безводные минералы — альбит и ортоклаз, встреченные на Валькумее.

Таблица 1

Систематика околожильных метасоматитов в гипабиссальных оловорудных месторождениях касситерито-сульфидной формации

Минеральные типы месторождений олова	Стадия оруденения	Типы околожильного метасоматизма	Фациальные подтипы
1. Турмалиновый	1. Альбит-биотитовая (предрудная)	*а* — альбитизация *б* — биотитизация	
	2. Кварц-турмалиновая	*а* — окварцевание *б* — турмалинизация	
	3. Касситерит-турмалино-кварцевая	*а* — березитизация	Кварц-серицитизация
		б — турмалинизация	Ортоклазизация
	4. Сульфидная	Серицито-хлоритизация	Ортоклазо-хлоритизация
	5. Сульфидно-карбонатная	Серицитизация	
2. Хлоритовый	1. Касситерит-кварц-хлоритовая	Хлоритизация	
	2. Сульфидная	Серицито-хлоритизация	
	3. Сульфидно-карбонатная	Серицитизация	
3. Арсенопирит-пирротиновый		Серицито-хлоритизация	

Примечание. *а* — ранние типы, свойственные опережающей волне растворов;
б — поздние типы, свойственные запаздывающей волне растворов.

Среди рудных месторождений различаются гипабиссальная и субвулканическая фации глубинности. Последняя характеризуется значительно более интенсивным метасоматизмом (Коржинский, 1963; Флеров, 1966). Здесь мы ограничимся рассмотрением лишь гипабиссальной фации, к которой относится большая часть месторождений олова на Северо-Востоке.

Эти месторождения, как правило, залегают в кварцсодержащих алюмосиликатных породах, и фации метасоматитов, свойственные карбонатной или бедной кремнием среде, на изученных месторождениях отсутствуют, хотя и вполне возможны. Однако даже чисто количественные вариации состава пород сказываются на составе метасоматитов и приводят к появлению других фаций. Так, например, вместо березитов за счет

бедных кальцием песчаников образуются кварц-серицитовые породы.

Околотрещинный метасоматизм характеризуется боковой диффузионной зональностью, которая подчиняется общим закономерностям (Коржинский, 1955), но имеет свои специфические особенности. Важнейшей из них является изменение состава растворов в течение одной стадии при постепенном падении температуры образования минералов в метасоматитах. Часто характер раствора настолько изменяется, что на ранние продукты волны опережающих компонентов около рудоподводящей трещины накладываются более поздние метасоматиты другого типа (Коржинский, 1963).

Вследствие крайне интенсивного метасоматизма различие между инертными и подвижными компонентами теряет свою резкость. На такую возможность указал Д. С. Коржинский (1957). С другой стороны, из-за кратковременного действия метаморфизующих растворов (в геологическом понимании) многие реакции не доходят до конца и во внутренних зонах остаются реликты неустойчивых минералов. Часты случаи совместного нахождения кварца, серицита и ортоклаза, пока недостаточно понятные.

Число минералов, особенно вблизи жил, часто увеличивается за счет гистерогенных сульфидов и карбонатов, а также компонентов раствора, которые при понижении его температуры становятся независимыми инертными и образуют новые минералы, как, например, арсенопирит (мышьяк), халькопирит (медь). Любопытно поведение таких компонентов, считающихся вполне подвижными, как бор, фтор и сера, которые могут привноситься в произвольном количестве, независимом от содержаний инертных компонентов в исходной породе, и при этом увеличивать число фаз (что, согласно определениям Д. С. Коржинского, характерно для инертных компонентов). Только при интенсивном привносе этих компонентов реакции с их поглощением идут до конца, число фаз уменьшается и вполне подвижное поведение их перестает вызывать сомнение.

Число фаз и инертных компонентов в смежных зонах может сохраняться и при изменении минерального состава зон, например, при замещении хлорита или биотита турмалином или замене ортита внешней зоны на монацит внутренней.

В околожильных метасоматитах из породообразующих компонентов вполне инертно ведут себя только алюминий и кремний, содержание которых изменяется в пределах точности опробования, анализа и местных вариаций состава исходных пород. Но в ближайшей к жиле зоне и они в отдельных случаях становятся подвижными. Вторую группу составляют магний, кальций и железо, относительная инертность которых существенно зависит от состава исходных пород и растворов. Из них наиболее инертен магний, имеющий резко выраженную тен-

денцию к понижению содержания в породе. Кальций ведет себя как обособленный инертный компонент, входя в соединение лишь с окисью углерода или фтором. Содержание железа подвержено наибольшим колебаниям: оно уменьшается при окварцевании, сохраняется постоянным в средних зонах при березитизации, серицитизации и ортоклазизации и увеличивается при хлоритизации.

Активность калия колеблется в широких пределах при явном его преобладании над натрием в рудном процессе. Последний во всех случаях, кроме ранней альбитизации, выносится, несколько накапливаясь в периферийных зонах.

В табл. 2 и 3 приведены минеральные составы метасоматитов и соответствующих им инертных компонентов на Депутатском и Валькумейском месторождениях по этапам и стадиям минерализации. При выборе инертных компонентов учитывались случаи мозаичного равновесия и присутствие реликтовых, гистерогенных и обособленных минералов.

Установлено, что состав метасоматических зон определяется в основном активностью в растворах железа и калия. Вода и углекислота всегда являются избыточными компонентами, бор и фтор — обособленными компонентами и входят каждый в один минерал. Кроме того, они встречаются лишь в некоторых типах метасоматитов. Активность серы вызывает появление гистерогенных и обособленных минералов и на составе метасоматитов в момент их образования, по-видимому, не отражается.

На диаграммах состава метасоматитов (рис. 1, 2), построенных в координатах содержаний железа и калия в *г/дм*^{3}, которые в конечном счете зависят от изменения их активности в растворах, ломаными линиями показан процесс замещения ороговикованных песчаников на Депутатском и гранодиоритов на Валькумейском месторождениях. На первом рудный процесс разделяется на этапы, в течение которых образовались грейзеновые (I этап), касситерит-турмалино-сульфидно-кварцевые (II), касситерит-хлорито-сульфидные (III) и галенит-сфалеритовые (IV) рудные тела (Флеров, 1965), соответствующие месторождениям разных минеральных типов. Этапы разделяются на стадии.

Состав метасоматитов существенно изменяется не только по стадиям, но и в течение их. В большинстве случаев ход процесса характеризуется действием волны опережающих компонентов (Коржинский, 1963), на продукты которой со стороны жилы (внешние концы линий) накладываются продукты волны запаздывающих компонентов, причем они далеко не всегда оказываются более основными. Так, на Депутатском месторождении (см. рис. 1) для кварц-турмалиновой стадии второго этапа характерно сначала образование алюмокварцитов, которые со стороны жильной трещины замещаются турмалином,

Таблица 2

Минеральные парагенезисы и подвижность компонентов в зонах боковой метасоматической зональности на Депутатском месторождении

Этап минерализации	Стадия минерализации	Тип метасоматизма	Зоны боковой метасоматической зональности				
			1	2	3	4	5
II-турмалиновый	1. Кварц-турмалиновая	Окварцевание и турмалинизация	Тур, Кв, Al?	Тур Кв Al, Si	Кв, (Сер) —	Кв, Сер Al	Кв, Сер, Хл Al, Si, Mg,
	2. Касситерит-турмалино-кварцевая	Серицитизация	Сер, Тур Al, Mg	Сер, Кв, Тур Al, Mg, Si	Кв, Сер, Бт Al, Mg, Si	Кв, Сер, Бт Хл Al, Mg, Si, Fe	—
	То же	Турмалинизация	Тур, (Кв) Al?	Тур, Кв Al?, Si	Тур, Сер, Кв Al, Si, Mg	—	—
	3. Сульфидная	Хлорито-серицитизация	Кв, Сер, (Хл), Al, Si	Кв, Сер, Хл Al, Si, Mg	Кв, Сер, Хл Бт Al, Si, Mg Fe	—	—
III-хлоритовый	1. Касситерит-кварц-хлоритовая	Хлоритизация	Хл, (Кв) Al?	Хл, Кв, (Сер) Al, Si	Хл, Кв, Сер Al, Si, Mg	—	—
	2. Сульфидная	Хлорито-серицитизация	Сер, Хл, (Кв) Al, Mg	Хл, Кв, Сер Al, Mg, Si	—	—	—

Примечание к табл. 2 и 3. Анк — анкерит, Бт — биотит, Ка — каолинит, Кв — кварц, Ор — ортоклаз, Плг — плагиоклаз, Сер — серицит, Тур — турмалин, Хл — хлорит, Аб — альбит.

Слева от толстой вертикальной черты в рядах расположены зоны, образованные запаздывающими компонентами. Обведенные черной чертой клетки соответствуют парагенетической ассоциации с тремя принятыми виртуальными инертными компонентами на диаграмме рис. 3, внизу каждой клетки указаны инертные компоненты. В скобках — реликтовые минералы, со знаком + обособленные минералы.

Таблица 3

Минеральные парагенезисы и подвижность компонентов в зонах боковой метасоматической зональности на Валькумейском месторождении

Стадия минерализации	Вертикальная зона	Тип метасоматизма	Зона боковой метасоматической зональности				
			1	2	3	4	5
Альбит-биотитовая	—	Биотитизация	Бт, +Тур Al	Бт, Ор Al, Mg	Бт, Ор, Кв Al, Mg, Si	Аб, Хл	
Кварц-турмалиновая	—	Окварцевание и турмалинизация	Тур, (Кв) Al,	Тур, Кв, +Анк Al, Si, Ca	Кв, Сер (Ка), Анк Al, Si, Ca	Кв, Сер (Ка), Хл, Анк Al, Si, Ca, Mg	
Касситерит-турмалино-кварцевая	Верхняя	Березитизация	Сер, (Кв), Анк Al, Ca,	Сер, Кв, +Анк, Al, Ca, Si,	Кв, Сер, (Ка), Анк Al, Ca, Si	Кв, Сер, (Ка), Анк, Хл Al, Ca, Si, Fe	
То же	Нижняя	Ортоклазизация	Ор, Кв, Анк Al, Si, Ca	Ор, Кв, Анк, Сер Al, Si, Ca, K	Ор, Кв, Анк, Сер, Хл, (Бт) Al, Si Ca K, Mg	—	
Хлорито-сульфидная	Верхняя	Хлоритизация	—	—	Хл, Сер, Кв, Анк Al, Si, Mg, Ca	—	
То же	Нижняя	Хлоритизация с ортоклазом	Ор, Хл, +Кв, Al, Mg,	Ор, Хл, Кв Al, Mg, Si	Ор, Хл, Кв, Бт Al, Mg, Si Fe	—	

сопровождающимся касситеритом и поздним кварцем. В касситерит-турмалино-кварцевую стадию растворы становятся более щелочными, и волна опережающих компонентов, обогащенная калием, вызывает замещение им более слабых оснований вплоть до образования мономинеральной серицитовой зоны

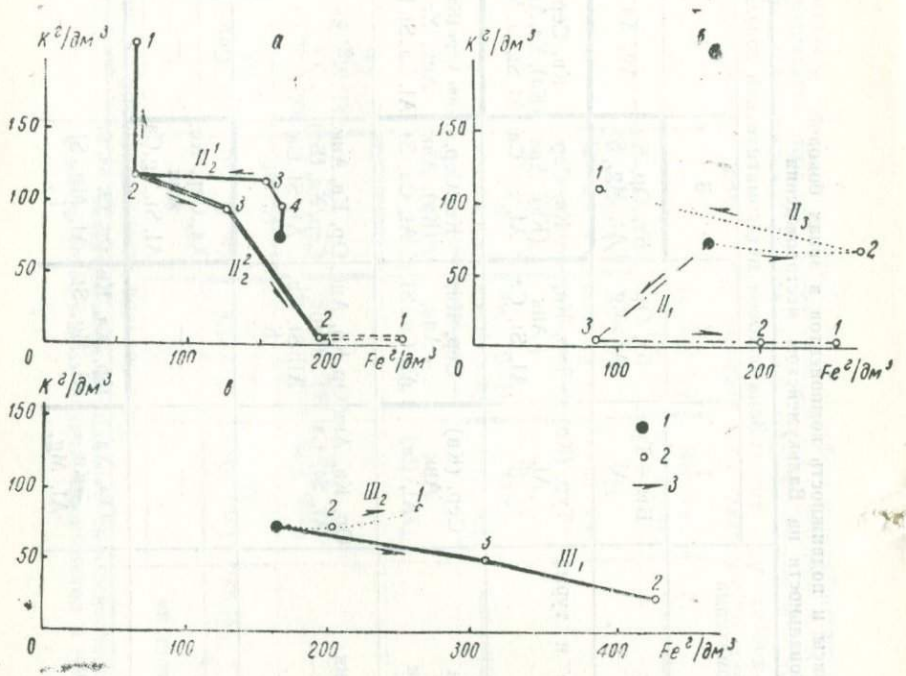


Рис. 1. Диаграмма хода процесса околожильного метасоматизма на Депутатском месторождении:

а — касситерит-турмалино-кварцевая стадия второго этапа (II_2^1 — серицитизация, II_2^2 — турмалинизация); *б* — кварц-турмалиновая стадия второго этапа (II_1 — окварцевание и турмалинизация); сульфидная стадия второго этапа (II_3 — серицито-хлоритизация); *в* — третий этап, касситерит-кварц-хлоритовая стадия (III_1 — хлоритизация), тоже сульфидная стадия (III_2 — серицито-хлоритизация). Для всех линий: *1* — исходная порода; *2* — зона боковой метасоматической зональности (цифра соответствует вертикальной колонке табл. 2); *3* — направление усиления степени метасоматизма

в ранних прожилках стадии. Со стороны жилы на кварц-серицитовые породы накладывается более поздняя турмалинизация, характеризующаяся уже выносом калия, привносом железа и магния и замещением турмалином уже не кварца, а серицита. Интересно, что в самой жиле отлагается кварц, а во вмещающих породах возникают тонкие полоски окварцевания. Последним в жиле кристаллизуется карбонат.

В сульфидную стадию процесс характеризуется высокой подвижностью железа, которое привносится во вмещающие породы. Содержание калия во внешних зонах остается посто-

янным, но резко увеличивается вблизи жилы, где хлорит замещается серицитом под действием волны запаздывающих компонентов. Обилие в породах хлорита свидетельствует о щелочности раствора. В сульфидно-карбонатную стадию вмещающие породы серицитизируются и импрегнируются карбонатом и сульфидами.

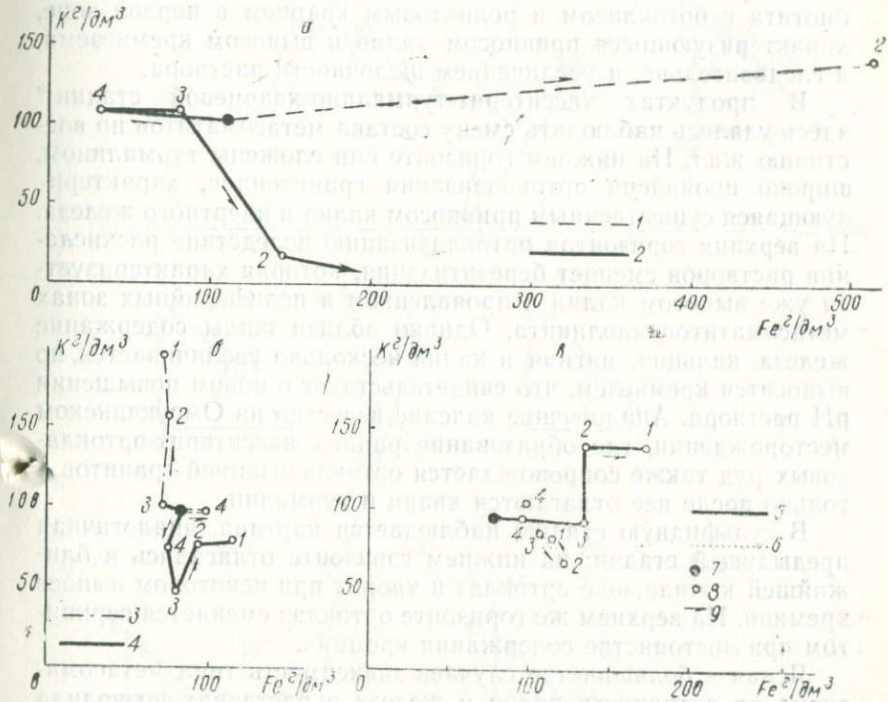


Рис. 2. Диаграмма хода процесса околожильного метасоматизма на Балкумейском месторождении:

а: *1* — альбит-биотитовая стадия (биотитизация); *2* — кварц-турмалиновая стадия (турмалинизация); *б* — касситерит-турмалино-кварцевая стадия: *3* — ортоклазизация; *4* — березитизация; *в* — сульфидная стадия; *5* — ортоклазо-хлоритизация; *6* — серицито-хлоритизация. Для всех линий: *7* — неизмененный гранодиорит; *8* — зона боковой метасоматической зональности (цифра соответствует вертикальной колонке табл. 3); *9* — направление усиления метасоматизма

Для третьего этапа характерна хлоритизация вмещающих жилы пород, вызванная интенсивным привносом железа, особенно в раннюю касситерит-кварц-хлоритовую стадию. В эту стадию наблюдается вынос калия с образованием вблизи жил кварц-хлоритовых пород с тенденцией к формированию хлоритовых пород. В начале сульфидной стадии калий ведет себя как инертный компонент; в конце же переходит в подвижное состояние при некотором увеличении его активности, но в про-

тивоположность турмалиновой стадии это вызывает замещение серицитом не хлорита, а кварца.

На Валькумейском месторождении (см. рис. 2) дорудную альбитизацию вдоль зон дробления следует рассматривать как действие волны кислотных компонентов ранних щелочных растворов. По альбититам и вмещающим их гранодиоритам локально развиваются метасоматические прожилки железистого биотита с ортоклазом и реликтовым кварцем в первой зоне, характеризующиеся привносом калия и выносом кремнезема, а следовательно, и увеличением щелочности раствора.

В продуктах касситерит-турмалино-кварцевой стадии * здесь удалось наблюдать смену состава метасоматитов по восстанию жил. На нижнем горизонте они сложены турмалином, широко проявлена ортоклазизация гранитоидов, характеризующаяся существенным привносом калия и инертного железа. На верхних горизонтах ортоклазизацию вследствие раскисления растворов сменяет березитизация, которая характеризуется уже выносом калия и проявлением в периферийных зонах метасоматитов каолинита. Однако вблизи жилы содержание железа, кальция, магния и калия несколько увеличивается, но выносится кремнезем, что свидетельствует о новом повышении pH раствора. Аналогичное явление известно на Омсукчанском месторождении, где образование ранних касситерит-ортоклазовых руд также сопровождается ортоклазизацией гранитов и только после нее отлагаются кварц и турмалин.

В сульфидную стадию наблюдается картина, аналогичная предыдущей стадии: на нижнем горизонте отлагались в ближайшей к жиле зоне ортоклаз и хлорит при некотором выносе кремния. На верхнем же горизонте ортоклаз сменяется серицитом при постоянстве содержания кремния.

Ясная в большинстве случаев зависимость типа метасоматизма от активности калия и железа в растворах позволила нам составить диаграмму парагенезисов околожильных пород, общую для всех месторождений касситерито-сульфидной формации (рис. 3), причем она может быть использована и для других оловорудных формаций, поскольку их можно рассматривать как частные случаи последней. Наиболее удобной для построения диаграммы оказалась трехминеральная зона с тремя виртуальными инертными компонентами — алюминием, кремнием и магнием. Кальций рассматривается либо как изоморфный, либо как обособленный инертный компонент, поскольку он образует четвертый минерал — флюорит (Депутатское месторождение) или анкерит (Валькумейское месторождение), не вступающий в реакции с другими минералами в этой зоне.

---

* Ранее мы называли ее касситерит-сульфидно-турмалиновой.

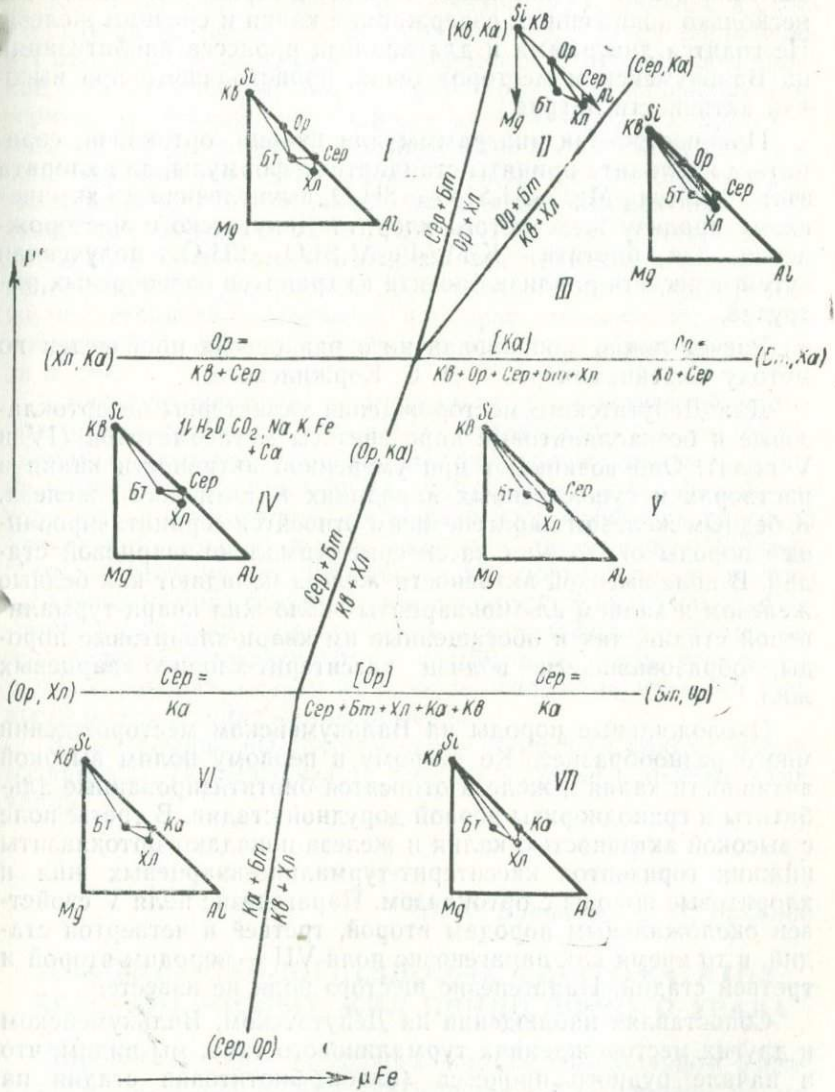


Рис. 3. Диаграмма парагенезисов околожильных пород на оловорудных месторождениях в зависимости от химических потенциалов калия и железа:

Бт — биотит; Ка — каолинит; Кв — кварц; Ор — ортоклаз; Сер — серицит; Хл — хлорит, 1↓ — вполне подвижные компоненты, + инертные обособленные компоненты; *I—VII* — поля парагенезисов

Очевидно, диаграмма не приложима к частному случаю высокой концентрации в растворах бора. Как показывают анализы, зона кварц-турмалиновой породы с серицитом отличается несколько пониженным содержанием калия и средним железа. Не годится диаграмма и для анализа процесса альбитизации на Валькумейском месторождении, происходящего при высокой активности натрия.

При построении диаграммы для кварца, ортоклаза, серицита и каолинита приняты стандартные формулы, для хлорита взята формула $MgFe_8Al_6Si_5O_{28} \cdot 8H_2O$, вычисленная по химическому анализу железистого хлорита Депутатского месторождения, для биотита — $K_2Mg_2Fe_3Al_4Si_6O_{24} \cdot 2H_2O$, полученная путем пересчета анализа биотита из гранитов оловоносных интрузий.

Расчет линий моновариантного равновесия произведен по методу Скрейнемакерса — Д. С. Коржинского.

Для Депутатского месторождения характерны безортоклазовые и безкаолинитовые парагенезисы метасоматитов (IV и V поля). Они возникают при умеренной активности калия в растворах и существенных вариациях в активности железа. К бедным железом парагенезисам относятся серицитизированные породы около жил касситерит-турмалино-кварцевой стадии. В поле высокой активности железа попадают как бедные железом и калием алюмокварциты около жил кварц-турмалиновой стадии, так и обогащенные им кварц-хлоритовые породы, образовавшиеся вблизи касситерит-хлорито-кварцевых жил.

Околожильные породы на Валькумейском месторождении много разнообразнее. Ко второму и первому полям высокой активности калия и железа относятся биотитизированные альбититы и гранодиориты первой дорудной стадии. В третье поле с высокой активностью калия и железа попадают ортоклазиты нижних горизонтов касситерит-турмалино-кварцевых жил и хлоритовые породы с ортоклазом. Парагенезис поля V свойствен околожильным породам второй, третьей и четвертой стадий, в то время как парагенезис поля VII — породам второй и третьей стадий. Парагенезис шестого поля не известен.

Сопоставляя наблюдения на Депутатском, Валькумейском и других месторождениях турмалинового типа, мы видим, что в начале рудного процесса (альбит-биотитовая стадия на Валькумейском месторождении) растворы характеризовались повышенной щелочностью. В кварц-турмалиновую стадию, с ее резко проявленной волной опережающих кислотных компонентов, они были более кислыми, а в касситерит-турмалино-кварцевую и сульфидную стадии снова более основными, что соответствует гипотезе Д. С. Коржинского о последовательной смене раннещелочной, кислотной и позднещелочной стадий в

процессе эволюции растворов и остывания магматического очага.

Почти во всех стадиях, кроме кварц-турмалиновой, в свою очередь наблюдается сначала уменьшение, а затем увеличение pH раствора во времени и с удалением от источника. Это явление, с одной стороны, может служить одним из надежных критериев при выделении стадий минерализации, а с другой — позволяет предположить, что появление волны кислотных компонентов вызвано не отставанием основных компонентов раствора по пути от их источника, а распадом комплексных соединений, как предполагает А. А. Беус (1963). Нейтрализация кислот в зоне максимальной кислотности приводит к появлению более основных зон боковой зональности вблизи жилы. В зоне же нарастающей кислотности, наоборот, волна кислотных компонентов запаздывает и именно ее продукты отлагаются вблизи жилы.

Смена во времени турмалинизации, свойственной месторождениям турмалинового этапа, хлоритизацией в месторождениях хлоритового этапа с существенным увеличением активности железа свидетельствует, по-видимому, о повышении основности и щелочности магматического источника раствора (локальной камеры) в ходе эволюции магматического очага. Метасоматиты на месторождениях арсенопирит-пирротинового и галенит-марматитового типов касситерито-сульфидной формации по составу сходны с таковыми сульфидной стадии месторождений турмалинового и хлоритового типов, что, по-видимому, говорит о связи их с более основными магмами, бедными бором и обогащенными серой.

В заключение мы считаем своим приятным долгом поблагодарить С. П. Мурзаева за просмотр статьи и ценные замечания.

В. А. Буканова, В. В. Буканов

ДВА ТИПА ОКОЛОГНЕЗДОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Образование хрусталеносных жил на Приполярном Урале многими исследователями связывается с проявлением магматизма. Придерживаясь этой точки зрения и используя новые данные о возрастном расчленении гранитоидов Приполярного Урала, можно более конкретно рассматривать генезис хрусталеносных жил в связи с постмагматической деятельностью одной из последних фаз Кожимского интрузивно-метасоматического комплекса, абсолютный возраст которого датируется в 250—290 млн. лет (Фишман, Голдин, 1965). Постмагматиче-

ский цикл * этого комплекса характеризуется активным проявлением калиевого метасоматоза в раннещелочной период и широким развитием безрудных кварцевых жил, образовавшихся в кислотный период (Фишман, Голдин, 1968). Возможно, такой эволюцией постмагматических растворов и обусловлено образование в позднещелочной период хрусталеносных гнезд с окологнездовыми метасоматитами.

Характерной особенностью известных до сих пор метасоматитов является их высокая пористость по сравнению с неизмененными породами. В связи с этим пористые и, как правило, осветленные метасоматиты рассматривались как косвенный поисковый признак хрусталеносных гнезд (Карякин, 1955), а для объяснения их генезиса некоторыми исследователями привлекалась латераль-секреционная гипотеза, на основании которой проводилась аналогия между хрусталеносными жилами Приполярного Урала и альпийскими жилами (Леммлейн, 1939; Григорьев, 1961).

Известно, что степень проявления окологнездового метасоматоза широко варьирует, но этому не придавалось принципиального значения, хотя отдельные геологи указывали на проявления окологнездового окварцевания вместо обычного выноса кремнезема и предлагали выделять жилы и такими гнездами под названием жил «уральского типа». Но ни эти гнезда, ни метасоматиты около них до настоящего времени никем не изучались.

Для восполнения этого пробела в данном сообщении приводится описание основных особенностей двух типов окологнездовых изменений вмещающих пород и рассматриваются некоторые различия свойств кристаллов кварца в хрусталеносных гнездах с разным проявлением окологнездового метасоматоза. В одном из районов Приполярного Урала были встречены хрусталеносные гнезда, сопровождающиеся метасоматитами отмеченных выше двух типов. Встречаются гнезда, наложенные на кварцевые жилы, а также в виде обособленных от жил полостей, так называемых минерализованных трещин. Они залегают в метаморфической толще рифея, представленной сланцами, мраморами, кварцитами, в кварцито-песчаниках ордовика, а также в изверженных породах различного состава. В геологоструктурном отношении хрусталеносные гнезда подразделяются на два типа. Одни из них приурочены к единичным небольшого размера трещинам, генетически связанным с пликативными дислокациями, другие локализуются в хорошо выраженных тектонически ослабленных зонах по сериям сколовых трещин и в трещинах оперения дизъюнктивных нарушений.

---

* Здесь и далее для обозначения частей процесса минералообразования использована терминология, предложенная Д. В. Рундквистом (1965).

Окологнездовые изменения первого типа

Хрусталеносные гнезда первого типа сопровождаются, как правило, окварцеванием. Наиболее ярко, по данным химических анализов, этот тип изменений вмещающих пород фиксируется у гнезд среди сланцев. Внешне такие метасоматиты почти не отличаются от неизмененной породы, хотя пористость их повышается и они слабо осветлены. Метасоматическая зональность проявляется только в полевошпатово-амфиболовых сланцах, где во внешней окологнездовой зоне наблюдается альбитизация породы, а во внутренней—окварцевание. В кварцево-слюдистых сланцах четко регистрируется только зона окварцевания. Для всех сланцев характерно уменьшение крупности зерен в этой зоне и торцовая структура породы. Из других минералов в зоне окварцевания встречаются хлорит, серицит или эпидот. Переходы к неизмененной породе постепенные. Мощность окологнездовых изменений в пределах 10—20 *см*.

Кристаллы кварца в хрусталеносных гнездах отличаются ярко выраженным блоковым строением и, как следствие этого, свилеватостью. Благодаря интенсивному двойникованию по дофинейскому закону габитус кристаллов гексагонально-призматический. При наличии дымчатой окраски наблюдается равномерное ее распределение по зонам роста, либо преимущественная окраска пирамид роста ромбоэдров.

Окологнездовые изменения второго типа

Хрусталеносные гнезда с метасоматитами, характеризующимися выносом кремнезема, пользуются широким распространением. Как правило, они являются наложенными. Этот тип окологнездовых изменений на Приполярном Урале описан в работах А. Е. Карякина (1953, 1955) и В. А. Смирновой (1958). Нашими исследованиями дополнены данные по минеральному составу метасоматитов, а также установлена зависимость между типом метасоматического изменения породы и некоторыми особенностями кристаллов кварца в хрусталеносном гнезде.

В заключительную стадию эволюции растворов в процессе взаимодействия с породами они повышали свою щелочность и, будучи пересыщенными кремнеземом, отлагали его на стенках полостей в виде кристаллов кварца. На этой стадии оторочка около гнездовых метасоматитов была переработана почти до мономинеральной породы. Состав ее в сланцах, кварцитах и гранодиоритах преимущественно серицитовый с постоянной примесью рутила, содержание которого здесь достигает в отдельных случаях целых процентов. Наряду с рутилом часто встречаются такие новообразованные акцессорные минералы, как монацит, циркон, апатит, турмалин. В плагиогранитах

внутренняя зона метасоматитов представлена монтмориллонитовой фацией, которая по мере удаления от гнезда сменяется парагонитовой и затем карбонатной фациями.

Мощность зон метасоматической колонки и некоторые вариации их состава, кроме указанных общих закономерностей, зависят от химизма вмещающих пород и степени их трещиноватости.

Кристаллы кварца образовались на стенках хрусталеносных гнезд при повышении щелочности растворов в заключительную стадию их эволюции. При этом габитус кристаллов имеет тенденцию тригонального развития с дополнительными гранями основных дипирамиды, трапецоэдра и острейших ромбоэдров. Часто такие кристаллы имеют обелисковидный облик. При наличии дымчатой окраски наблюдается преимущественная ее концентрация в пирамидах роста призмы. Из химических примесей в кристаллах кварца характерно содержание лития в пределах 0,0001—0,001%, установленное количественным методом спектрального анализа.

Комплекс минералов хрусталеносных гнезд зависит от состава вмещающих пород. Постоянными спутниками кварца являются минералы титана. В алюмосиликатных породах они представлены рутилом, анатазом, брукитом. Для основных по составу пород характерно появление ильменита и сфена. Из других минералов в хрусталеносных гнездах среди кислых пород встречаются альбит, серицит, хлорит, цеолиты, монацит. Основным породам присущи адуляр, железистый хлорит, актинолит, апатит, эпидот.

В геологоструктурном отношении хрусталеносные гнезда с метасоматитами описанного типа локализуются, главным образом, в хорошо выраженных тектонически ослабленных зонах по сериям сколовых трещин или в трещинах оперения дизъюнктивных нарушений.

Условия формирования метасоматитов

Характер относительной подвижности компонентов при окологнездовых изменениях обоих типов отражен в табл. 1 и 2, составленных по данным химических анализов, пересчитанным с учетом пористости, а также на вариационной диаграмме, построенной по средним значениям табл. 1 и 2 (см. рисунок). Из приведенных в них данных видно, что описанные типы окологнездового метасоматоза имеют принципиальное различие.

Формирование метасоматитов первого типа и связанная с этим кристаллизация кварца в гнездах происходили в условиях привноса кремнезема с выносом при этом из породы большинства компонентов. Для щелочей характерна тенденция выноса K_2O, что хорошо видно на примере кварцево-слюдистых сланцев (см. табл. 1 и рисунок).

Таблица 1

Относительный привнос (+) и вынос (—) компонентов в окологнездовых метасоматитах первого типа (в % к 100 г неизмененной породы)

№ обр.	Вмещающие породы	Место взятия образца в метасоматической колонке	Компоненты								
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O
3192	Кварцево-слюдисто-хлоритовый сланец	Внутренняя зона метасоматитов	+17,4	—50,0	—35,7	+5,2	—23,1	—34,9	+43,2	—60,1	—3,1
3194	То же	То же	+58,5	—84,8	—53,3	—69,5	—76,9	—61,2	—81,3	—85,3	+72,3
1057	Кварцево-слюдистый сланец	»	+21,0	—53,8	—59,7	+44,2	—78,3	—55,9	—63,3	—53,7	—20,0
3410	То же	»	+20,7	+86,7	—3,7	—7,4	—55,7	+81,0	—97,2	+14,8	—75,8
3222	Полевошпатово-амфиболовый сланец	»	+72,8	—90,4	—94,6	—79,5	—95,0	—99,3	—99,9	—41,0	—99,6
3503	То же	Внешняя зона метасоматитов	+11,6	+34,3	+1,4	—62,2	—23,3	—17,8	—76,5	+35,0	+232,0
Средние значения			+33,7	—26,3	—40,9	—16,9	—58,7	—31,3	—62,5	—31,7	+17,6

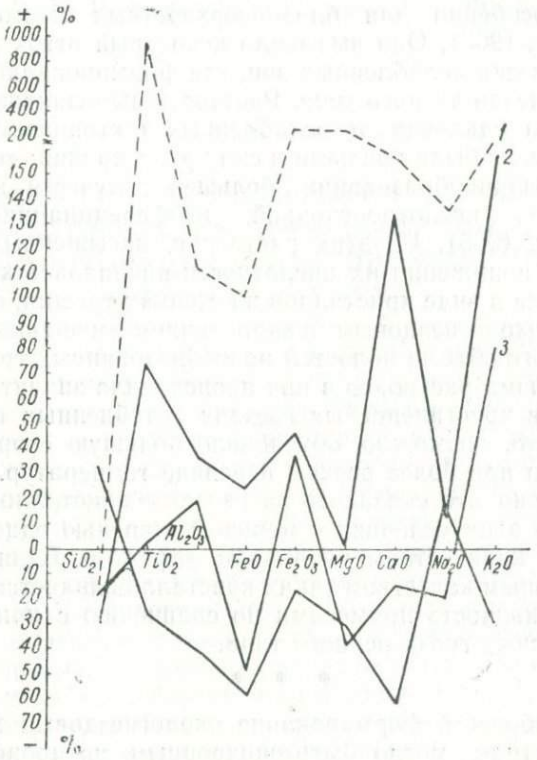
Таблица 2

Относительный привнос (+) и вынос (—) компонентов в окологнездовых метасоматитах второго типа (в % к 100 г неизмененной породы)

№ образцов	Место взятия образца в метасоматической колонке	Компоненты								
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O
		1. Кварциты								
3400	Внутренняя зона	−9,5	—	+282,5	+1020,0	+9,6	−33,3	−71,2	+204,0	−8,4
3043	То же	−31,9	—	+294,0	+140,8	+552,0	+616,5	+116,2	+12,9	+843,5
3177	Внешняя зона	−17,4	−69,4	−39,1	−12,5	+47,0	−100,0	−100,0	−75,7	+143,2
3464	Внутренняя зона	−13,0	+138,8	+46,8	+275,0	+41,1	+480,0	+820,0	+30,0	−69,3
3420	Внешняя зона	−0,7	−56,5	−32,8	+8,3	−86,8	—	+200,0	−22,5	−15,9
3081	Внутренняя зона	−13,5	+3700,0	+122,1	+131,5	+45,8	—	−28,3	+972,0	−74,2
	Средние значения	−14,3	+928,0	+113,2	+260,0	+101,4	+240,8	+156,1	+186,7	+136,5
		2. Кварцево-слюдистые сланцы								
1056	Внутренняя зона	−12,4	+48,0	+27,2	+29,0	−94,3	−91,7	+113,4	+586,0	+52,9
880	То же	−59,9	−33,9	−39,5	−30,9	−39,9	−8,6	+50,8	−53,8	−25,0
1356	„	−41,4	+91,7	−11,8	+161,5	−79,6	−26,1	+739,2	+0,1	+10,8
3120	„	−20,5	+57,0	−24,0	+17,9	+94,3	+127,0	−64,5	−66,6	−79,9
3387	„	−46,2	+278,0	+270,5	+101,2	−27,4	+8,3	−37,3	+350,0	+109,0
	Средние значения	−33,8	+73,4	+37,0	+46,4	+24,5	+0,5	+133,6	+163,5	+13,5
		3. Граниты								
4037	Внешняя зона	−1,6	+7,7	+11,6	+33,0	+3,7	−15,0	+18,4	−5,2	+11,6
3106	То же	−33,4	−22,9	+17,6	−62,0	−68,1	−66,0	+132,9	+90,2	+1,9
3023	„	−12,0	+92,1	+78,1	+57,8	−72,3	−8,6	−91,6	+208,7	−98,4
7*	„	−15,5	−21,3	−11,2	+1,7	−82,0	−54,1	−34,2	+37,1	−41,5
5*	„	−11,7	−55,3	−0,9	−13,7	−24,7	−19,6	−15,0	−5,6	−5,6
4*	„	−30,6	+13,2	−10,8	+195,6	−45,9	−60,6	−28,8	+29,9	+10,9
6*	„	−28,7	+1,5	+53,2	−58,2	−57,3	−49,2	−88,1	+202,5	−13,5
	Средние значения	−18,9	+2,4	+19,6	+37,2	−49,2	−38,9	−15,3	+79,6	−19,7

* Данные из работы В. А. Смирновой (1958). Остальные расчеты сделаны по анализам, выполненным в химической лаборатории Института геологии Коми филиала АН СССР аналитиками Э. Г. Бабушкиной и Л. П. Павловым.

Формирование метасоматитов второго типа и кристаллизация кварца в гнездах происходили при преимущественном выносе кремнезема из вмещающих пород (см. табл. 2 и рисунок). За счет этого в породе повышается концентрация малоподвижных компонентов — TiO_2, Al_2O_3 и др. Из щелочей большая роль принадлежит K_2O, которая привносилась растворами, благодаря чему образовались в зальбандах хрусталеносных гнезд характерные для этого типа метасоматитов серицитовые оторочки.



Вариационная диаграмма относительной подвижности компонентов в метасоматитах двух типов у хрусталеносных гнезд:

Второй тип: 1 — в кварцитах; *2* — в кварцево-слюдистых сланцах; *3* — в гранитах. *Первый тип: 4* — в сланцах

Из сравнения двух типов окологнездовых метасоматитов очевидно, что условия их образования были не одинаковыми. И если, по мнению большинства исследователей хрусталеносных жил Приполярного Урала, окологнездовые изменения второго типа и кристаллизация кварца в гнездах происходили благодаря околотрещинному метасоматозу в заключительную

щелочную стадию эволюции растворов, то условия образования окологнездовых метасоматитов первого типа еще никем не рассматривались. Главным при их расшифровке мы считаем внутристадийные подвижки, вызывавшие частичный метаморфизм хрусталеносных гнезд и раскрытие новых трещин в процессе минералообразования. Метаморфизм гнезд выражается в замутнении корневых частей кристаллов, наличии в друзах кварца залеченных трещин, параллельных зальбандам, появлении на кристаллах кварца шрамов и минеральных присыпок. Такое внутристадийное приоткрывание трещин — явление обычное, особенно для близповерхностных месторождений (Рундквист, 1963). Оно вызывало некоторый отток растворов из тектонически ослабленных зон, где формировались хрусталеносные гнезда второго типа. Растворы, выполнявшие мелкие трещины на удалении от ослабленных тектонических зон, в первый момент были кислыми в силу ряда причин: «вскипания их при трещинообразовании, большей летучести кислотных компонентов, кислотноосновной дифференциации и др.» (Рундквист, 1965). Из этих растворов, насыщенных кремнеземом, при понижении их кислотности начиналась кристаллизация кварца в виде кристаллов на стенках трещин, сопровождающаяся окологнездовым окварцеванием вмещающих пород. Ввиду малого объема полостей новообразованных трещин эволюция химизма растворов в них происходила значительно быстрее, чем в хрусталеносных гнездах ослабленных тектонических зон, что, возможно, обусловило большую скорость кристаллизации при более резком перепаде температур. Как уже было отмечено, это сказалось на качестве кристаллов кварца, выросших в этих условиях с меньшей степенью однородности и большим количеством различных дефектов. Единственным положительным качеством таких кристаллов является их меньшая загрязненность примесями по сравнению с кристаллами хрусталеносных гнезд первого типа.

* * *

Таким образом, формирование окологнездовых метасоматитов двух типов могло быть синхронным, но происходило в разной структурной обстановке. Хрусталеносные гнезда с выносом кремнезема из окологнездовых пород образовались в результате непрерывного поступления щелочных растворов по тектонически ослабленным зонам и сопровождались интенсивным развитием околотрещинного метасоматоза при постепенном изменении минералообразующих факторов. В хрусталеносных гнездах с окварцеванием вмещающих пород, локализующихся в мелких трещинах на удалении от тектонически ослабленных зон, кристаллизация кварца начиналась из кислых растворов благодаря поступлению вещества в трещины через межпоровые растворы в процессе диффузионного метасоматоза

и сопровождалась, по-видимому, относительно быстрым изменением параметров минералообразования.

Такое несоответствие в условиях образования двух типов хрусталеносных гнезд вызвало у выросших в них кристаллов кварца различие в некоторых свойствах.

Наряду с описанными крайними типами хрусталеносных гнезд встречаются и промежуточные образования, у которых либо не наблюдается окологнездовых метасоматитов, либо процесс их образования в значительной степени усложнен.

Авторы считают своим долгом выразить признательность профессору Д. П. Григорьеву за ценные указания и просмотр рукописи.

А. И. Грабежев, П. В. Покровский

ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЗМА ПОРОД РЯДА РЕДКОМЕТАЛЬНО-ГЮБНЕРИТОВЫХ И ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО УРАЛА

В средне- и южноуральской частях Восточно-Уральского поднятия и в зонах его сочленения с соседними структурами выделяются пространственно разобщенные редкометально-гюбнеритовые месторождения, рудопроявления с минералогическими находками касситерита и золоторудные месторождения, часто содержащие шеелит. Метасоматические изменения пород на изученных месторождениях делятся на проявившиеся относительно равномерно на всей площади рудного поля («площадные») и четко локализующиеся около отдельных трещин и жил («околотрещинные»). На одних месторождениях площадные изменения близки по характеру процессов изменениям, фиксируемым во внешних зонах околотрещиннных метасоматических кайм, на других — площадные и околотрещинные изменения различны. Очевидно, что генетическое и возрастное соотношения площадного и околотрещинного метасоматизма могут быть различными.

В пределах жильных высокотемпературных редкометально-гюбнеритовых месторождений Боевско-Биктимировской рудной зоны на Среднем Урале (Рундквист, 1964) площадные изменения проявлены слабо и характеризуются преимущественно мусковитизацией биотита, в меньшей степени — деанортизацией плагиоклаза и в очень небольшом масштабе — интенсивными процессами альбитизации и микроклинизации (Юго-Коневское, Игишанское месторождения).

Около жил и трещин формируются метасоматические каймы мощностью 1—80 *см* (обычно 3—10 *см*). Их состав, мощ-

ность и степень зональности не зависят от состава и мощности жил. Во внешней зоне каймы в гранитах происходит интенсивная мусковитизация биотита, плагиоклаза и деанортизация последнего, иногда сопровождающаяся образованием небольшого количества мелкозернистого кварца (рис. 1). Ближе к трещине серицит и мелкочешуйчатый мусковит растворяются. Во внутренней зоне кварц замещается микроклином, мусковитом, альбитом или их смесью (Карасьевское, Пьянковское, Игишанское месторождения).

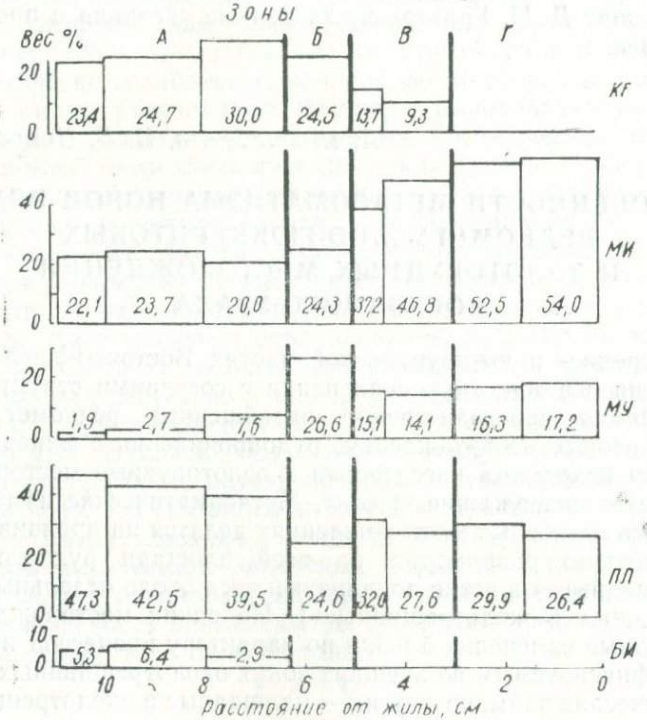


Рис. 1. Изменение минерального состава в колонке микроклинового типа по биотитовому граниту Карасьевского гюбнеритового месторождения. Минеральный состав здесь и в других разрезах подсчитывался в порошке в иммерсии (П. В. Покровский и др., 1966)

Несколько иная зональность метасоматических кайм наблюдается на Юго-Коневском месторождении. В биотитовых гранитах происходит последовательное замещение мусковитом биотита, плагиоклаза, кварца и микроклина (рис. 2). В аляскитах, слагающих северную часть рудного поля, около тех же трещин и жил происходит микроклинизация кварца (табл. 1)

вплоть до образования альбит-микроклиновых и микроклиновых пород.

Таблица 1

Изменение минерального состава аляскитов Юго-Коневского месторождения при околотрещинном метасоматозе (вес. %)

Минералы	Расстояние от кварцевой жилы (*см*)				
	3,4—7,4	7,4—5,3	5,3—3,4	3,4—1,3	1,3—00
	Исходный аляскит	Депелитизация, альбитизация и слабая микроклинизация плагиоклаза		Интенсивная микроклинизация кварца	
Кварц	25,5	24,8	24,0	18,7	8,2
Микроклин	34,5	33,6	34,2	36,9	46,7
Плагиоклаз	30,3	27,7	31,2	29,5	28,5
Мусковит	8,6	12,8	9,8	10,0	13,1
Флюорит	0,6	0,7	0,3	0,2	0,8
Пирит	0,4	0,4	0,5	4,7	2.7

Когда трещина или жила на Юго-Коневском месторождении одновременно пересекает биотитовые граниты и развитые в нем ксенолиты меланократовых, существенно биотитового состава пород, то при одинаковом удалении от трещины степень мусковитизации плагиоклаза в ксенолитах выше, чем во вмещающих его биотитовых гранитах.

Таблица 2

Изменение минерального состава метаморфизованных туфов Пороховского месторождения при околотрещинном метасоматозе (вес. %)

Минералы	1	2	3	4	5
Мусковит	38,4	49,5	59,0	63,8	64,6
Кварц	5,9	4,0	4,7	4,0	1,5
Плагиоклаз	2,5	2,0	1,3	1,5	1,6
Карбонат	1,9	34,5	23,8	6,9	2,0
Флюорит	—	—	5,0	8,6	14,0
Лейкоксен	8,2	9,4	3,2	5,9	4,0
Пирит	—	0,6	3,0	9,3	12,0
Эпидот	37,6	—	—	—	0,2
Хлорит	5,5	—	—	—	0,1

Примечание 1—5 — номера зон в порядке приближения к трещине.

Околотрещинные изменения туфов пироксеновых порфиров (Пороховское месторождение), сланцев и амфиболитов (Боев-

ское месторождение) приводят к образованию карбонат-мусковитовой породы во внешней зоне и флюорит-пирит-мусковитовой — во внутренней (табл. 2). По мраморам в Пороховском, Бсевском и Игишанском месторождениях образуются мусковит-флюоритовые метасоматиты (Покровский, Григорьев, 1965).

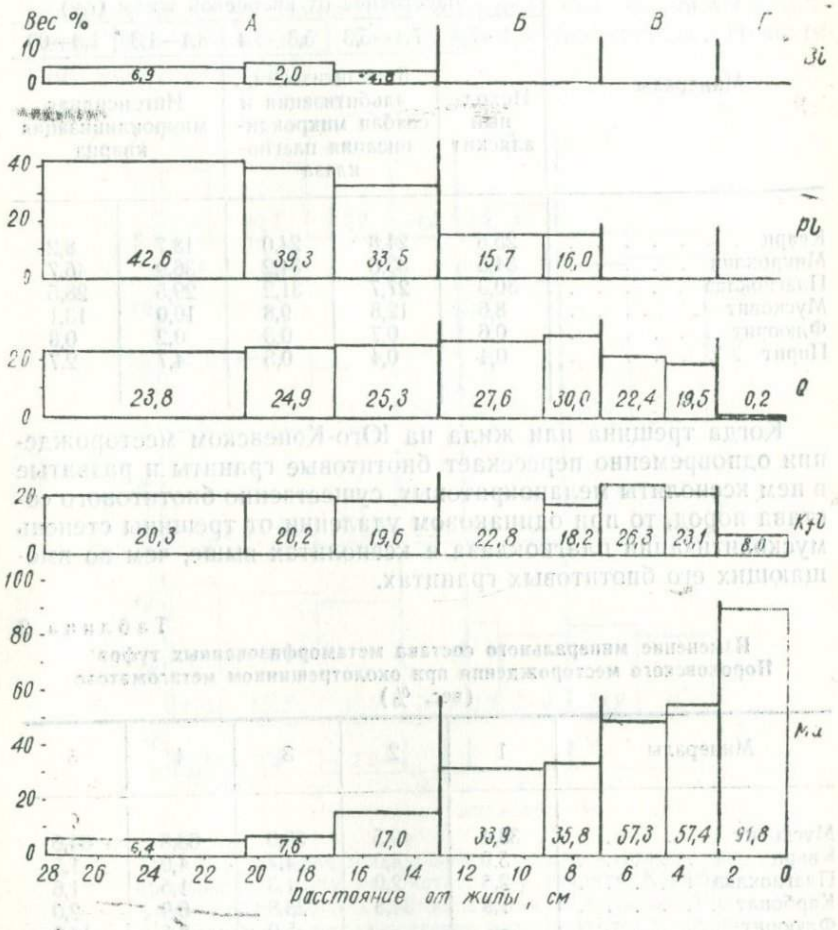


Рис. 2. Изменение минерального состава в колонке мусковитового типа по биотитовому граниту Юго-Коневского грейзенового месторождения

Таким образом, состав исходных пород оказывает существенное влияние на состав образующихся метасоматитов.

Очень редко по микроклину и плагиоклазу, сформированных по гранитоидам метасоматических кайм, в более позднюю ста-

дию развивается кварц и образуются телескопированные колонки (рис. 3).

Характер околотрещинных изменений в районе Мурзинско-Адуйской интрузии в общем такой же, как и в Боевско-Биктимировской рудной зоне: происходит интенсивная альбитизация и микроклинизация гранитоидов, на которую участками накладываются последующее окварцевание (Лисицын, Аринштейн, 1966), мусковитизация и флогопитизация гипербазитов и базитов, завершающаяся флюоритизацией (Шерстюк, 1961). Эти метасоматические образования мы называем «щелочными метасоматитами».

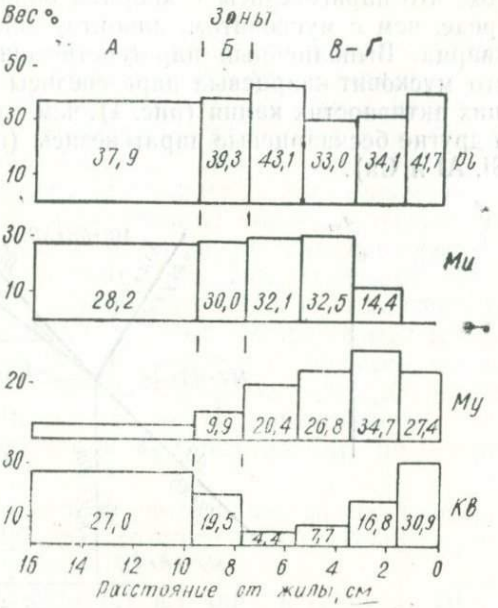


Рис. 3. Формирование телескопированной колонки по аляскитам Юго-Коневского месторождения. В первую щелочную стадию формируется колонка мусковитового типа (кварц замещается мусковитом); во вторую, кислотную стадию весь микроклин замещается кварцем

Существенно иной характер метасоматизма в гранитоидах Суундукской интрузии и интрузий Орского Зауралья. На Башкироводольском массиве гранитоидов крайне интенсивно выражены процессы площадной пертитизации, на месторождении Восток — мусковитизация биотита, плагиоклаза, кварца.

При околотрещинном метасоматизме на Башкироводольском массиве образуются мощные тела (30×200 *м*) типичных грейзенов с зональностью: грейзенизированный гранит—мусковит—кварцевый грейзен—кварцевый грейзен. Иногда отмечается последующая интенсивная хлоритизация. Широкое развитие типичных грейзенов в Орском Зауралье отмечают Л. П. Казак и Б. А. Соколов (1966).

Таким образом, для среднеуральских высокотемпературных месторождений в отличие от южноуральских и соответствующих месторождений Центрального Казахстана, Восточного Забайкалья и ряда других районов характерны слабое развитие площадного метасоматоза, неустойчивость кварца во внутрен-

них зонах метасоматических кайм, низкие содержания олова, бора. От типичных грейзеновых образований их также отличает отсутствие топаза. Многочисленные экспериментальные исследования (Беус, Диков, 1967; и др.) свидетельствуют о том, что парагенезисы с кварцем образуются в более кислой среде, чем с мусковитом, альбитом или микроклином, но без кварца. Выполненный парагенетический анализ показывает, что мусковит-кварцевые парагенезисы образуются при меньших активностях калия (рис. 4), чем мусковит-микроклиновые и другие бескварцевые парагенезисы (при условии инертности Si, Al и Ca).

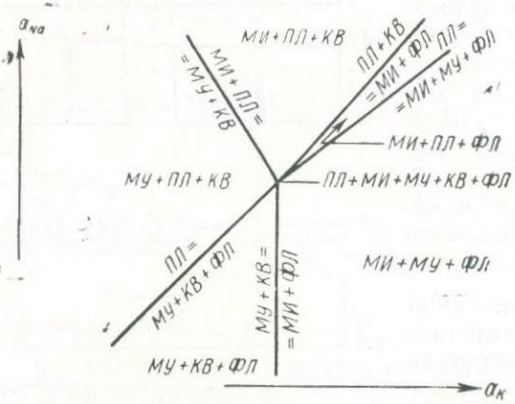


Рис. 4. Зависимость метасоматических парагенезисов от соотношения активностей щелочей раствора

Таким образом, околотрещинные метасоматиты среднеуральских высокотемпературных месторождений образуются из более щелочных растворов, чем южноуральские.

На средне- и низкотемпературных шеелит-золотых месторождениях процессы ранней площадной стадии проявлены довольно интенсивно, но распределение измененных пород контролируется обычно системой мелкой трещиноватости.

Для Березовского золоторудного месторождения характерна площадная альбитизация гранит-порфиров (Бородаевский, Бородаевская, 1947), для Барановского шеелитового — микроклинизация граносиенитов, для Шарташского массива — слабая серицитизация и микроклинизация плагиоклаза гранитоидов.

Исключительно интенсивно площадной метасоматизм, повидимому, заканчивающийся формированием дорудных жил, проявлен на Кочкарском золоторудном месторождении (Бородаевский, 1952; Яновский, 1967). По нашим данным, в преде-

лах рудного поля широко распространена биотитизация, амфиболизация (низкожелезистые темноцветы); серицитизация, калишпатизация плагиогранитов, реликтовых гнейсов и жильных пород. Эти процессы проявились разновременно. Конечные продукты иногда представлены моно- и биминеральными метасоматитами.

Характер околотрещинных изменений пород золоторудных месторождений различен. На Кочкарском месторождении околотрещинные березиты, образующие крупные тела мощностью до 10 *м*, локализуются в зонах предрудных разломов. Значительно менее мощные зоны (до 20 *см*) березитизированных пород наблюдаются около рудных кварцевых жил преимущественно северо-восточного простирания; около субширотных рудных жил изменения обычно отсутствуют. Образующиеся по плагиогранитам березиты состоят из 20—25% кварца, 60—70% серицита, 1—5% пирита и карбоната. Местами по плагиогранитам развиваются серицито-кварцевые метасоматиты, содержащие до 60—90% кварца, турмалина и примеси олова (0,001—0,002%) и молибдена (0,0002%). За счет выносимого при предрудной серицитизации натрия в плагиогранитах местами происходит образование шахматного альбита по микроклину.

По лампрофирам образуются метасоматиты, состоящие в основном из серицита. При этом крупные чешуйки биотита разрастаются, а мелкие исчезают.

Внутренние зоны околотрещинных кайм в гранитах Шарташского массива представлены микроклин-серицитовыми породами обычно с реликтами кварца и плагиоклаза, а Березовского месторождения — кварц-серицитовыми с остаточным кварцем и кварц-серицитовыми породами с метасоматически образованным кварцем.

На Бурановском шеелитовом месторождении (Южный Урал) внутренние зоны околотрещинных кайм по граносиенитам представлены карбонат-микроклиновыми метасоматитами, а на золоторудных месторождениях Верх-Исетской интрузии (Средний Урал) по порфиритам образуются карбонат-гидросерицитовые метасоматиты.

Таким образом, на золоторудных месторождениях могут быть выделены три типа метасоматических колонок, при формировании которых: а) кварц не устойчив и замещается другими минералами; б) сохраняется кварц исходных пород; в) происходит новообразование метасоматического кварца. Эти колонки отличаются и по комплексу элементов-примесей, что свидетельствует о формировании золоторудных месторождений за счет растворов с существенно различной кислотностью — щелочностью. Существенное влияние на состав метасоматитов оказывает состав исходных пород. В частности, со-

держание в метасоматитах карбоната в значительной мере определяется содержанием в исходной породе кальция.

Химизм изменений при околотрещинном метасоматозе на всех изученных месторождениях, кроме Башкироводольского, идентичен и заключается в выносе кремнезема, магния и привносе алюминия, калия, углекислоты и фтора. Натрий обычно выносится, но может и привноситься. Железо и кальций обычно ведут себя инертно, фиксируясь в мусковите, пирите, флюорите, кальците. Во внешних зонах колонок щелочных метасоматитов по породам, богатым кальцием (туфы Пороховского месторождения), связывается углекислота и образуется до 35% карбоната (см. табл. 2), который при разрастании каймы во внутренних зонах замещается флюоритом.

Грейзенизированные граниты и мусковит-кварцевые грейзены (Башкироводольское рудопроявление) формируются главным образом при перераспределении компонентов и привносе только воды и небольшого количества кремнезема, а кварцевые грейзены — при привносе кремнезема и выносе остальных компонентов. В еще большей степени перераспределение компонентов исходного состава породы определяет изменение минерального состава пород Кочкарского месторождения при площадном метасоматозе. Во всех околотрещинных метасоматитах коэффициент окисления железа выше, чем в исходных породах, причем в грейзенах увеличение этого коэффициента наименьшее. При формировании щелочных метасоматитов выносимые из вмещающих пород кремнеземы и другие элементы участвуют в параллельно происходящем формировании жил.

Состав минералов в колонках изменяется в соответствии с химизмом процесса. Так, при выносе из пород месторождений Баевско-Биктимировской рудной зоны натрия, железа и кальция содержание этих компонентов в составе мусковитов из метасоматитов по мере приближения к трещине постепенно понижается: Na_2O — от 0,7 до 0,3%; Fe_2O_3 — от 4,3 до 1,5%; FeO — от 1,1 до 0,7%; CaO — от 1,1 до 0,2%. В то же время в составе мусковита по мере приближения к трещине увеличивается содержание привносимых в породу K_2O от 8,6 до 10,3% и фтора — от 1,1 до 2,0%. В микроклине на 1—7% понижается содержание плагиоклаза, находящегося в виде субмикроскопического пертита. Триклинность (0,80—1,00) и упорядоченность — $2V=80—87°$ микроклина в метасоматитах выше, чем калиевых полевых шпатов в исходных породах. В пределах грейзеновых зон состав минералов изменяется значительно меньше. Характер изменения состава минералов свидетельствует о том, что образование высокотемпературных метасоматитов происходит в условиях мозаичного равновесия системы.

При всех типах околотрещинного метасоматизма привносятся барий, свинец, марганец; кроме того, при образовании

щелочных метасоматитов — вольфрам, рубидий, молибден, а при образовании грейзенов — олово.

Из работ В. Л. Барсукова (1957) и многих других исследователей следует, что олово высаживается из кислых грейзенообразующих растворов и очень устойчиво в щелочных растворах. Вероятно, этим объясняется его отсутствие в щелочных метасоматитах Среднего Урала и появление в грейзенах Башкироводольского массива (до 0,1% олова и больше) и существенно кварцевых березитах Кочкарского месторождения (0,001—0,002% олова). Однако следует отметить, что биотиты гранитов Башкироводольского массива содержат 0,01—0,03% олова, в то время как биотиты герцинских гранитоидов Среднего Урала только 0,001—0,003%.

Различная щелочность растворов при околотрещинном метасоматозе, по Д. С. Коржинскому (1960), А. А. Маракушеву (1964), Д. В. Рундквисту (1966), может быть обусловлена разной глубинностью становления давших их гранитоидов. Действительно, по работам Д. С. Штейнберга (1961), Г. Б. Ферштатера (1966), П. В. Покровского и др. (1966) рудоносные гранитоиды Среднего и части Южного Урала могут быть отнесены по классификации Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965) к субфации меньшей глубинности мезоабиссальной фации. Башкироводольское же рудопроявление Орского Урала по А. П. Коптяеву и А. Л. Зейгермахеру (1966) так же, как и типично грейзеновые месторождения Центрального Казахстана и Восточного Забайкалья, связано с гипабиссальным массивом (Коптев-Дворников и др., 1960; и мн. др.), а молибденовое рудопроявление Восток в северной части Мугоджар залегает в штоке гранит-порфиров.

Л. Д. Куршакова

ТУРМАЛИНОВАЯ И АКСИНИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОКОЛОРУДНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ

Турмалин — очень широко распространенный минерал, сопровождающий разнообразное оруденение различного генезиса. Исследователи неоднократно отмечали турмалин в составе околорудно-измененных пород (Аристов, Станкеева, 1963; Вировлянский, Закржевская, 1951) и предлагали считать его присутствие поисковым критерием некоторых типов оловорудных месторождений (Левицкий, 1947; Забарина, 1961; Русакова, Тихомирова, 1965).

При анализе собранного материала оказалось, что турмалин в значительных концентрациях бывает связан с интрузивными породами кислого и среднего состава, с пегматитами,

Таблица 1

Ассоциации турмалина из околорудных зон разных месторождений

№ п/п	Тип оруденения	Рудопроявления, месторождения	Геологическое положение	Минеральные ассоциации	Литературные ссылки
1	2	3	4	5	6
1	Оловорудный	Лифудзин, Приморье	Субпараллельные жилы в песчано-сланцевых породах юры, прорванных порфирами мела	Турмалин, кварц, касситерит, серицит, иногда аксинит	Забарина, 1961; Кигай, 1963
2	То же	Месторождения Мяочанского района, Приамурье	Рудные зоны приурочены к трещинам в песчано-сланцевых породах юры и мела	Турмалин, кварц, касситерит, иногда аксинит	Руб, Макеев, 1961
3	„	Месторождения Яна-Адычанского района, Якутия	Минерализованные зоны дробления в песчаниках и сланцах	Турмалин, кварц, касситерит, хлорит, сульфиды	Смирнов, 1941; и др.
4	„	Месторождения Октябрьской группы, Приморье	Рудные зоны в биотитизированном ореоле гранит-порфиров	Турмалин, кварц, касситерит, хлорит, серицит	Толок, 1964
5	„	Месторождения Днепровское и Аляскитовое, Северо-Восток СССР	Турмалин развит в зальбандах оловорудных тел	Турмалин, кварц, касситерит, альбит, мусковит, топаз, апатит	Тренина и Кузнецов, 1957
6	„	Месторождения Карадубской зоны, Малый Хинган	Метасоматические зоны в контактах верхнемеловых гранит-порфиров	Кварц, турмалин, касситерит, топаз	Иициксон и др., 1959

7	„	Корнуолл, Англия	Жилы в гранитах и вмещающих их зеленокаменных породах	Турмалин, кварц, касситерит, хлорит, сульфиды	Garnett, 1963; Weston-Dunn 1923
8	„	Месторождения Забайкалья: Комсомольское, Букукинское, Шерловогорское	Оруденелые зоны дробления вблизи граносиенитов	Турмалин, кварц, касситерит	Русакова, Тихомиров, 1965
9	Оловорудный	Лаллангуа, Боливия	Рудные тела залегают в монцонитовом этмолите вблизи поверхности	Турмалин, кварц, касситерит, вольфрамит, сульфиды, сульфосоли	Turneaure, 1935
10	То же	Брандберг, Ю.-З. Африка	Оруденение связано с грейзенизированными пегматитами	Турмалин, кварц, касситерит, гранит, апатит	Dennis John, 1960
11	„	Месторождения Кадарское, Полярное, Депутатское, С-В. Якутия	Месторождения расположены в зонах глубинных разломов в сланцах и песчаниках мезозоя	Кварц, турмалин, касситерит, хлорит, сульфиды	Некрасов, 1963
12	„	Мексика	Оруденение в грейзенах, пегматитах и аплитах	Турмалин, кварц, касситерит, топаз, берилл, дюмортьерит, иногда данбурит и датолит	Foshag, Frie, 1942
13	Оловорудно-вольфрамовый	Месторождения Певекского рудного узла, Чукотка	Жилы в эндоконтакте гранодиоритового массива	Турмалин, кварц, касситерит, альбит, сульфиды, карбонаты	Зильберминц, 1963; Лугов, 1963; Флеров, 1963

Продолжение табл. 1

	2	3	4	5	6
14	Оловорудно-вольфрамовый	Калбинский хребет, Казахстан	Вольфрамитовые жилы в гранитах	Турмалин, кварц, вольфрамит	Шавло, 1959
15	То же	Центральный Сихотэ-Алинь	Зоны и жилы в контактовых ореолах гранитоидов верхнего мела, в песчаниках и сланцах мезозоя	Турмалин, кварц, хлорит, касситерит, шеелит, арсенопирит	Изох и др., 1957
16	„	Район Канеучи, Япония	Вольфрамовые и оловянно-кварцевые жилы в палеозойских осадочных породах	Кварц, турмалин, вольфрамит, шеелит, касситерит, ортоклаз, мусковит, сульфиды	Sakichi, 1962
17	Полиметаллический	Месторождения Приаргунского пояса, Восточное Забайкалье	Рудные жилы расположены в эффузивах и туфах юры	Турмалин, кварц, касситерит, карбонаты, галенит, сфалерит и др. сульфиды	Аристов, Станкеев, 1963; Горлов, 1963; Доломанова, 1963
18	То же	Месторождение Чагоян по р. Зее	Жилы в песчано-карбонатных породах мезозоя, связанные с кислыми интрузиями мела	Кварц, турмалин, сфалерит, галенит, пирротин, золото	Хельвас
19	Золоторудный	Месторождения Дыбыксинское и Илинское, Восточное Забайкалье	Оруденелые тектонические зоны в интрузивных породах	Турмалин, кварц, серицит, альбит, сульфиды, золото	Шубин, 1963, 1964
20	То же	Месторождение Туткунское на Кавказе	Оруденение связано с доверхненеогеновыми гранитами	Турмалин, кварц, кальцит, сульфиды, золото	Салиа, Асатиани, 1963

21	Золоторудный	Западный Узбекистан	Жилы	Турмалин, кварц, сульфиды, золото	Бадалова, 1964
22	Золото-медный	Месторождения Баксы, Шуак, Одак, Нуринск, Уштаган, Центр. Казахстан	Трещинные зоны в эффузивно-осадочных породах докембрия и палеозоя и в интрузивных породах палеозоя	Турмалин, кварц, кальцит, халькопирит, пирит, золото	Абдуллин, 1961; Борукаев и др., 1954; Кулкашев и др., 1956
23	То же	Месторождения Балыксуйского рудного поля, Забайкалье	Тектонические зоны в метаморфических и изверженных породах	Турмалин, кварц, серицит, хлорит, пирит, халькопирит, золото	Хорват, 1964
24	Медный	Месторождение Лос-Брончес, Чили	Оруденение в тектонических зонах гранодиоритов	Турмалин, кварц, пирит, халькопирит	Magliola Mundet, 1964
25	Ртутный	Хр. Мазатзаль, Аризона	Рудные залежи в параллельных трещинах в докембрийских кварцево-серицитовых и и хлоритовых сланцах	Кварц, турмалин, кальцит, сидерит, хлорит, киноварь, самородная ртуть, каломель	Lansen, 1926
26	Редкометальный	П-ов Сьюард, Аляска	Рудные жилы и неправильные тела в известняках и доломитах вблизи грейзенизированных гранитов	Флюорит, диаспор, турмалин, хризоберилл, белая слюда, эвклаз, фенакит, бертрандит, касситерит, гельвин	Sainsbury, 1965
27	То же	Забайкалье	На известковые скарны наложена редкометальная минерализация	Турмалин, слюда, флюорит, касситерит	Юргенсон, 1965

Продолжение табл. 11

1	2	3	4	5	6
28	Редкометальный	Дальний Восток	Рудные зоны в известняках и скарнах вблизи грейзенизированных гранитов	Флюорит, турмалин, мусковит, микроклин, касситерит, топаз	Говоров, 1958
29	Редкоземельный	О. Уэссен, Франция	Жилы в контактах микрогранитов и вмещающих алюмосиликатных пород	Турмалин, апатит, монацит, торит	Jeremine, Sandrea, 1960
30	Мышьяковый	—	Метасоматические залежи в карбонатных породах	Турмалин, тремолит, скаполит, флогопит, калиевый полевой шпат, кварц, арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, висмутин	Вировлянский, Закржевская, 1951
31	Железорудный	Месторождение Таежное, Якутия	Метасоматические породы по алюмосиликатным в контактах с магнезиальными скарнами	Турмалин, флогопит, плагиоклаз, магнетит, форстерит, иногда людвигит	Маракушев, 1958

грейзенами, метаморфизованными осадочными породами, а также со скарнами, карбонатными и основными породами, но особенно широко он развит в некоторых месторождениях олова, вольфрама, полиметаллов, редких металлов, лития и даже золота, редких земель и киновари (Куршакова, 1964).

В табл. 1 приведены типы оруденения, с которыми связано широкое развитие турмалина, и указаны типичные ассоциации турмалина в различных месторождениях. Почти повсюду он является минералом самой ранней стадии минерализации, сопровождаясь ранним кварцем, касситеритом, хлоритом, сульфидами.

Химические анализы турмалинов (около 70) показывают широкие вариации его состава в зависимости от типа рудных месторождений:

а) турмалины, относительно богатые алюминием, соответствуют изоморфным смесям эльбаита $Na(Al, Li)_3Al_6B_3Si_6(O, OH)_{30}$, дравита $NaMg_3Al_6B_3Si_6(O, OH)_{30}$ и шерла $NaFe_3Al_6B_3Si_6(O, OH)_{30}$ в различных пропорциях. Они типичны для Li—Sn-содержащих пегматитов и встречаются со щелочными полевыми шпатами, слюдами, касситеритом и другими более редкими минералами;

б) турмалины шерл-дравитового ряда особенно широко распространены в месторождениях грейзенов, метасоматических кварцитов, сланцев и в жильных месторождениях;

в) турмалины, бедные алюминием, соответствующие формуле $Na(Mg, Fe)_3(Al, Fe^{+3})_6B_3Si_6(O, OH)_{30}$, встречаются обычно в рудных скарнах. Намечаются типичные ассоциации этого турмалина: в магнезиальных скарнах — флогопит, плагиоклаз, скаполит, диопсид, роговая обманка, магнетит; в известковых скарнах — кварц, тремолит, скаполит, полевой шпат, гранат и клинопироксен, иногда аксинит. Турмалин этой группы характеризуется повышенным содержанием окисного железа.

Кроме того, намечаются следующие закономерности изменения состава турмалинов: 1) в турмалинах отмечается обратная зависимость между содержанием Al и суммой $Fe^{+2}+Fe^{+3}+Mg+Mn$, наиболее обогащены глиноземом эльбаиты, меньше шерлы и наименее дравиты, особенно содержащие окисное железо; 2) сумма Na_2O+K_2O+CaO примерно одинакова для каждой группы турмалинов, так же как и отношение $B_2O_3 : Al_2O_3 : SiO_2$.

Из изученных 90 месторождений, сопровождаемых турмалиновой минерализацией, на месторождения метасоматического генезиса (грейзены, скарны, метасоматические залежи в сланцах и песчаниках, кварциты) приходится 27%, на жильные месторождения — 46%, остальные связаны с пегматитами и гранитоидами. В гидротермальных жильных месторождениях турмалин особенно характерен для оловорудной минерализации, в меньшей мере для редкометальной, золото-рудной, мед-

но-сульфидной, редкоземельной (перечислены в порядке распространенности). Наиболее характерной для турмалина жильных месторождений является ассоциация с кварцем, касситеритом, иногда с аксинитом, серицитом, более поздними сульфидами. Состав его преимущественно шерл-дравитовый.

Аксинит. В группе аксинитов выделяются два изоморфных ряда (Куршакова, 1967): а) ряд ферроаксинит — севергинит, в котором имеет место изоморфизм FeO—MnO до полного вытеснения (в севергините) железа марганцем; б) ряд севергинит — мангансевергинит, для которого характерен изоморфизм CaO—MnO, а железо совершенно отсутствует.

Крайним членам этих изоморфных рядов, а именно ферроаксиниту (Ax_0), севергиниту (Ax_{50}) и мангансевергиниту (Ax_{100}) соответствуют такие составы: $Ca_2FeAl_2BO_3(Si_4O_{12})OH$ — $Ca_2MnAl_2BO_3(Si_4O_{12})OH$ — $CaMn_2Al_2BO_3(Si_4O_{12})OH$.

Аксинит по условиям образования и формам залегания образует следующие основные типы рудопроявлений.

1. Прожилковая, низкотемпературная минерализация, связанная с изверженными породами различного состава и развитая как в эндо-, так и в экзоконтактах. Для этого типа характерен ферроаксинитовый состав.

2. Околорудная аксинитовая минерализация, сопровождающая различные гидротермальные жильные месторождения. Для полиметаллических, оловянных, титано-магнетитовых и сульфидных месторождений характерны манганаксиниты, а севергиниты и мангансевергиниты встречаются лишь в марганцовых месторождениях. Наиболее часто околорудные аксиниты связаны с оловорудными жилами.

3. Околоскарновая аксинитовая минерализация сопровождает различные скарново-рудные месторождения: скарново-полиметаллические, скарново-боросиликатные, скарново-оловорудные, скарново-медные, скарново-железорудные. Для аксинитов этих месторождений типичен манганаксинитовый состав.

Установлены парагенезисы аксинитов в различных типах аксинитовой минерализации. Для *прожилкового* типа характерная ассоциация аксинита с кальцитом, хлоритом, кварцем, эпидотом, иногда альбитом и пренитом. Для аксинитов *околорудного* типа, встречающихся в жильных месторождениях и сопровождающих их метасоматических зонах, характерна ассоциация с кварцем, турмалином, кальцитом. Метасоматические околорудные зоны нередко представляют собой брекчии, где цементом являются кварц и турмалин, нередко с аксинитом. Аксинит почти всегда является более поздним минералом, чем турмалин, и относится к поздней, но досульфидной стадии минерализации. Аксинит *околоскарнового* типа сопровождает, как правило, датолитовую (Куршакова, 1965), полиметаллическую и иногда оловорудную, медную и железорудную минерализацию, отлагаясь после скарновых минералов (волластони-

Таблица 2

Минеральные ассоциации скарново-рудных аксинитсодержащих пород

№ п/п	Тип оруденения	Название месторождения. Местоположение	Ассоциации
1	2	3	4
1	Скарново-полиметаллическое	Восточный Памир	Аксинит-24, андрадит, пироксен, кальцит, эпидот, датолит, галенит, сфалерит, гематит
2	То же	Савинское, Забайкалье	Аксинит-26, кальцит, кварц
3	„	Кызыл-Эспе, Казахстан	Аксинит-29, андрадит, пироксен, эпидот, кальцит
4	„	Тетюхе, Приморье	Аксинит-29, андрадит, геденбергит, эпидот, кальцит, кварц
5	„	Каратоганбай, Казахстан	Аксинит-31, гранат, пироксен, пренит, эпидот, кварц, кальцит
6	„	Савинское № 5, Забайкалье	Аксинит-31, кальцит, хлорит, серицит, кварц
7	„	Кызыл-Эспе, Казахстан	Аксинит-37, кальцит, кварц, галенит, сфалерит
8	Скарново-оловорудное	Большеканьонское, Колыма	Аксинит-16, гранат, геденбергит, кальцит, турмалин, касситерит
9	То же	Обира, Япония	Аксинит-26, пироксен, турмалин, касситерит, ильваит
10	„	Хр. Эзоп, Дальний Восток	Аксинит-28, гранат, пироксен
11	„	Обира, Япония	Аксинит-42, пироксен, эпидот, касситерит
12	Скарново-боросиликатное	Обира, Япония	Аксинит-22, гранат, геденбергит, волластонит, кварц, датолит, денбурит

Продолжение табл. 2

1	2	3	4
13	Скарново-бороси-ликатное	Джамаура, Япония	Аксинит-24, гранат, эпидот, датолит, данбурит
14	Скарново-медное	Саяк III, Казахстан	Аксинит-1, эпидот, кальцит, актинолит, кварц, ортоклаз
15	То же	Тастау, Казахстан	Аксинит-13, эпидот, кальцит, актинолит, кварц
16	Скарново-медное	Юлия, Хакассия	Аксинит-14, эпидот, гранат, пироксен, альбит
17	Скарново-железорудное	Тельбесское, Горная Шория	Аксинит-5, гранат, пироксен, эпидот, кварц, кальцит, хлорит, магнетит
18	„	Хакусан, Япония	Аксинит-12, пироксен, роговая обманка, кварц
19	„	Атансор, Казахстан	Аксинит-19, гранат, пироксен, роговая обманка, пренит

та, пироксена, граната), но раньше датолита и рудных минералов. Он приурочивается к контакту известковых скарнов, образуясь на месте околоскарновых алюмосиликатных пород (чаще песчаников и сланцев), уже частично измененных при скарнообразовании и в какой-то мере минерализованных пироксеном, гранатом и эпидотом; последние в виде реликтов сохраняются в аксинитовых породах. На аксинит местами наложена более поздняя рудная и датолитовая минерализация. Наиболее характерной для околоскарнового аксинита является ассоциация с кальцитом, гранатом, эпидотом, иногда с датолитом и сульфидами. Минеральные ассоциации скарново-рудных аксинитсодержащих пород приведены в табл. 2 (Куршакова, 1967). Аксинит — устойчивый минерал и только в отдельных случаях замещается кальцитом, кварцем и хлоритом.

Намечается некоторая закономерность в размещении перечисленных типов турмалиновой и аксинитовой минерализации относительно гранитоидных массивов: граниты с автометасоматическим турмалином, метасоматические образования с турмалином (песчаники, сланцы, кварциты) или скарны с аксинитом (при наличии карбонатных пород), гидротермальные рудные жилы с турмалином и аксинитом. Для примера можно на-

звать Петрозуевское полиметаллическое месторождение в Приморье, медные месторождения Центрального Казахстана и редкометальные проявления Центрального Сихотэ-Алиня. По-видимому, эти месторождения являют пример температурной горизонтальной зональности. Месторождения какого-то одного типа боросиликатной минерализации можно рассматривать как определенное эрозионное сечение общей вертикальной зональности.

В. И. Коваленко, П. В. Коваль, Э. И. Пополитов,
Е. Б. Знаменский, В. Д. Цыханский, Л. Л. Петров

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ АПОГРАНИТОВ ИХ ЗОНАЛЬНОСТЬ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СВЯЗЬ С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Принципы классификации апогранитных метасоматитов

В настоящее время известно большое количество минералогических и геохимических типов метасоматически измененных гранитоидов (апогранитов) (Павленко и др., 1960; Беус и др., 1962; Коваленко, 1965). Каждый из них характеризуется определенными условиями формирования, которые выявляются при анализе минеральных парагенезисов метасоматических пород. Парагенетический анализ позволяет выделять группы метасоматитов, формирующихся при определенном наборе факторов состояния природных физико-химических систем. Такие группы пород мы вслед за А. С. Павленко (Тугаринов и др., 1963) выделяем в формации минеральных парагенезисов.

Каждая формация включает в себя ряд минеральных фаций. Переход между фациями осуществляется при особых виртуальных значениях температуры, давления и химических потенциалов вполне подвижных компонентов. Принципиально минеральные парагенезисы какой-либо формации могут быть изображены на диаграмме с координатами виртуальных интенсивных факторов состояния в виде «мультисистемы» (Коржинский, 1957), дивариантные поля которой будут соответствовать минеральным фациям. В пределах фаций иногда удается выделить ряд субфаций, характеризующихся определенным составом минералов — изоморфных смесей.

Минеральные парагенезисы апогранитных метасоматитов можно объединить в две формации: 1) щелочных (агпаитовых) апогранитов, факторы состояния: m_{Si}, m_{Al}, m_{Fe}; μ_{Mg}, μ_{O_2}, μ_{Na}, μ_K, μ_F, μ_{H_2O}, V, T и 2) плюмазитовых апогранитов, факторы состояния: m_{Si}, m_{Al}, m_{Na}, m_K μ_{Ca}, μ_{O_2}, μ_F, μ_{H_2O}, P, T.

Ниже рассматриваются геохимические особенности и условия формирования апогранитов обоих типов. Основой работы явился фактический материал, собранный при изучении щелоч-

ных гранитов Тувы и Северо-Восточного Забайкалья. Привлечены также опубликованные данные по аналогичным объектам других районов Советского Союза, Африки, Шотландии, США и Испании.

Минеральные парагенезисы щелочных апогранитовых метасоматитов

Фации температуры и активности натрия. В щелочных гранитоидах широко распространены щелочные амфиболы изоморфных серий арфведсонит—рибекит. В некоторых случаях наблюдается парагенезис щелочного амфибола с магнетитом, что позволяет оценить относительную температуру и активность натрия при образовании таких гранитоидов. Действительно, парагенезис Мт+Амф сложен четырьмя компонентами (Na_2O, FeO, Fe_2O_3 и H_2O) и обладает четырьмя степенями свободы: $n=K+2-Ф=4+2-2=4$. При произвольных и постоянных давлениях $\mu_{H_2O}=f(T)$, $n=2$, т. е. парагенезис Мт+Амф устойчив в пределах определенного поля на диаграмме T (μ_{H_2O}) — μ_{Na_2O}. При произвольном и постоянном значении μ_{O_2} (FeO/Fe_2O_3 = const в амфиболе) этот парагенезис будет характеризоваться одной степенью свободы и указанное равновесие можно представить по диаграмме T (μ_{H_2O}) — μ_{Na_2O} в виде серии эквипотенциальных (μ_{O_2} = const) линий, положение которых определяется из уравнения реакции между указанными минералами с изменением состава амфибола (Коржинский, 1957; Маркушев, 1965):

$$(4+3m)\,Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3}Si_8O_{22}(OH)_2 \rightleftarrows 5mFe_3O_4 + 4Na_2 +$$

$$+ mFe_{3+m}^{2+}Si_8O_{22}(OH)_2 + \downarrow 3mH_2O + 2mNaO_{1/2} \uparrow + 24mSiO_2$$

$$(4+3m)\,Риб \rightleftarrows S_m\,M_m + 4Риб_{1-m}Арф_m + 2mNaO_{1/2} + 3mH_2O +$$

$$+ 24mКв.$$

Положительная величина наклона таких линий $\left(\operatorname{tg}\alpha = \frac{H_2O}{NaO_{1/2}} = 3/2\right)$ свидетельствует о том, что смещение состава амфибола в сторону арфведсонита возможно как при повышении температуры (понижении химического потенциала воды), так и при понижении химического потенциала натрия.

В случае альбитизации щелочных гранитов смещение состава щелочного амфибола в сторону рибекита бывает обусловлено одновременным понижением температуры и повышением химического потенциала натрия. В то же время имеются случаи образования рибекита в неальбитизированных породах (Phemister a oth, 1950; Чумаков, 1958). В этих рибекитах сравнительно мала величина $\frac{Na}{Na+K} \leqslant 0{,}86$, что, по-видимому,

обусловлено относительно низкой температурой их образования. В связи с этим, исходя из состава амфибола можно выделять температурные фации щелочных гранитоидов и фации температуры и активности натрия апогранитов. Верхний температурный предел устойчивости парагенезиса Амф (арфведсонит) + Мт достигается в эффузивных породах (пантеллеритах и комендитах), где оказывается стабильным парагенезис фаялита с коссиритом (энигматитом) (Charmichael, 1962).

Фации активности кислорода и натрия. Сравнение химических составов амфиболов из различных месторождений показывает, что в магматических и метасоматических породах железистость (Fe/Fe+Mg) рибекитов не зависит от температуры (Коваленко и др., 1967), а определяется химическими потенциалами кислорода и натрия (рис. 1). Зависимость состава амфибола серии рибекит—магнезиорибекит от соотношений μ_{Na} и μ_{O_2} при произвольных и постоянных P, $T \cdot \mu_{Mg}$ можно получить, рассчитывая реакции типа (1) для каждого состава амфибола. Расчет показывает, что тангенс угла наклона линии равновесия между амфиболом и магнетитом меняет свой знак с положительного на отрицательный, что свидетельствует о наличии экстремума (максимума химического потенциала натрия) на рассматриваемой линии равновесия (Коржинский, 1963). Максимум химического потенциала натрия приходится на состав амфибола, отвечающий $Риб_1$ $MgРиб_2$ (рис. 2). На этом же рисунке в поле устойчивости амфиболов проведены линии равной железистости, позволяющие выделять субфации щелочных гранитоидов в соответствии с классификацией.

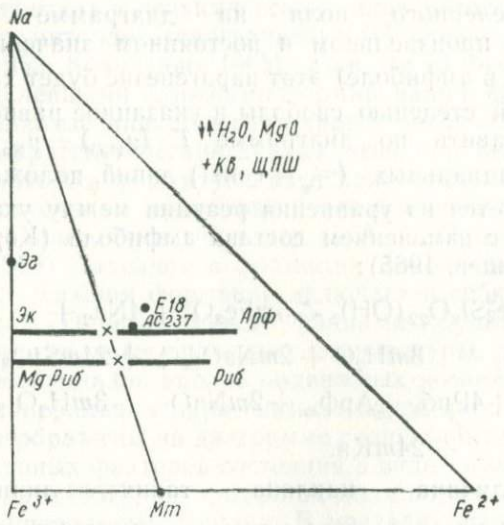


Рис. 1. Минеральные парагенезисы с щелочными амфиболами железо-магнезиального состава и магнетитом. Крестиком обозначены составы амфиболов при экстремуме

Важно подчеркнуть, что в связи с наличием максимума химического потенциала натрия в равновесии (Риб + MgРиб) + + Мт оказываются очень редкими рибекиты с железистостью 33%, поскольку для их образования необходимы максимально

высокие значения μ_{Na} (конечно, в пределах области устойчивости рибекита). Дальнейшее повышение химического потенциала натрия приводит к появлению вместо щелочного амфибола эгирина, часто с альбитом (Коваленко, 1965).

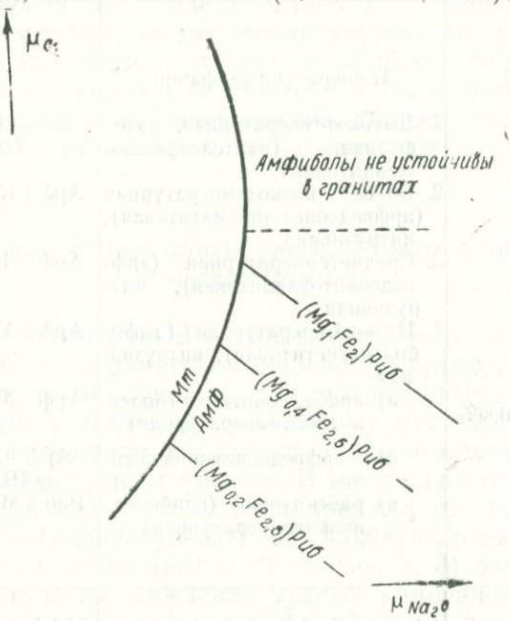


Рис. 2. Зависимость устойчивости рибекит-магнезиорибекита от соотношений химических потенциалов натрия и кислорода

На основании изложенных выше соображений предлагается схема фаций и субфаций щелочных гранитоидов (табл. 1). Нет сомнения, что эта схема будет уточнена в процессе дальнейших исследований.

Зональность щелочных апогранитных метасоматитов. Наиболее распространенным послемагматическим метасоматическим процессом в щелочных гранитах является процесс альбитизации, в ходе которого формируется следующая колонка метасоматических зон: (0) КПШ+Мт±Риб+Кв; (1) КПШ+ +Риб+Кв; (2) Аб+Риб+Кв; (3) Аб+Эг+Кв; (4) Аб+Кв± ± (Гем). Эта колонка относится к типу фациальной метасоматической зональности, поскольку каждая из зон, кроме последней, соответствует фации (Коваленко, 1965) и обусловлена пространственным падением щелочности альбитизирующих растворов. В соответствии с повышением кислотности минеральных парагенезисов к тыловым зонам колонки повышаются отношения U/Th, Nb/Ta, Y/TR (Коваленко и др., 1964, 1965).

Таблица 1

Фации и субфации щелочных гранитоидов

Параметры	Фации, субфации	Парагенезисы, состав амфибола
T, $\Delta T > 0$	Температурные фации	
	1. Высокотемпературная, эффузивная (пантеллерит-комендитовая)	Кос+Фа+ЩПШ Кв ± Гед
	2. Более низкотемпературная (арфведсонит-эннгматитовая), интрузивная	Арф+Кос+ЩПШ+ +Кв
	3. Среднетемпературная (арфведсонит-фаялитовая), интрузивная	Арф+Фа+ЩПШ+ +Кв
	4. Низкотемпературная (амфибол-магнетитовая), интрузивная	Арф+Мт+ЩПШ+ +Кв
$\left(\frac{Na}{Na+K}\right)^{Амф} \leqslant 0{,}865$	а) арфведсонитовая (более высокотемпературная)	Арф+Мт+ЩПШ+ +Кв
	б) арфведсонит-рибекитовая	Арф—Риб+Мт+ +ЩПШ+Кв
	в) рибекитовая (наиболее низкотемпературная)	Риб+Мт+ЩПШ+ +Кв
T, μ_{Na_2O}	Фации температуры и активности натрия	
$\left(\frac{Na}{Na+K}\right)^{Амф} > 0{,}865$	1. Фации относительно высокой T и низкой μ_{Na}	Арф+Мт+ЩПШ+ +Кв
	2. Фации относительно низкой T и высокой μ_{Na}	Риб+Мт+ЩПШ+ +Кв
μ_{O_2}, μ_{Na_2O}	Фации окисления и активности натрия	
	1. Фация высокой активности натрия и кислорода	Эг+Кв+ЩПШ
	2. Фация умеренной активности натрия и кислорода	Риб+Кв+ЩПШ
	а) субфация низкой активности кислорода и натрия	$Риб_{0,9}Mg\ Риб_{0,1}$+ +Кв+ЩПШ
	б) субфация средней активности кислорода и натрия	$Риб_{0,7}Mg\ Риб_{0,3}$+ +Кв+ЩПШ
	в) субфация высокой активности кислорода и натрия	$Риб_{0,6}Mg\ Риб_{0,4}$+ +Кв+ЩПШ

Изменение средних содержаний всех указанных редких элементов, кроме урана, имеет «волнообразный» характер, что обусловлено их осаждением в зоне нейтрализации альбитизирующих растворов, т. е. механизмом, который экспериментально для бериллия был смоделирован А. А. Беусом и др. (1963).

Важно подчеркнуть, что, во-первых, процесс альбитизации в щелочных гранитах протекает в условиях повышающейся кислотности растворов и, во-вторых, что более поздние метасоматические процессы (окварцевание, образование полилитионитовых слюд, гематитизация) не получают широкого развития.

Минеральные парагенезисы плюмазитовых апогранитных метасоматитов

Фации температуры. В плюмазитовых метасоматитах, в отличие от щелочногранитных, широко распространены разновременные и, по-видимому, разнотемпературные стадии послемагматического метасоматоза. Поэтому минеральные парагенезисы метасоматитов каждой стадии соответствуют определенным температурным фациям. В пределах изученных нами массивов выделены следующие температурные фации (от высоко- к низкотемпературным): 1) альбитизированных пород ранней стадии метасоматоза; 2) грейзенов; 3) окварцованных пород; 4) позднего осаждения рудных минералов. Соотношения между породами указанных фаций четко разновозрастные.

Наиболее широко распространены породы первой фации, слагающие целые массивы (Знаменский и др., 1965). Грейзенизированные породы обычно приурочены к трещинным зонам внутри массивов и в их экзоконтактах. Процессы окварцевания и позднего осаждения рудных минералов имеют локальное — околотрещинное распространение.

Разновозрастность и особенности развития вышеперечисленных процессов служат главными основаниями для отнесения их к разным температурным стадиям. Подтверждением разнотемпературности процессов альбитизации и грейзенизации являются различия в составе мусковитов (относительно парагонитового минала) из этих двух групп пород.

Парагенезис Кв+Орт+Аб+Му, характерный как для альбититов, так и для грейзенов, сложен четырьмя фазами и пятью компонентами (K_2O, Na_2O, Al_2O_3, SiO_2, H_2O). При $p=$ $=$const и $\mu_{H_2O} = f(T)$ он характеризуется одной степенью свободы ($n=К+2-Ф$), т. е. состав его минералов зависит от температуры. Для оценки ее влияния на содержание парагонитового минерала в мусковитах воспользуемся экспериментально определенными коннодами мусковит — щелочной полевой шпат для системы $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—Al_2O_3—H_2O при $P_{H_2O}=$

≈2100 *атм* (Joder a oth, 1955): 1) $T=600°$ С — $Му_{80}Пар_{20}$; 2) $T=500°$ С — $Му_{89}Пар_{11}$. Эти данные показывают, что мусковиты из альбититов, содержащие в среднем около 8% парагонита, сформировались при T 400° С. Экстраполяция экспериментальных данных до температуры 300° С дает возможность оценить условия образования мусковитов из грейзенов (в среднем 5% парагонита) в 330С°.

Зональность плюмазитовых апогранитных метасоматитов. Альбитизированные породы. Процесс альбитизации гранитов часто сопровождается образованием четкой зональности в размещении метасоматических минеральных парагенезисов (от центра массива к его эндоконтактовым частям): 1) микроклин-мусковит-кварцевые альбититы (Кв+КПШ+Аб+Му); 2) мусковит-кварцевые альбиты (Кв+Аб+Му); 3) кварцевые альбиты (Кв+Аб); 4) мономинеральные альбиты (Аб) (Знаменский и др., 1965). Такая колонка формируется в изобарических условиях при следующем ряде подвижности компонентов: H_2O, Na_2O, K_2O, SiO_2, Al_2O_3. Исчезновение кварца из тыловых зон альбитизации обусловлено повышенной щелочностью воздействующих альбитизирующих растворов. Геохимически процесс альбитизации гранитов характеризуется понижением отношений K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf и Si/Ge. Редкие элементы (Nb, Be, Ta), Rb и Li накапливаются преимущественно в передовых зонах колонки альбитизации, причем ниобий и бериллий отчетливо выносятся из тыловой зоны. Иначе ведут себя в этом процессе цирконий и торий (выносятся из всех зон альбититов), германий (накапливается) и уран (содержание практически не изменяется). Отсюда становится понятной причина отсутствия циркониевой и, возможно, ториевой минерализаций, характерных для процесса альбитизации в щелочных гранитах, в плюмазитовых альбититах.

Грейзенизированные породы. Грейзеновые метасоматиты имеют ограниченное развитие. Зональность их имеет следующий вид: (0) КПШ+Аб+Кв+Би+Му; (1) КПШ+Аб+Кв+ +Му; (2) Аб+Кв+Му; (3) Кв+Му+Флю; (4) Му+Флю.* Такое строение колонки указывает на повышенную кислотность грейзенизирующих растворов. Следовательно, высокотемпературная щелочная фация альбитизированных пород сменяется при понижении температуры более кислотной фацией грейзенов.

Некоторые общие вопросы формирования апогранитных метасоматитов

Возможные причины процесса альбитизации. Процесс альбитизации очень широко распространен в природе. При этом нельзя отдать предпочтение какому-либо одному петрохимиче-

* В ряде случаев тыловые зоны колонки содержат кварц: Кв+Му—Кв.

скому типу пород, с которым он был бы связан. Альбитизация устанавливается и в гранитах, и в сиенитах, и в нефелиновых сиенитах, и в метаморфических породах. Возникает вопрос, какие физические условия благоприятны для протекания процесса альбитизации? Определения температур формирования альбититов по газово-жидким включениям (Вартанова, Щербакова, 1965), по минералогическим геотермометрам, по условиям стабильности альбита и сосуществующих с ним минералов (например, стабильность нефелина и альбита в системе Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O (Sand, Roy, Osborn, 1957), экспериментальное моделирование процесса альбитизации (Иванов, 1962) дают интервал 400—500°.

Химическая спецификация альбитизации как процесса натрового метасоматоза, возможно, объясняется накоплением натрия в остаточных растворах по мере падения температуры, как это было показано для системы Орт—Аб — водные растворы хлоридов щелочей (Орвилл, 1963). Кристаллизация жидкостей в этой системе по мере падения температуры приводит к равновесному парагенезису двух щелочных полевых шпатов, один из которых является существенно калиевым, с раствором, резко обогащенным натрием. Но параллельно с накоплением натрия при падении температуры повышается активность кислотных компонентов в жидкости, что в силу кислотно-основного взаимодействия компонентов (Коржинский, 1957), должно повысить активность натрия по сравнению с калием. В связи с этим указанное равновесие нарушается и калиевый полевой шпат становится неустойчивым, замещаясь альбитом.

Отсюда можно предположить, что обогащенные натрием растворы могут возникнуть при кристаллизации любых щелочнополевошпатовых расплавов. Но альбитизирующими эти растворы могут стать либо при повышении их кислотности, либо при воздействии каких-то других факторов, способствующих повышению активности натрия до уровня, при котором сосуществование двух полевых шпатов оказывается невозможным.

О различии в режиме щелочности при формировании агпаитовых и плюмазитовых апогранитных метасоматитов. В соответствии с изложенным выше можно предположить, что альбитизирующие растворы, формирующие ранние альбиты плюмазитовых апогранитов, оказываются более щелочными (поскольку они растворяют кварц) по сравнению с альбитизирующими растворами щелочных апогранитов. Вероятное объяснение этому явлению можно найти при анализе особенностей кристаллизации агпаитовых и плюмазитовых магматических расплавов (Таттл, 1961). Агпаитовый расплав по мере фракционной кристаллизации способен постепенно, без критических явлений, переходить в гидротермальный раствор, богатый силикатами щелочей и летучими. Плюмазитовый расплав дает остаточный раствор с богатым содержанием полевого шпата и кварца, с не-

большим количеством дополнительного глинозема. В таком растворе должны возникнуть критические явления и в результате — удаление из него некоторых летучих кислотных компонентов. Поэтому при допущении такой грубой схемы развития послемагматических явлений альбитизирующие растворы агпаитовых гранитов по сравнению с плюмазитовыми будут носить более кислотный характер, в связи с большой вероятностью накопления в первых летучих кислотных компонентов и повышения их активности при понижении температуры (Коржинский, 1957). Однако эта гипотеза требует дополнительного теоретического и фактического обоснования.

О причинах геохимической специфичности редкометальной минерализации в связи с щелочными и плюмазитовыми апогранитами. Общеизвестно, что с щелочными апогранитами связаны Ti, Zr, TR и Nb, а с плюмазитовыми — Be, Ta и Li (Коваленко, Пополитов, 1965; Коваленко и др., 1965; Пополитов и др., 1965, 1966, 1967; Коваль и др., 1967).

Имеющиеся данные показывают, что в ходе магматической дифференциации сиенитовых расплавов, поздними дифференциатами которых являются щелочные граниты, отмечается накопление Zr, Nb, Ta, Ti, TR, Sn, Be, Li, т. е. элементов, характерных для обоих типов апогранитов. Однако более щелочной состав магмы для щелочных гранитов не способствует выделению минералов Ti, Zr, TR и Nb на магматическом этапе, как это бывает для обычных гранитов. Препятствуют этому и ограниченные возможности вхождения названных элементов в решетки породообразующих минералов. Следовательно, Ti, Zr, TR и Nb, интенсивно накапливаясь в остаточном расплаве, имеют возможность концентрироваться в послемагматических растворах (в которые постепенно переходит агпаитовая магма), давая собственную концентрированную минерализацию. В то же время при кристаллизации щелочногранитной магмы Li, Be и Sn легко рассеиваются в породообразующих минералах. Это связано с тем, что в таких расплавах вода и летучие, с которыми геохимически связаны эти элементы, не отделяются в самостоятельную фазу, как это должно быть при кристаллизации плюмазитовых магм. По этой причине наблюдается рассеяние Be, Sn и Li и в процессе кристаллизации растворов, возникших при фракционной кристаллизации щелочногранитной магмы. Следовательно, сам путь эволюции агпаитового расплава способствует образованию концентрированной Ti, Zr, TR минерализации и препятствует редкометальной минерализации. В то же время при отделении летучей фазы при критических явлениях в плюмазитовой магме вместе с нею могут уйти из расплава и концентрированные соединения этих последних элементов, воздействие которых на граниты, по-видимому, приводит к образованию редкометальной минерализации.

Таблица 2

Содержание редких элементов в одном из массивов мусковит-альбитовых апогранитов (альбититов)

Название пород	Nb	Ta	Nb/Ta	Be	Zr	Hf	Zr/Hf	Ge	U	Th	Th/U	Rb	Li
Микрогранофировые граниты	8,1 (4)	2,0 (4)	4	3,8 (6)	40 (4)	1,7 (4)	24	4,5 (5)	4,0 (4)	6,1 (4)	1,5	145 (6)	32 (3)
Мусковит-микроклин-кварцевые альбититы	27 (6)	63 (6)	0,45	87 (7)	6,7 (6)	2,2 (6)	3	14,7 (6)	3 (7)	5,1 (7)	1,7	660 (7)	43 (3)
Мусковит-кварцевые альбититы	13 (6)	73 (6)	0,20	100 (11)	7,7 (6)	3,7 (9)	2,1	11,5 (11)	3,1 (11)	5,1 (11)	—	340 (11)	42 (2)
Кварцевые альбититы	4 (6)	60 (6)	0,07	91 (8)	7,5 (6)	4,0 (6)	1,9	13,0 (8)	4,3 (8)	4,8 (8)	1,1	151 (7)	39 (3)
Сенхимономинеральные альбититы	2,5 (6)	66 (6)	0,04	14 (8)	2,6 (5)	4,8 (6)	0,5	15,0 (6)	3,2 (8)	3,6 (8)	1,1	29 (8)	9 (3)

Примечание. В скобках указано число проб, использованных для расчета среднего содержания.

Совокупность знаний по геохимической истории редких элементов на протяжении всего перехода магма — раствор + порода — порода представляется наиболее привлекательной для оценки потенциальной рудоносности интрузивных пород.

Н. Е. Залашкова, Л. Ф. Сырицо

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЗМА СЛЮД В ПРОЦЕССЕ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОГО МЕТАСОМАТОЗА В ГРАНИТАХ

Слюды в силу своих кристаллохимических особенностей весьма активно реагируют на изменение химизма среды, характеризуясь вследствие этого переменным составом, и являются чутким индикатором эволюции послемагматических растворов. Это положение иллюстрируется на примере одной из интрузий, где процессы метасоматоза получили широкое распространение и нашли отражение в многократном преобразовании слюд.

На уровне современного эрозионного среза обнажаются три самостоятельных массива единой интрузии, расположенных на расстоянии первых километров друг от друга. Центральный массив представляет собой область сравнительно сильной эрозии, вскрывающей довольно глубокие горизонты, сложенные, главным образом, биотитовыми, в меньшей мере, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами. Два малых краевых массива — западный и восточный, являющиеся сателлитами центрального массива, судя по обилию ксенолитов вмещающих сланцев и структурным особенностям, вскрывают самые верхние части интрузии.

Особенности геологоструктурной обстановки формирования интрузии, различные в разных частях ее, и, прежде всего, место и время проявления процессов трещинообразования определили различный характер эволюции послемагматических растворов в двух малых массивах интрузии.

Специфику метасоматического преобразования восточного массива определяют приуроченность его к наиболее тектонически ослабленному участку района и совпадение интенсивного трещинообразования с относительно ранней стадией послемагматического метасоматоза. В этих условиях кислотность растворов быстро повышалась, что способствовало интенсивному проявлению процессов грейзенизации.

В западном массиве, расположенном в более спокойной в тектоническом отношении обстановке и перекрытом слабо трещиноватыми породами кровли, игравшими роль своеобразного экрана, время активных тектонических подвижек совпа-

дает с самыми поздними стадиями метасоматоза, что обусловило более длительную циркуляцию растворов. В результате в западном массиве широкое развитие получили процессы послегрейзенового щелочного метасоматоза, в значительной мере затушевавшего проявления ранних стадий. Метасоматиты трещинных зон в западном массиве представлены преимущественно телами амазонититов и поздних альбититов, в то время как в восточном куполе трещины выполнены высокотемпературными кварцевыми жилами.

Таким образом, процессы метасоматоза в восточном и западном массивах развивались по двум принципиально различным направлениям. Метасоматические преобразования в восточном массиве являются следствием проявления процессов высокотемпературного послемагматического выщелачивания гранитоидов. Метасоматические изменения в западном массиве характеризуют собой явления сопряженного отложения компонентов, вынесенных с глубоких горизонтов интрузии на ранних стадиях кислотного выщелачивания. Соответственно этому в рассматриваемых массивах формируются различные типы метасоматической зональности (табл. 1).

Для пород центрального массива, представленных биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, характерно наименьшее изменение, выразившееся в регионально проявленных процессах микроклинизации и мусковитизации с сохранением их первичной структуры и текстуры.

В восточном массиве наименее измененная порода доступного разреза представлена среднезернистой порфировидной мусковитовой разновидностью с крупными порфиробластами микроклина, также прошедшей стадию ранней микроклинизации и мусковитизации. Наиболее последовательно прослеживается в массиве процесс ранней альбитизации, выражающейся в замещении микроклина кислым плагиоклазом (№ 10—12). Высвобождающийся при этом калий реализуется в несколько более позднем процессе серицитизации новообразованного плагиоклаза. Как известно (Барабанов, 1958), это замещение в свою очередь высвобождает альбитовую составляющую, весьма существенную при наличии плагиоклаза № 10—12, что приводит после соответствующей сегрегации и перекристаллизации к образованию разновидности апогранита кварц-мусковит-альбитового состава.

Прогрессирующая кислотность послемагматических растворов, совпавшая с максимальным проявлением тектонических подвижек, в этот период обусловила развитие интенсивного окварцевания, вплоть до образования мусковит-кварцевых грейзенов при полном замещении альбита. Процесс окварцевания определил последующее отложение выщелоченных компонентов, выразившееся в позднем ослюденении, завершающем процесс грейзенизации образованием мусковита III. Однако

Таблица 1

Метасоматическая зональность интрузии

Западный массив			Центральный массив			Восточный массив		
зоны (по разрезу снизу вверх)	ведущие процессы метасоматоза	характерный тип слюды	зоны (по разрезу снизу вверх)	ведущие процессы метасоматоза	характерный тип слюды	зоны (по разрезу снизу вверх)	ведущие процессы метасоматоза	характерный тип слюды
Двуслюдяной гранит	Микроклинизация и мусковитизация I	Биотит II Мусковит I	Биотитовый порфировидный гранит Двуслюдяной гранит	Микроклинизация. Микроклинизация и мусковитизация I	Биотит I. Мусковит I	—		
Мусковитовый порфировидный гранит	Мусковитизация I	Мусковит I	Мусковитовый порфировидный гранит	Мусковитизация I	Мусковит I	Мусковитовый порфировидный гранит	Мусковитизация I	Мусковит I
Апогранит микроклин-альбитовый с мусковитом	Альбитизация и мусковитизация II	Мусковит II	—			Апогранит микроклин-альбитовый с мусковитом	Альбитизация и мусковитизация II	Мусковит II
Кварц-топазовый грейзен	Окварцевание и топазизация	—	—			Апогранит мусковит-кварц-альбитовый		
Кварц-топазовый грейзен с литиевыми слюдами	Топазизация и лепидолитизация	Циннвальдит, криофиллит	—			Мусковит-кварцевый грейзен	Окварцевание	
Апогранит амазонит-альбитовый с лепидолитом	Альбитизация, амазонитизация, лепидолитизация	Криофиллит, лепидолит	—			Альбит-мусковитовый грейзен	Альбитизация и мусковитизация III	Мусковит III
Мономинеральный слюдит по трещинам (локальное проявление)	Мусковитизация	Мусковит III	—			Мусковитовый грейзен		

послегрейзеновый метасоматоз в восточном массиве не получил значительного распространения. Основная масса выщелоченных компонентов была вынесена в трещиноватую зону вмещающих сланцев с образованием мощной полосы (около 400 *м*) пород, инъецированных прожилками альбита и микроклина.

В западном массиве глубокие горизонты, доступные изучению (300 *м*), сложены двуслюдяными и мусковитовыми порфировидными гранитами, претерпевшими, как и в двух других массивах, раннюю микроклинизацию, мусковитизацию (мусковит I) и значительно слабее проявленную раннюю альбитизацию. Менее интенсивно, чем в восточном массиве, развита серицитизация плагиоклаза, с которой связано образование мелкочешуйчатой зеленой слюдки в ассоциации с флюоритом (мусковит II). Об имевшем место в данном массиве процессе грейзенизации можно судить по проявлению процессов окварцевания на более глубоких горизонтах и топазизации в приконтактовой зоне. В трещинных зонах, сингенетичных с проявлением этих процессов, произошло образование жилоподобных кварц-топазовых с лепидолитом тел.

Образование топазового грейзена явилось переломным моментом в эволюции растворов. Переход большей части фтора в твердую фазу в связи с кристаллизацией топаза определил спад кислотности и развитие позднего щелочного метасоматоза, представленного процессами лепидолитизации, поздней альбитизации, поздней микроклинизации (амазонитизации). На ранней стадии проявления этих процессов происходит замещение мусковитов (I и II) собственно литиевыми слюдами. Переработка эндоконтактовой части западного массива в процессе позднего щелочного метасоматоза привела в конечном итоге к образованию апогранитов лепидолит-альбит-амазонитового состава.

Последовательность и характер описанных метасоматических преобразований гранитов во всех трех массивах могут быть прослежены по процессам слюдообразования.

Учитывая определенную направленность статьи показать вариации состава слюд в зависимости от эволюции процессов послемагматического метасоматоза, авторы опускают в ней целый ряд вопросов, возникающих при детальном изучении слюд (критерии классификации, структурные исследования и т. д.), предполагая изложить их в специальной работе.

Соответственно общей последовательности метасоматического изменения пород устанавливаются следующие схемы преобразования слюд:

1) в центральном массиве: биотит → магнезиально-железистый мусковит (I);

2) в восточном массиве: биотит → магнезиально-железистый мусковит (I) → высокоглиноземистые мусковиты (II) → (III);

3) в западном массиве: биотит → магнезиально-железистый мусковит (I) → литиевый мусковит (II) → собственно литиевые слюды (циннвальдит, криофиллит, лепидолит) → высокоглиноземистый мусковит (III).

При сравнении слюд различных массивов, особенно параллельных генераций одного и того же ряда, необходимо учитывать первичную дифференциацию химизма малых массивов, находящую отражение, прежде всего, в составе слюд. Весьма существенно по составу различаются уже наиболее ранние слюды — биотиты центрального и западного массивов (табл. 2). Это различие наследуется замещающими их мусковитами на всех стадиях последующего преобразования. Так, мусковиты западного массива заметно отличаются от параллельных генераций мусковитов восточного массива более высокими содержаниями железа, титана, магния, марганца, лития, фтора и соответственно меньшими содержаниями алюминия и гидроксила.

Если обобщить вариации химизма слюд в метасоматических породах, получается следующая картина, достаточно достоверная, так как основана она на 30 полных химических анализах и более 100 определениях редких элементов (табл. 2).

Общий для всех трех массивов наиболее ранний процесс преобразования слюд представлен мусковитизацией биотита. Химизм его выражается в замещении железа, магния, титана на алюминий в октаэдрической координации и алюминия на кремний — в тетраэдрической координации, что особенно наглядно иллюстрируется кристаллохимическими формулами слюд (табл. 2). Процесс мусковитизации биотита завершается образованием самой ранней генерации мусковитов (I), наиболее богатой магнием, железом и титаном.

Дальнейшая эволюция слюд в малых массивах развивается по-разному (рис. 1). В восточном массиве по мере развития метасоматоза в слюдах происходит дальнейший сброс титана, магния, железа и лития с образованием в конечном итоге крайнего члена мусковитового ряда, наиболее высокоглиноземистой разновидности, почти соответствующей теоретическому составу. При этом очистка от указанных элементов при компенсирующем возрастании алюминия происходит неоднократно, что весьма последовательно прослеживается по трем выделенным генерациям слюд.

Указанное изменение химизма слюд в восточном массиве определяется, по-видимому, единой выдержанной до конца направленностью процессов метасоматического минералообразования, при котором все более подвижными становились такие элементы, как титан, магний, железо, литий, наиболее инертными оставались кремний, затем алюминий, максимально накапливающийся в мусковите самой поздней генерации. Подобный характер изменения состава слюд позволяет судить о том,

Таблица 2

Химический состав слюд

Массив	Название слюды	№ проб	Компоненты, % SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Li_2O
Центральный	Биотит I	2382	32,97	3,17	20,08	3,94	19,48	0,35	1,31	5,72	7,68	0,43	0,30
	То же	118	35,42	2,94	17,96	5,86	17,96	0,24	0,33	5,73	7,99	0,22	0,26
	„	2394	36,62	3,21	17,71	5,49	16,96	0,35	0,42	6,00	8,15	0,22	0,27
	„	11	36,88	3,40	16,90	4,50	18,97	0,24	0,64	5,80	7,60	0,15	0,36
	Мусковит I	10	46,36	0,57	30,86	4,25	1,62	0,20	0,03	1,39	9,40	0,50	0,37
	То же	1—В	45,07	0,57	28,93	2,16	3,20	0,18	0,36	1,40	10,10	0,41	0,40
	„	2401	44,75	0,39	29,43	1,14	3,32	0,05	0,40	2,34	10,72	0,63	0,30
Восточный	Мусковит I	413	46,62	0,58	31,23	2,17	2,33	0,27	0,06	1,41	9,80	0,40	0,30
	„	1	48,98	0,35	32,26	2,04	0,77	0,12	0,06	0,89	10,00	0,80	0,15
	Мусковит II	435	46,32	0,15	34,68	1,85	0,72	0,42	0,03	0,30	10,40	0,30	0,055
	Мусковит III	2250	44,62	Сл	35,45	0,79	1,36	0,21	0,81	0,43	10,94	0,35	0,015
	„	1045/Б	46,20	0,08	36,19	0,95	0,54	0,27	0,10	0,07	10,20	0,30	0,064
Западный	Биотит II	2506	37,54	2,02	20,69	3,08	15,79	0,70	0,41	2,85	9,20	Сл	1,25
	Мусковит I	2358	44,16	0,56	27,65	1,63	5,71	0,44	1,08	2,82	9,70	0,25	0,98
	То же	2506	44,88	0,72	28,91	1,96	3,93	0,25	0,34	1,51	9,37	0,62	0,55
	„	1116	45,74	0,37	27,47	3,17	3,42	1,0	0,76	0,71	9,25	1,46	0,83
	„	100	44,74	0,26	30,50	2,01	4,70	0,74	0,30	0,20	9,82	0,59	0,58
	„	1703	44,57	0,28	28,89	0,95	5,22	1,02	1,42	0,54	10,28	0,35	0,85
	Мусковит II	2367	48,91	0,18	30,48	0,95	3,17	1,05	0,60	0,10	8,69	0,95	1,29
	Мусковит III	1788	45,70	Сл	34,09	0,29	1,81	0,71	0,65	0,36	10,28	0,39	0,32
	„	4/64	47,67	Сл	34,34	0,20	1,22	0,49	0,68	0,21	8,90	0,28	0,55
	Цинвальдит	1957	45,15	Сл	21,58	1,37	8,33	1,17	0,46	0,74	10,18	0,80	3,54
	Криофиллит	1098	48,40	0,09	22,00	1,26	2,58	4,51	0,78	0,23	10,50	0,68	4,04
	То же	1651	47,36	0,16	21,20	3,06	4,30	3,03	0,91	0,15	9,70	0,85	3,62
	„	1865	46,97	0,21	21,80	5,10	2,51	2,69	0,55	0,37	9,36	1,06	3,57
	„	1101	49,43	0,10	19,92	1,11	3,10	3,72	1,01	0,73	9,12	2,82	4,24
	Лепидолит	1647	52,15	Сл	20,46	0,31	1,75	1,46	1,26	0,59	9,02	1,40	4,86
	„	4/64	46,78	Сл	20,99	4,53	0,96	1,36	0,44	1,32	10,12	0,36	3,92

Химический состав слюд

Массив	Название слюды	Компоненты								Показатели преломления		2V
		Rb_2O	Cs_2O	H_2O^+	H_2O^-	F	П. п. п.		$O-\frac{F}{2}$	Сумма	Ng	Nm	
Центральный	Биотит I	0,13	0,018	3,36	0,41	1,51	—	100,86	0,63	100,23	1,660—1,676	—	0—2°
	То же	Не опр.	Не опр.	3,34	0,37	0,15	1,90	100,67	0,06	100,61			
	»	Не опр.	Не опр.	2,78	0,62	0,35	1,80	100,95	0,14	100,81			
	»	0,15	0,04	3,97	0,32	1,50	—	100,32	0,63	99,69			
	Мусковит I	0,22	0,04	4,88	0,04	1,08	—	101,40	0,43	100,97	1,600—1,603	1,591—1,594	29—36°
	То же	0,232	0,023	4,26	1,47	1,24	—	100,48	0,52	99,96			
	»	0,217	0,004	3,77	1,19	1,55	—	100,20	0,65	99,55			
Восточный	Мусковит I	0,23	0,04	4,52	0,04	1,48	—	100,85	0,60	100,25	1,597—1,600	1,588—1,591	34—36°
	»	0,19	0,04	4,40	0,02	0,58	—	100,22	0,24	99,98			
	Мусковит II	0,23	0,04	4,90	0,04	0,78	—	100,66	0,32	100,34	1,594—1,597	1,588—1,591	36—38°
	Мусковит III	0,134	0,014	2,51	0,21	1,58	—	99,42	0,65	98,77	1,594	1,588	38—41°
	»	0,20	0,04	5,08	0,02	0,56	—	100,67	0,24	100,43			
Западный	Биотит II	0,24	0,03	0,07	1,02	2,44	—	100,68	1,02	99,71	1,633—1,645		6—8°
	Мусковит I	—	—	3,22	0,82	2,30	—	101,32	0,99	100,33	1,600—1,603	1,591—1,594	26—31°
	То же	0,24	0,005	3,80	1,19	1,50	—	100,78	0,63	100,15			
	»	0,91	0,02	3,06	0,86	1,40	—	100,43	0,58	99,85			
	»	Не опр.	Не опр.	3,00	0,54	1,86	1,12	100,96	0,77	100,19			
	»	0,51	0,015	3,04	0,46	3,35	—	101,74	1,40	100,39			
	Мусковит II	0,47	0,01	1,42	0,28	2,35		101,39	0,99	100,40	1,591	1,582	29—34°
	Мусковит III	0,21	0,004	2,49	0,36	1,85	1,02	100,53	0,77	99,76	1,591—1,588	1,585—1,582	34—36°
	»	0,52	Не обн.	3,85	0,12	1,60	—	100,76	0,67	100,09			
	Цинвальдит	0,20	0,01	1,81	0,33	5,03	—	103,16	3,39	99,77	1,576	1,573	20—29°
	Криофиллит	Не опр.	Не опр.	0,43	0,69	7,20	—	103,39	3,03	100,36	1,561—1,570	1,558—1,567	24—31°
	То же	0,86	0,01	1,45	Не обн.	6,93	—	103,53	2,37	100,76			
	»	0,19	0,006	1,19	0,09	6,37	—	102,57	2,69	99,88			
	»	1,04	0,02	0,85	0,12	4,24	—	101,62	1,78	99,84			
	Лепидолит	1,10	0,009	1,40	Не обн.	7,22	—	102,78	3,03	99,75	1,555—1,567	1,549—1,564	29—34°
	»	1,31	0,007	1,46	0,35	6,69	—	102,62	2,83	99,79			

Примечание. Анализы № 11, 10, 1, 413, 435, 1045/Б выполнены в ЦХЛ СЗГУ, все остальные — в ХЛ ИМГРЭ.

Кристаллохимические формулы слюд

Центральный массив

Биотит I

Обр. 2382

$(K_{0,76}Na_{0,06}Rb_{0,01}Ca_{0,11})_{0,94}\,(Li_{0,10}Al_{0,39}Fe^{+3}_{0,23}Fe^{+2}_{1,26}Mg_{0,66}Ti_{0,17})_{2,81}\,(Si_{2,56}Al_{1,44})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,63}F_{0,37})_{2,00}$

Обр. 118

$(K_{0,77}Na_{0,03}Rb_{0,001}Ca_{0,03})_{0,83}\,(Li_{0,08}Al_{0,27}Fe^{+3}_{0,33}Fe^{+2}_{1,13}Mg_{0,64}Mn_{0,02}Ti_{0,16})_{2,63}\,(Si_{2,67}Al_{1,33})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,96}F_{0,04})_{2,00}$

Обр. 11

$(K_{0,76}Na_{0,02}Ca_{0,05})_{0,83}\,(Li_{0,11}Al_{0,52}Fe^{+3}_{0,26}Fe^{+2}_{0,52}Mg_{0,67}Mn_{0,02}Ti_{0,20})_{3,02}\,(Si_{2,95}Al_{1,05})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,63}F_{0,37})_{2,00}$

Мусковит I

Обр. 10

$(K_{0,79}Na_{0,06}Rb_{0,01})_{0,86}\,(Li_{0,10}Al_{1,42}Fe^{+3}_{0,21}Fe^{+2}_{0,09}Mg_{0,14}Mn_{0,01}Ti_{0,03})_{2,00}\,(Si_{3,04}Al_{0,96})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,78}F_{0,22})_{2,00}$

Обр. 2401

$(K_{0,96}Na_{0,09}Ca_{0,03})_{1,08}\,(Li_{0,04}Al_{1,55}Fe^{+3}_{0,06}Fe^{+2}_{0,19}Mg_{0,24}Mn_{0,003}Ti_{0,04})_{2,12}\,(Si_{3,13}Al_{0,87})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,67}F_{0,33})_{2,00}$

Обр. 1—В

$(K_{0,90}Na_{0,05}Ca_{0,03}Rb_{0,01})_{0,99}\,(Li_{0,11}Al_{1,51}Fe^{+3}_{0,11}Fe^{+2}_{0,19}Mg_{0,15}Mn_{0,01}Ti_{0,03})_{2,11}\,(Si_{3,14}Al_{0,86})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,73}F_{0,27})_{2,00}$

Восточный массив

Мусковит I

Обр. 413

$(K_{0,84}Na_{0,05}Rb_{0,01}Ca_{0,001})_{0,90}\,(Li_{0,08}Al_{1,62}Fe^{+3}_{0,11}Fe^{+2}_{0,13}Mg_{0,14}Ti_{0,03})_{2,11}\,(Si_{3,14}Al_{0,86})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,68}F_{0,32})_{2,00}$

Обр. 1

$(K_{0,83}Na_{0,10}Rb_{0,01})_{0,94}\,(Li_{0,04}Al_{1,56}Fe^{+3}_{0,10}Fe^{+2}_{0,04}Mg_{0,08}Ti_{0,02})_{1,84}\,(Si_{3,13}Al_{0,87})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,88}F_{0,12})_{4,00}$

Мусковит II

Обр. 435

$(K_{0,89}Na_{0,04}Rb_{0,01})_{0,94}\,(Li_{0,01}Al_{1,82}Fe^{+3}_{0,09}Fe^{+2}_{0,04}Mg_{0,03}Ti_{0,01})_{2,00}\,(Si_{3,09}Al_{0,91})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,84}F_{0,16})_{2,00}$

Мусковит III

Обр. 1045/Б

$(K_{0,86}Na_{0,04}Ca_{0,02}Rb_{0,01})_{0,93}\,(Li_{0,02}Al_{1,91}Fe^{+3}_{0,05}Fe^{+2}_{0,03}Mg_{0,01}Mn_{0,02})_{2,04}\,(Si_{3,07}Al_{0,93})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,88}F_{0,12})_{2,00}$

Западный массив

Биотит II

Обр. 2506

$(K_{0,89}Rb_{0,01}Ca_{0,04})_{0,94}\,(Li_{0,38}Al_{0,70}Fe^{+3}_{0,18}Fe^{+2}_{1,03}Mg_{0,33}Mn_{0,05}Ti_{0,11})_{2,78}\,(Si_{2,85}Al_{1,15})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,41}F_{0,59})_{2,00}$

Мусковит I

Обр. 2358

$(K_{0,85}Na_{0,03}Ca_{0,04})_{0,92}\,(Li_{0,24}Al_{1,35}Fe^{+3}_{0,08}Fe^{+2}_{0,33}Mg_{0,29}Mn_{0,03}Ti_{0,03})_{2,35}\,(Si_{3,12}Al_{0,88})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,49}F_{0,51})_{2,00}$

Обр. 2506

$(K_{0,83}Na_{0,02}Rb_{0,01}Ca_{0,02})_{0,88}\,(Li_{0,16}Al_{1,52}Fe^{+3}_{0,10}Fe^{+2}_{0,23}Mg_{0,16}Mn_{0,01}Ti_{0,03})_{2,21}\,(Si_{3,14}Al_{0,86})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,70}F_{0,30})_{2,00}$

Обр. 1166

$(K_{0,81}Na_{0,19}Rb_{0,04}Ca_{0,06})_{1,10}\,(Li_{0,23}Al_{1,40}Fe^{+3}_{0,17}Fe^{+2}_{0,20}Mg_{0,07}Mn_{0,06}Ti_{0,02})_{2,15}\,(Si_{3,16}Al_{0,84})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,69}F_{0,31})_{2,00}$

Обр. 1703

$(K_{0,91}Na_{0,04}Rb_{0,02}Ca_{0,10})_{1,07}\,(Li_{0,24}Al_{1,48}Fe^{+3}_{0,05}Fe^{+2}_{0,31}Mg_{0,06}Mn_{0,06}Ti_{0,01})_{2,21}\,(Si_{3,10}Al_{0,90})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,26}F_{0,74})_{2,00}$

Мусковит II

Обр. 2367

$(K_{0,74}Na_{0,12}Rb_{0,02}Ca_{0,04})_{0,92}\,(Li_{0,35}Al_{1,61}Fe^{+3}_{0,05}Fe^{+2}_{0,18}Mg_{0,002}Mn_{0,06}Ti_{0,01})_{2,26}\,(Si_{3,21}Al_{0,79})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,51}F_{0,49})_{2,00}$

Мусковит III

Обр. 1788

$(K_{0,87}Na_{0,05}Rb_{0,02}Ca_{0,05})_{0,98}\,(Li_{0,08}Al_{1,69}Fe^{+3}_{0,01}Fe^{+2}_{0,10}Mg_{0,03}Mn_{0.04})_{1,95}\,(Si_{3,03}Al_{0,97})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,61}F_{0,39})_{2,00}$

Обр. 4/64

$(K_{0,75}Na_{0,04}Rb_{0,0.}Ca_{0,05})_{0,86}\,(Li_{0,15}Al_{1,86}Fe^{+3}_{0,01}Fe^{+2}_{0,04}Mg_{0,02}Mn_{0,03})_{2,11}\,(Si_{3,17}Al_{0,83})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{1,70}F_{0,30})_{2,00}$

Циннвальдит

Обр. 1957

$(K_{0,93}Na_{0,11}Ca_{0,04})_{1,08}\,(Li_{1,00}Al_{1,04}Fe^{+3}_{0,08}Fe^{+2}_{0,50}Mg_{0,01}Mn_{0,07})_{2,70}\,(Si_{3,22}Al_{0,78})_{4,00}\,O_{10}\,(OH_{0,87}F_{1,13})_{2,00}$

Криофиллит

Обр. 1098

$(K_{0,89}Na_{0,01}Ca_{0,06})_{0,96}\ (Li_{1,07}Al_{0,93}Fe^{+3}_{0,06}Fe^{+2}_{0,14}Mg_{0,02}Mn_{0,25})_{2,47}\ (Si_{3,21}Al_{0,79})_{4,00}\ O_{10}\ (O\ H_{0,49}F_{1,51})_{2,00}$

Обр. 1651

$(K_{0,77}Na_{0,13}Rb_{0,04}Ca_{0,07})_{1,01}\ (Li_{1,00}Al_{1,04}Fe^{+3}_{0,16}Fe^{+2}_{0,25}Mg_{0,01}Mn_{0,18}Ti_{0,01})_{2,65}\ (Si_{3,30}Al_{0,70})_{4,00}\ O_{10}\ (OH_{0,49}F_{1,51})_{2,00}$

Обр. 1865

$(K_{0,83}Na_{0,15}Ca_{0,04})_{1,01}\ (Li_{1,07}Al_{1,01}Fe^{+3}_{0,26}Fe^{+2}_{0,14}Mg_{0,09}Mn_{0,16}Ti_{0,01})_{2,73}\ (Si_{3,24}Al_{0,76})_{4,00}\ O_{10}\ (OH_{0,61}F_{1,39})_{2,00}$

Обр. 1101

$(K_{0,79}Na_{0,37}Rb_{0,04}Ca_{0,07})_{1,27}\ (Li_{1,17}Al_{0,99}Fe^{+3}_{0,06}Fe^{+2}_{0,18}Mg_{0,01}Mn_{0,22})_{2,63}\ (Si_{3,38}Al_{0,62})_{4,00}\ O_{10}\ (OH_{1,10}F_{0,90})_{2,00}$

Обр. 4/64

$(K_{0,87}Na_{0,05}Rb_{0,06}Ca_{0,03})_{1,01}\ (Li_{1,14}Al_{1,09}Fe^{+3}_{0,25}Fe^{+2}_{0,05}Mg_{0,14}Mn_{0,10})_{2,77}\ (Si_{3,30}Al_{0,70})_{4,00}\ O_{10}\ (OH_{0,67}F_{1,43})_{2,00}$

Лепидолит

Обр. 1647

$(K_{0,78}Na_{0,04}Rb_{0,005}Ca_{0,09})_{1,10}\ (Li_{1,33}Al_{1,19}Fe^{+3}_{0,02}Fe^{+2}_{0,01}Mg_{0,04}Mn_{0,08})_{2,67}\ (Si_{3,55}Al_{0,45})_{4,00}\ O_{10}\ (OH_{0,45}F_{1,55})_{2,00}$

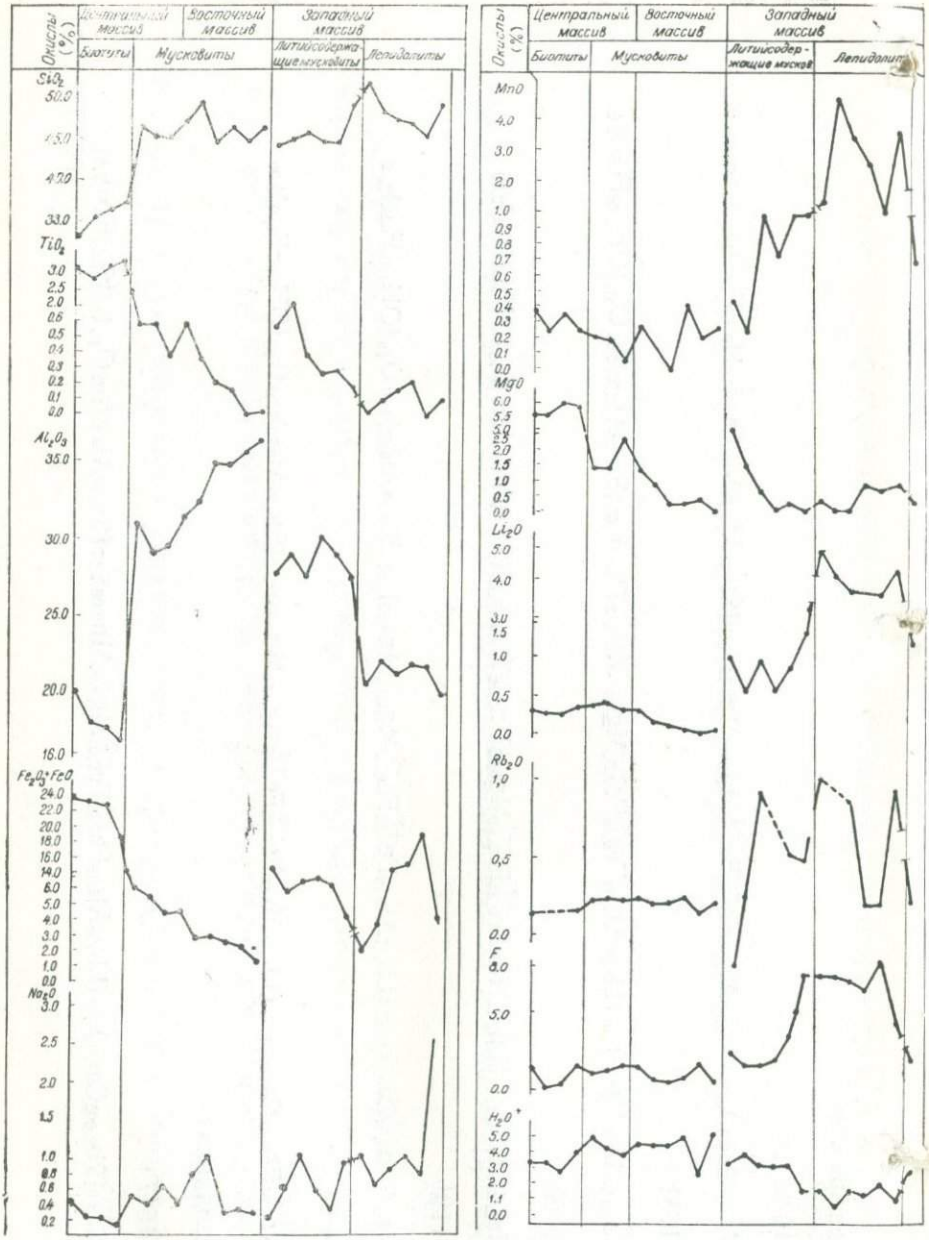


Рис. 1. Вариационная диаграмма изменения состава слюд

что слюдообразование, а следовательно, и преобразование гранитов происходило в восточном массиве в условиях относительно возрастающей кислотности послемагматических растворов. Эта направленность характеризуется также закономерным изменением величин индикаторных отношений в слюдах: K/Rb, Al/Li, Mg/Li, Al/Σ Fe (рис. 2). Последовательное увеличение Al/Li и Al/Σ Fe отношений, свидетельствующее об уменьшении содержания лития и железа с соответственным увеличением калия и, главным образом, алюминия, подтверждает представление о возрастании кислотности в процессе развития метасоматоза в гранитах восточного массива.

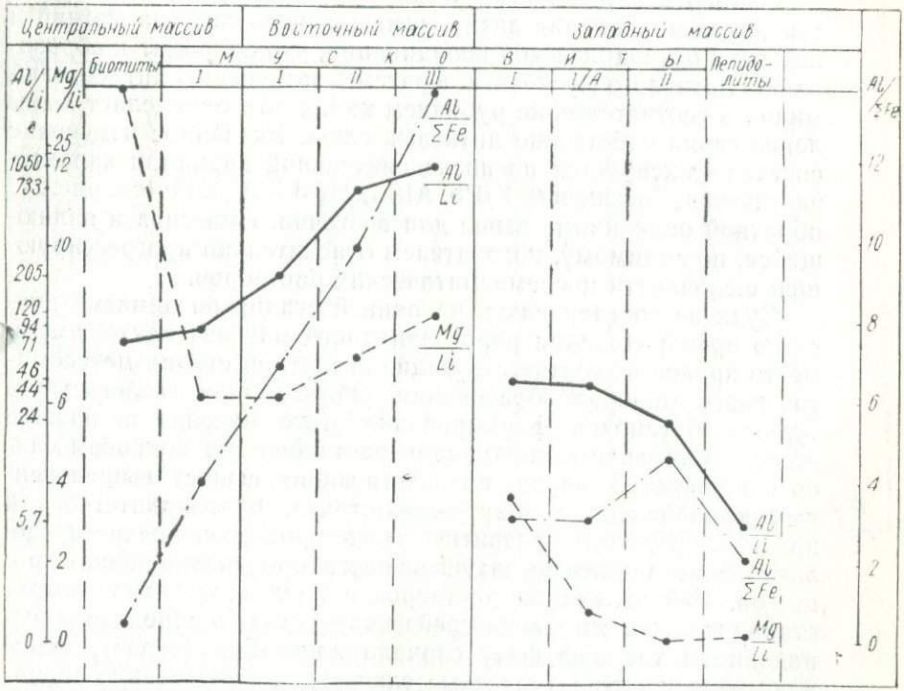


Рис. 2. Вариации величин индикаторных отношений элементов в слюдах

Отсутствие накопления лития в последующую стадию отложения в восточном массиве обусловлено интенсивностью процесса кислотного выщелачивания. Резкий перепад давления определил вынос в зону экзоконтакта наиболее подвижных и устойчивых в этих условиях соединений элементов, прежде всего фтора и лития, перенос которых в виде комплексных соединений установлен экспериментально (Рысс, 1956; Яцемирский,

1958). Во вмещающих породах отмечаются повышенные в 10—14 раз по сравнению с фоновыми содержания фтора и лития. Нахождение фтора в «связанной» форме в виде устойчивых литийсодержащих фторкомплексов объясняет ведущую роль группы OH в описанной части слюд этого массива.

В западном массиве процесс, аналогичный описанному для восточного массива, имеет место лишь на ранней стадии метасоматического преобразования пород и не получает полного развития. Вторая генерация мусковита также свидетельствует о заметном уменьшении в составе слюд железа, магния, титана по сравнению с первой.

Однако в дальнейшем резко преобладающей становится тенденция накопления лития, замещающего сначала магний и железо в октаэдрической координации, что приводит к образованию литиевого мусковита, а затем к замещению литием алюминия и соответственно рубидием калия, что определяет появление серии собственно литиевых слюд. Указанное изменение состава фиксируется по последовательной вариации характеристических отношений K/Rb, Al/Li, Mg/Li, Al/Σ Fe (см. рис. 2), обратной описанному выше для восточного массива и являющейся, по-видимому, показателем относительно прогрессирующей щелочности послемагматических растворов.

Судя по составу слюд, на ранней стадии послемагматического преобразования пород западного массива также имели место процессы, соответствующие кислотной стадии метасоматического минералообразования. Однако иная геологоструктурная обстановка формирования этого массива и, прежде всего, длительность циркуляции растворов под покровом слаботрещиноватых пород, препятствующих выносу выщелоченных компонентов в зону экзоконтакта, благоприятствовали преимущественному развитию здесь процессов позднего щелочного метасоматоза, затушевавшего проявления ранних процессов. Нейтрализация растворов и последовательное возрастание щелочности в послегрейзеновую стадию определили выпадение в твердую фазу сначала алюминия (топаз), затем алюминия и лития (литиевые слюды), что обусловило значительную концентрацию лития в зоне эндоконтакта западного массива. Образование собственно литиевых слюд (цинвальдит, криофиллит, лепидолит), обусловленное распадом литийсодержащих фторкомплексов, свидетельствует о дальнейшем возрастании щелочности послемагматических растворов, достигающей максимума в следующих за лепидолитизацией процессах поздней альбитизации и амазонитизации.

Весьма интересно в завершающем этапе слюдообразования западного массива появление новой разновидности слюды, соответствующей по составу высокоглиноземистому мусковиту (III), аналогичному наиболее поздней слюде восточного массива. Замещение лепидолита поздним мусковитом свидетельст-

вует о существенной нейтрализации растворов на конечной стадии метасоматического минералообразования. Это обстоятельство находит отражение на вариационной диаграмме слюд и соответственно на величине индикаторных отношений (см. рис. 1, 2).

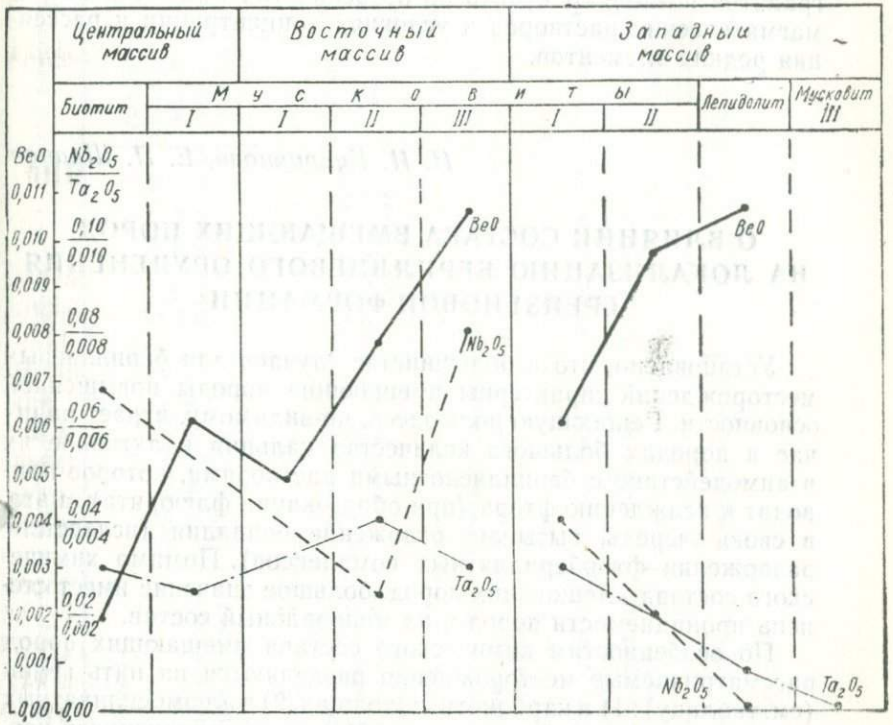


Рис. 3. Изменение содержания редких элементов в слюдах

Концентрация редких элементов в слюдах малых массивов интрузии различна. Максимальное содержание тантала и ниобия отмечается в биотитах. В западном массиве в процессе метасоматоза происходит последовательное обеднение слюд этими элементами (рис. 3). В поздних литийсодержащих мусковитах и лепидолитах тантала значительно меньше или они практически отсутствуют. Таким образом, создаются предпосылки для последующей концентрации этих элементов в виде самостоятельных минералов ниобия и тантала: колумбит-танталита, пирохлор-микролита, лопарита. В слюдах восточного массива содержание тантала и ниобия во всех разновидностях мусковитов остается примерно постоянным и равным содержанию их в биотитах. Значительная часть тантала (до 50%), присутствующая в грейзеновых образованиях восточного массива,

связана со слюдами. Бериллий имеет отчетливую тенденцию к концентрации в поздних грейзеновых разновидностях мусковитов восточного и лепидолитах западного массива.

Таким образом, установленные закономерности изменения состава слюд в процессе метасоматического преобразования гранитов позволяют судить об особенностях эволюции послемагматических растворов и условиях концентрации и рассеяния редких элементов.

И. И. Куприянова, Е. П. Шпанов

О ВЛИЯНИИ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА ЛОКАЛИЗАЦИЮ БЕРИЛЛИЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГРЕЙЗЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Установлено, что в большинстве случаев для бериллиевых месторождений характерны вмещающие породы повышенной основности. Решающую роль здесь, по-видимому, играет наличие в породах большого количества кальция и активное их взаимодействие с бериллиеносными растворами, которое приводит к осаждению фтора (при образовании флюорита), а это, в свою очередь, вызывает отложение бериллия (вследствие разложения фторбериллатных комплексов). Помимо химического состава вмещающих пород, большое значение имеет степень проницаемости пород и их минеральный состав.

По особенностям химического состава вмещающих пород рассматриваемые месторождения разделяются на пять групп (см. таблицу): 1) в карбонатных толщах, 2) в алюмосиликатных породах повышенной основности; 3) в переслаивающихся карбонатных и алюмосиликатных породах; 4) в алюмосиликатных породах кислого состава и 5) в скарнах.

Значительные скопления бериллия могут возникать в разнообразных по составу и способности реагировать с гидротермальными растворами вмещающими породами. При этом наблюдается естественная закономерность, что в породах, интенсивно взаимодействующих с растворами, главная масса бериллия отлагается среди метасоматических пород. В породах же, относительно слабо реагирующих с растворами, основные скопления бериллия приурочены к прожилкам и жилам.

Весьма благоприятной для образования бериллиевых месторождений породой оказываются карбонатные толщи, в которых происходит интенсивное осаждение фтора и бериллия с образованием флюорита, берилла, фенакита, в других случаях — хризоберилла, эвклаза, таффеита. Сопутствующими гидротермальными минералами могут являться различные

Зависимость минерального состава бериллиевых месторождений грейзеновой формации от состава вмещающих пород

Типы месторождений		Карбонатные породы		Алюмосиликатные породы повышенной основности	Переслаивание карбонатных и алюмосиликатных пород	Алюмосиликатные породы кислого состава	Скарны
		Известняки	Доломитизированные известняки, доломиты				
Метасоматические ореолы	Основные гидротерм. минералы	Флюорит, мусковит, топаз, альбит, диаспор	Флюорит, мусковит, амезит, селлаит, топаз, турмалин	Флюорит, биотит-флогопит, хлорит, мусковит	Флюорит, мусковит, биотит, альбит, пирит	Мусковит, кварц	Магнетит, флюорит, мусковит, биотит, хлорит, флогопит, везувиан
	Бериллиевые минералы	Фенакит, хризоберилл, эвклаз	Хризоберилл, тааффеит, фенакит	Фенакит, берилл	Берилл, фенакит	Берилл	Хризоберилл, гельвин
Прожилки	Основные жильные минералы	Флюорит, мусковит, топаз, хрупкие слюды, диаспор, альбит	Флюорит, мусковит, топаз, диаспор, корунд, турмалин	Альбит, мусковит, ортоклаз, флюорит	Флюорит, мусковит, кварц, альбит	Кварц, мусковит, топаз	Флюорит, флогопит, альбит, ортоклаз, кварц
	Бериллиевые минералы	Берилл, фенакит, хризоберилл	Хризоберилл, тааффеит, эвклаз, фенакит	Фенакит, берилл	Берилл	Берилл	Берилл, фенакит, хризоберилл

светлые слюды, а также полевые шпаты, топаз, турмалин, диаспор, корунд, селлаит. Возникающие минеральные парагенезисы зависят как от химического состава карбонатных пород (от примеси алюмосиликатного материала и присутствия доломита), так и от глубинности формирования месторождения.

По своему внутреннему строению рудные тела среди карбонатных пород обычно являются штокверками, морфология которых контролируется литологическими и структурно-тектоническими факторами. Проникновение гидротермальных растворов в толщу пород происходит только по трещинам, которые впоследствии выполняются прожилками, сложенными мусковитом, альбитом, флюоритом, кварцем, диаспором и другими минералами.

Преобладают прожилки флюорит-мусковитового состава. Реже в составе прожилков значительное место занимает топаз, хрупкие слюды, диаспор, альбит. Из редкометальных минералов в прожилках отмечаются берилл, фенакит, хризоберилл, шеелит, вольфрамит. Обычно на месторождениях в прожилках преобладает какой-либо один из перечисленных минералов бериллия при подчиненном количестве других.

Мощности прожилков колеблются от 1—2 *мм* до 7—10 *см*. Прожилки в известняках обычно подвергаются сложному ветвлению в тех случаях, когда растворы следуют не только по секущим трещинам, но и по послойным (рис. 1).

Метасоматические ореолы около трещинных прожилков в известняках имеют сравнительно небольшую ширину (1—12 *см*). Вследствие этого очень важную роль в распределении оруденения играет густота сети трещин, пронизывающих известняковую толщу. В участках повышенной трещиноватости ореолы соседних прожилков сливаются между собой, и образуются сплошные залежи слюдисто-флюоритовых пород, богатых бериллиевыми минералами. Устанавливается прямая зависимость мощности метасоматических ореолов от густоты прожилков (чем гуще прожилки, тем более широкие ореолы они имеют). Четкой зависимости между мощностями прожилков и ореолов не устанавливается. Значительное увеличение мощности ореолов на участках с густой сетью прожилков, вероятно, объясняется двумя причинами: во-первых, поступлением в эти участки больших количеств гидротермальных растворов вследствие падения давления в результате трещинообразования, во-вторых, и это главное, увеличением проницаемости известняков при повышении их температуры (Рундквист, 1966).

В составе ореолов главное место занимает флюорит (≈60% по объему), затем мусковит, встречаются также альбит, топаз, диаспор, берилл, хризоберилл. Мусковит-флюоритовые метасоматические породы (грейзены) по известнякам имеют очень характерный внешний облик, который обусловлен сочетанием двух главных элементов: петельчатой (ячеистой) структурой

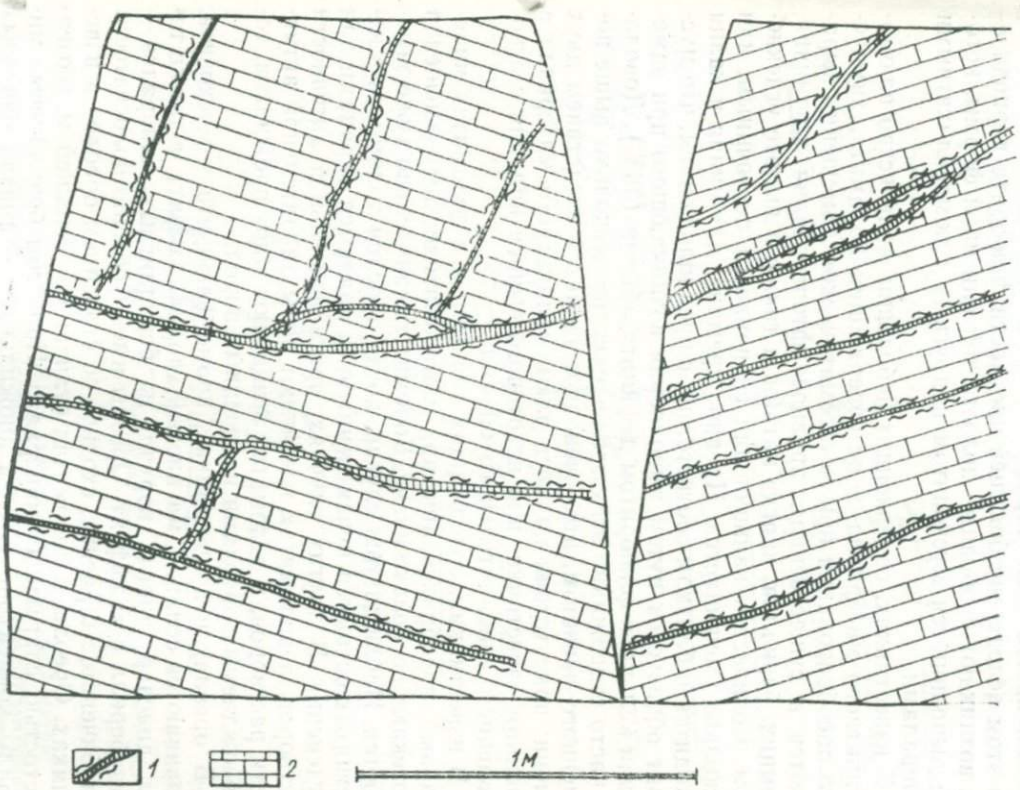


Рис. 1. Распределение флюорит-мусковитовых прожилков в известняке:
1 — прожилки с флюоритовыми ореолами волнисто-полосчатого строения; *2* — известняк. Зарисовка забоя штольни

мусковит-флюоритовых агрегатов и волнисто-полосчатой текстурой, образованной чередованием субпараллельных полосок флюорита и мусковита. Количественные соотношения между этими элементами и размер выделений минералов определяют все многообразие облика ореолов. Указанное строение метасоматических пород связано с особенностями механизма их формирования. Флюорит образуется путем замещения кальцита, при этом вследствие большей плотности флюорита периодически возникают свободные полости той или иной формы, которые выполняются мусковитом и другими алюмосиликатными минералами.

В известняках, содержащих небольшое количество алюмосиликатного материала и не содержащих доломита, химические преобразования при метасоматическом замещении выражаются в существенном привносе фтора, калия, алюминия, кремния, бериллия, иногда натрия, а также в выносе углекислоты. Количество кальция или сохраняется постоянным, или несколько уменьшается. Привнос кремния, алюминия и калия находится в близком соответствии с предположением, что мусковит образуется путем выполнения возникающего при замещении кальцита флюоритом дефицита объема (33%). Довольно часто содержание этих трех элементов несколько выше полученного расчетом, что, очевидно, является следствием двух причин: присутствия примеси алюмосиликатного материала в исходном известняке, или некоторого выноса кальция с освобождением дополнительного объема.

В известняках, содержащих доломит, и в доломитах минеральные преобразования при метасоматическом замещении протекают несколько иначе. Доломиты значительно хуже замещаются. Наблюдаются случаи, когда прослои доломитов в известняках остаются неизмененными и являются экранами для оруденения. В других случаях, при значительной активности растворов, в доломитах возникают зоны значительной активности растворов, в доломитах возникают зоны прожилков, сопровождаемых ореолами измененных пород.

В ореолах и в прожилках, кроме флюорита и мусковита, развиваются селлаит, магниевый хлорит (амезит), а также топаз, диаспор, иногда корунд; из бериллиевых минералов — хризоберилл и таффеит. Ореолы имеют обычно полосчатое и тонкоячеистое строение, сходное со строением ореолов в известняках. Ореолы в доломитах отличаются большей мелкозернистостью слагающих минералов. При этом бериллиевые минералы концентрируются в прожилках и в призальбандовых частях ореолов.

В алюмосиликатных породах основного состава (как интрузивных, так и осадочно-метаморфических) также нередко возникают условия, благоприятные для формирования бериллиевых месторождений. Ведущим фактором и в данном случае,

видимо, остается интенсивное связывание фтора кальцием вмещающих пород. Рассматриваемые вмещающие породы, как правило, являются слабо проницаемыми для гидротермальных растворов. Просачивание последних происходит преимущественно вдоль трещин, с незначительным пропитыванием околотрещинных зон. Вследствие этого вкрапленные руды бериллия для рассматриваемых пород не характерны. Ведущим типом оруденения является прожилковый (штокверковый).

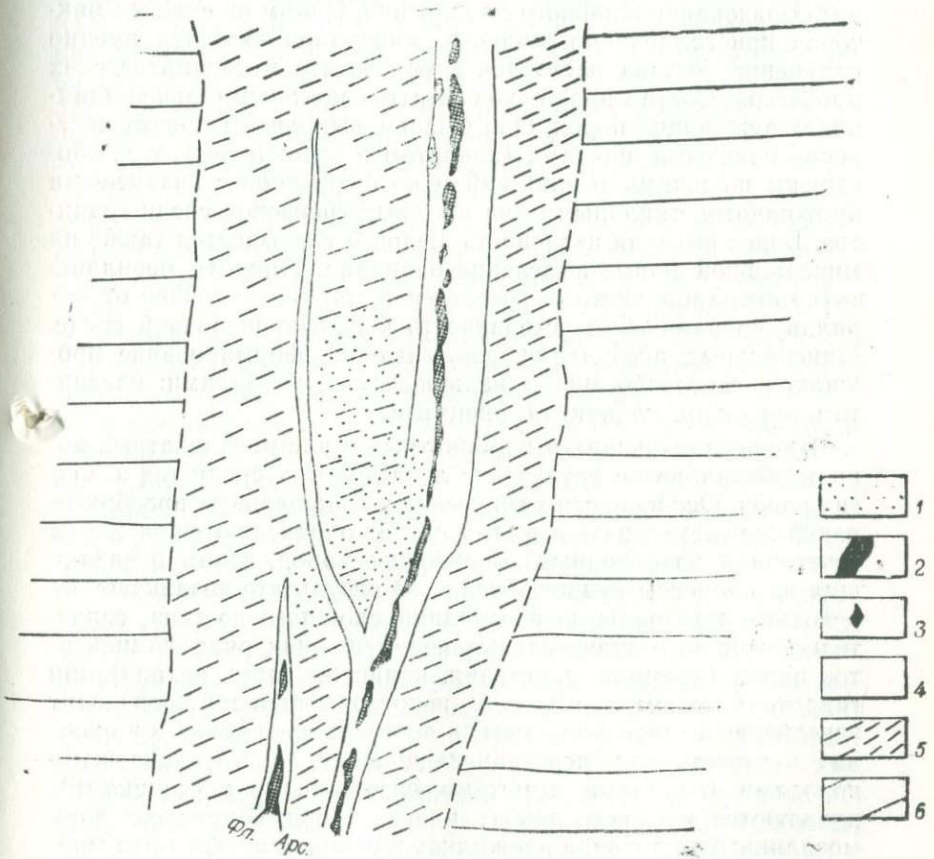


Рис. 2. Скопление фенакита на участке ветвления прожилков:

1 — фенакит; *2* — флюорит; *3* — арсенопирит; *4* — альбит; *5* — флюорит-слюдяная метасоматическая порода; *6* — эпидот-актинолитовый сланец. Зарисовка стенки выработки, ×2

Для образования богатых залежей большое значение имеют крупные системы трещин, с достаточной густотой последних (рис. 2). При пропитывании породы растворами в околотре-

щинной зоне образуются метасоматические ореолы флюорит-слюдяного состава шириной 0,5—12 *см*. Химические преобразования при метасоматических процессах выражаются в интенсивном привносе фтора, привносе калия и бериллия. Выносу подвергается кремнезем, в слабой степени алюминий, железо и натрий. Содержание кальция остается приблизительно постоянным. Метасоматическая зональность ореолов часто выражена неотчетливо.

Вслед за возникновением околотрещинного ореола происходит образование жильного выполнения. Одним из важных факторов кристаллизации жильных минералов является именно изменение состава растворов в результате метасоматических процессов. Состав прожилков испытывает значительное влияние окружающих пород. Они бывают выполнены преимущественно полевыми шпатами (альбитом и ортоклазом), т. е. обогащены щелочами и алюминием по сравнению с кварцевыми прожилками, типичными для обычных грейзенов среди гранитов. Более высокая активность щелочей сказывается также на минеральной форме выделения бериллия. Главным бериллиевым минералом часто оказывается фенакит, в отличие от берилла сохраняющий устойчивость в сильно щелочной среде. Минеральные ассоциации, завершающие формирование прожилков, часто обогащены кальциевыми минералами: бавенитом, эпидотом, кальцитом, пренитом.

В переслаивающихся карбонатных и алюмосиликатных породах бериллиевое оруденение локализуется среди тех и других пород. Особенности химических и минеральных преобразований при метасоматозе в этом случае определяются сложным сочетанием разнородных вмещающих пород, взаимно влияющих на процессы рудоотложения. В результате возникают переходные минеральные ассоциации сложного состава, свидетельствующие о значительных перемещениях ряда компонентов пород (кремния, алюминия, калия, кальция, натрия) при гидротермальном процессе. В некоторой степени происходит усреднение химического состава пород. В прожилках и в ореолах в известняках, переслаивающихся с алюмосиликатными породами (сланцами и метаморфизованными песчаниками), появляются мусковит, альбит, иногда кварц. В прослоях алюмосиликатных пород, в прожилках и ореолах развивается много флюорита, кальций для которого заимствуется из соседних прослоев известняка. Преобладающим бериллиевым минералом в рассматриваемых месторождениях является берилл, реже фенакит.

Бериллиевая минерализация в подобных месторождениях локализуется как в прожилках, так и в виде вкрапленности в ореолах. Сочетание вкрапленного и прожилкового оруденений, часто совмещающихся в одних и тех же структурных зонах,

обусловливает значительные размеры подобных месторождений.

Влияние состава вмещающих пород наглядно проявляется при пересечении одними и теми же прожилками переслаивания карбонатных и алюмосиликатных пород (мраморизованных известняков и метаморфизованных граувакковых песчаников). В прожилках и ореолах среди известняков основными минералами являются флюорит и мусковит. Как дополнительные минералы в прожилках (реже в ореолах) появляются плагиоклаз (альбит-олигоклаз), иногда кварц. Бериллиевая минерализация представлена преимущественно бериллом, локализующимся как в прожилках, так и в виде вкрапленности в ореолах. Кроме того, в ореолах иногда появляется фенакит. Строение ореолов и прожилков повторяет многие черты, характерные для месторождений, залегающих в известняках.

При переходе прожилков в алюмосиликатные породы в составе прожилков и ореолов происходят значительные изменения. Резко уменьшается количество флюорита, увеличивается содержание мусковита, появляется много кварца, пирит. Бериллиевая минерализация, в форме берилла, приурочена только к прожилкам. Ореолы изменения в алюмосиликатных породах значительно (в 3—5 раз) шире, чем в известняках, и имеют зональное, а не ритмично-полосчатое строение.

В алюмосиликатных породах кислого состава можно выделить три типа оруденения: жильный, вкрапленный среди гранитов и вкрапленный среди даек кислого состава. Особенности месторождений первых двух типов широко известны (Заболотная и др., 1962; Беус и др., 1962). Главным бериллиевым минералом этих месторождений является берилл.

Более богатое по содержанию оруденение среди дайковых пород кислого состава отмечается иногда в тех случаях, когда дайки залегают среди толщи пород основного состава. Известно несколько случаев, когда дайки гранит-порфиров или альбититов подвергаются интенсивной минерализации, если они попадают в зону штокверкового оруденения, охарактеризованного выше (рис. 3). В дайках оруденение распределяется более равномерно, чем в актинолитовых сланцах. Фенакит образует выделения размером от долей миллиметров до нескольких миллиметров, которые довольно равномерно распределены в породе. Фенакит сопровождается незначительным количеством флюорита, кварца, иногда кальцита. Сама дайковая порода не претерпевает широкого метасоматического преобразования, соответствующего изменениям других вмещающих пород. Особенности оруденения среди дайковых пород, по-видимому, находят свое объяснение в более высокой температуре еще не успевших остыть даек по сравнению с окружающими их породами. С одной стороны, это может послужить причиной преимущественного «всасывания» дайковыми телами гидротер-

мальных растворов вследствие повышения проницаемости более нагретых пород (Рундквист, 1966). С другой стороны, минеральный состав даек довольно близко соответствует составу бериллиеносных прожилков данных месторождений, т. е. гидротермальные растворы близки к равновесию с дайковыми породами и не вызывают их резкого изменения. Главной причиной осаждения здесь бериллия, по-видимому, остается влияние соседних пород основного состава, связывающих фтор.

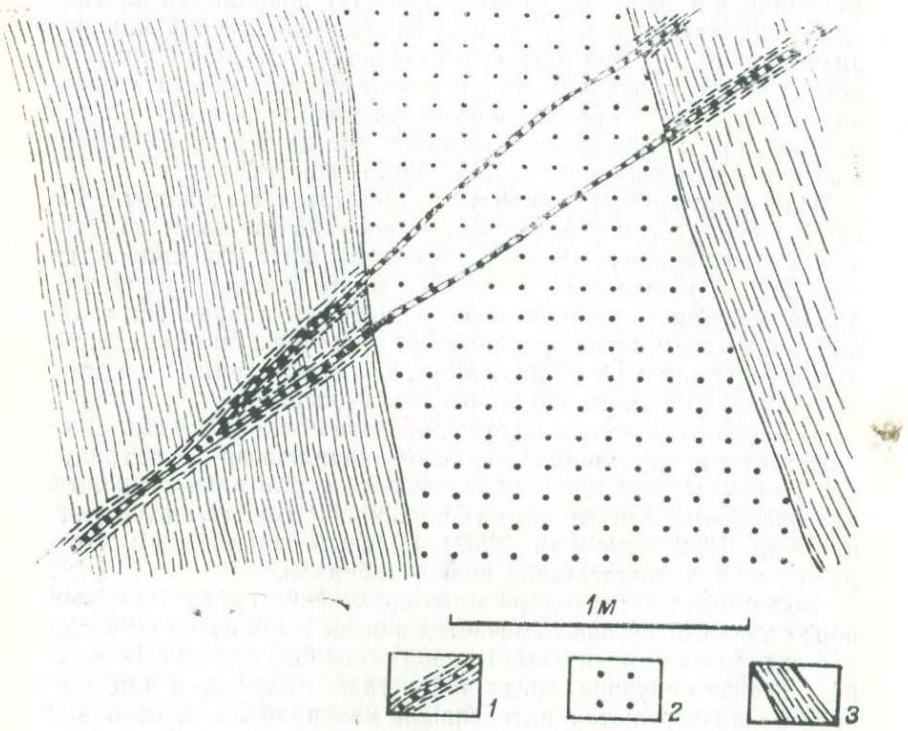


Рис. 3. Альбититовая дайка с вкрапленностью фенакита среди эпидот-актинолитового сланца:

1 — альбитовый прожилок с фенакитом, сопровождающийся флюорит-слюдяным ореолом; *2* — альбитит с вкрапленностью фенакита; *3* — эпидот-актинолитовый сланец. Зарисовка стенки штольни

Таким образом, бериллиевое оруденение среди дайковых пород кислого состава вряд ли может иметь самостоятельное значение, но его необходимо учитывать при оценке штокверковых месторождений.

Особое место в локализации бериллиевого оруденения занимают скарны. Как показывают наблюдения на различных месторождениях, скарны обладают высокой проницаемостью

для гидротермальных растворов, а также интенсивно взаимодействуют с бериллиеносными растворами. По-видимому, в данном случае, помимо минерального состава и структурно-текстурных особенностей, также сказывается более высокая прогретость скарнов по сравнению с другими породами (известняками, например). Просачивание растворов и в данном случае связано до некоторой степени с тектоническими трещинами, но растекание растворов в стороны от трещин происходит гораздо интенсивнее, чем в основных породах, и достигает 1,5—2 *м*. В результате взаимодействия возникают магнетит-флюорит-слюдяные метасоматические породы, имеющие специфическую ритмично-полосчатую текстуру. Полосчатость связана с чередованием слюдяных, флюоритовых и магнетитовых полосок и напоминает полосчатость слюдисто-флюоритовых пород по известнякам. Переходы от скарнов и контакты пород со скарнами нечеткие, через вкрапленность магнетита, флюорита и слюды в скарне к сплошным агрегатам перечисленных минералов. Метасоматической зональности обычного типа с последовательным уменьшением числа минералов не возникает (рис. 4). Бериллий концентрируется в виде мелких выделений хризоберилла. Химизм метасоматического процесса характеризуется привносом фтора, а также алюминия, калия, бериллия, иногда железа. Резкий вынос испытывает кремний, более слабый — кальций. Сравнительно редкие прожилки выполнены полевыми шпатами с флогопитовыми ото-

Рис. 4. Флюорит-слюдисто-магнетитовые агрегаты (*2*) по везувиановому скарну (*3*) около слюдисто-полевошпатового прожилка (*1*). *4* — известняк. Зарисовка стенки канавы

рочками по зальбандам. Главным бериллиевым минералом в прожилках вместо хризоберилла становится берилл. Фенакит и хризоберилл встречаются, но редко. Содержание берилла сравнительно низкое, в данном случае происходит преимущественное осаждение бериллия среди метасоматических пород, а не в прожилках.

К. Д. Субботин

К ГЕОХИМИИ БОРА И ФТОРА В ПРОЦЕССЕ ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ БЕРИЛЛИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Бор и фтор в грейзенах

Широкое развитие минералов фтора в породах грейзеновой формации (топаз, флюорит, светлые слюды и др.) общеизвестно. Данные же о развитии минералов бора в грейзенах противоречивы. Так, Н. И. Наковник (1954) пишет, что «один из существенных породообразующих минералов грейзенов — турмалин». Но, по нашим данным, в грейзеновых месторождениях бериллия, лития и рубидия турмалина нет. Н. И. Наковник полагал, что «грейзеновые месторождения лишены или почти лишены проявления турмалинизации и турмалиновых грейзенов в случае внедрения гранитной интрузии в граниты, гранит-порфиры, порфиры, гранито-гнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы», т. е. в породы, очень бедные бором. Однако в одном редкометальном рудном поле флюоритсодержащие грейзены в апикальной части контактируют с турмалинсодержащими хлоритовыми сланцами, но сами турмалина не содержат (Субботин, 1966). Напомним, что среднее содержание окиси бора в глинистых сланцах достигает 0,1%, тогда как в гранитоидах только 0,0045% (Барсуков, 1961). Все известные нам случаи развития турмалина в грейзенах, как правило, относятся либо к безрудным грейзенам, либо к нередкометальным месторождениям.

Известно, что турмалин широко развит в некоторых оловогрейзеновых месторождениях, а также в комплексах гранитоидов, залегающих среди сланцев, несущих касситеритовое и шеелитовое оруденение, а не редкометальное. М. Г. Руб (1957) подчеркивает, что топазовые и турмалиновые грейзены обычно вместе не встречаются. Это подтверждается нашими наблюдениями (1960—1963 гг.), согласно которым топаз и флюорит ассоциируют не с оловом, а с вольфрамом, молибденом и висмутом.

Геохимическая ассоциация бора с оловом, наблюдаемая в природе, по-видимому, не случайна и может быть объяснена тем, что комплексные соединения олова с бором более

летучи, чем соединения олова с фтором (Некрасов, 1959). Поэтому часто над куполами интрузий, в зоне интенсивной метасоматической переработки осадочных пород отлагаются кварцево-турмалиновые жилы с касситеритом или появляется ортобарит — норденшельдит — $CaSn[BO_3]_2$.

Грейзены — породы моно- и двуминеральные; в их состав входят кварц и светлая слюда, местами с топазом и реликтами минералов замещаемых пород. Рудные минералы, турмалин и флюорит часто наложены на грейзены позднее. Г. В. Ициксон (1956 г.) наблюдала мусковито-кварцевые грейзены, в которых отчетливо видно замещение и пересечение мусковита синими лучистыми агрегатами турмалина. На наличие поздних турмалинов даже в ассоциации с низкотемпературными минералами (халцедоновидным кварцем, киноварью и антимонитом) в зоне высокотемпературных оловоносных кварц-турмалиновых метасоматитов указывает Е. А. Радкевич (1966). Известны также случаи развития раннего турмалина — шерла по догрейзеновым кварц-полевошпатовым метасоматитом в ассоциации с кварц-андалузитовыми метасоматитами в эндоконтакте гранодиоритового массива (Александров, 1966).

О разновозрастности бороносных и фтороносных гранитных интрузий

В 1960—1964 гг. нами была установлена приуроченность турмалиновой минерализации к гранитам комплекса (C_1—C_2), а топазо-флюоритовой к гранитам комплекса (P_2—T) (Субботин, 1966). Характерной чертой бериллиеносных метасоматитов, по данным Т. А. Ивановой и Н. П. Смирновой, является их обогащенность флюоритом при весьма слабом распространении минералов бора. Наоборот, для обедненных бериллием метасоматитов весьма характерно наличие борной минерализации (аксинит, турмалин). В. В. Потапов (1965) четко показал картину более раннего отложения турмалина в связи с медным и частично золоторудным оруденением, приуроченным к ранним фазам гранитоидов одного месторождения; более поздний флюорит находится в ассоциации с редкометальным оруденением.

В гранитных телах намечается приуроченность турмалинизации к жильным гранитоидам аплитовидного облика. Флюорит же ассоциирует с более поздними, чем аплиты, рудами бериллия, слагая значительную, а иногда и основную часть руд. Турмалин здесь либо вообще дорудный, либо более ранней стадии минералообразования и лишь в отдельных случаях «вторичный» — переотложенный гидротермами.

Для большинства гранитных интрузивных комплексов бороносность обычно характерна для метасоматических пород

Среднее содержание B_2O_3 и F в горных породах (%)

Породы	Осадочные			Изверженные					Метасоматические			
	Иллиты	Сланцы	Известняки	Базальты	Сиениты	Диориты	Биотитовые граниты	Аплиты	Апограниты	Скарны	Грейзены	Магнетит-везувиан-флюоритовый метасоматит
B_2O_3*	0,5	0,03—0,1	0,009	0,0015	0,003	0,004—0,193 с турмалином	0,0045	0,8	0,0025	0,1—20	0,001—0,003, с турмалином 0,005	0,07—1,2
F**	—	0,00—0,07	0,00—0,07	0,2—0,5	0,29—0,55	0,08	0,09	0,18, с турмалином 0,61	0,18—0,28	0,17—0,5	0,69—2,48	8,61—16,67

* Бор при грейзенизации турмалинсодержащих алюмосиликатных пород выносится на сотни метров за пределы активного действия грейзенизирующих растворов.

** Фтор при грейзенизации гранитоидов, алюмосиликатных пород и метасоматическом замещении карбонатных пород привносится и концентрируется до единиц и десятков процентов.

более ранних стадий послемагматического процесса, а фтороносность, наоборот, для пород более поздних, как правило, рудоносных послемагматических стадий метасоматических преобразований, развивающихся в апикальных частях интрузий (см. таблицу).

Бор и фтор в гранитоидах с различной кремнекислотностью

В отличие от Г. Хардера (1961), указывающего на бедность бором средних по кремнеземистости изверженных пород по сравнению с более кремнеземистыми их разностями, мы считаем, что широкое развитие медно-турмалиновых, золото-турмалиновых и других месторождений, связанных обычно с интрузиями гранодиоритов средней кремнеземистости, а также наличие турмалина в более древних интрузивных комплексах (средней кремнеземистости) Казахстана говорит скорее о геохимическом родстве бора со средними по кремнеземистости гранитоидами, богатыми плагиоклазом. Геохимической особенностью фтора, наоборот, является тяготение к более кремнеземистым членам гранитоидного ряда, богатым калиевым полевым шпатом, в частности к риолитам и лейкократовым гранитам.

По данным Я. А. Косалса (1965), содержание бора в диоритах и гранодиоритах ряда массивов на порядок выше, чем в гранитах этих же массивов.

Содержание бора в лейкократовых гранитах на 2—3 порядка ниже, чем содержание фтора. В эндоконтакте интрузий, где содержание фтора достигает 0,12%, содержание бора падает до 0,0009% B_2O_3 (Субботин, 1966).

Известно, что бор в кислых изверженных породах вообще содержится обычно в пределах третьего, четвертого знака (см. таблицу). В серицитизированных плагиоклазах из гранитоидов бора несколько больше — в пределах первых двух знаков (Хардер, 1961). Г. Хардер отмечает существенное обогащение бором светлых слюд гранитов — до 0,6% B_2O_3 при относительно бедном его содержании в биотитах.

А. Е. Лисицыным и С. В. Малинко (1963) охарактеризована связь борной минерализации с гранитоидами габбро-перидотитовой формации, включающей диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, диорито-сиениты, граносиениты, плагиограниты и габбро-диориты. При изучении железорудных и медных месторождений в скарновых рудных полях установлено, что аксинит распространен в месторождениях, связанных с интрузиями сиенитового состава, бораты — в месторождениях меди, связанных с интрузиями кварцевых диоритов. Датолит установлен в цементе зон дробления пород в ассоциации с пренитом и кальцитом на северном поле, где развиты главным образом кварцевые диориты.

Все это вполне естественно, так как гибридные породы (диориты и др.) максимально обогащаются бором за счет ассимиляции вмещающих осадочных пород, всегда значительно более богатых бором, чем граниты; здесь борная минерализация локализуется у контактов с известняками в скарнах за пределами магнетитовых и меднорудных тел.

Как известно, С. С. Смирновым, а позднее и Е. А. Радкевич (1966) отмечалась связь турмалинсодержащих оловянных месторождений силикатно-сульфидного типа в скарнах с гранитоидами повышенной основности. Напомним, что и Х. М. Абдуллаев обращал внимание на связь скарнов с гранитоидами повышенной основности.

Для бора характерна концентрация в скарнах в виде борсодержащих силикатов и алюмосиликатов (аксинит, датолит, турмалин и др.), происходящая за счет переотложения (захвата) бора из осадочных пород в метасоматические комплексы. Бораты нередко слагают типичные осадочные месторождения. Для фтора, наоборот, типичен привнос из глубины и попутный вынос гидротермальными растворами из интрузивных пород с отложением в метасоматически измененных породах и во вмещающих (интрузию или метасоматиты) породах, в том числе и в первично осадочных. Местами фтор концентрируется до 2,5% и более при среднем фоновом содержании 0,07% F.

Таким образом, скарновая метасоматическая формация — это прежде всего бороносная формация, грейзеновая же — фтороносная.

О заимствовании бора из осадочных пород, скарнов и гранитоидов гидротермальными растворами

Магматический источник бора в гранитах и грейзенах отрицается многими иследователями (Гольдшмидт, 1938; Абдуллаев, 1954; Наковник, 1954; Сердюченко, 1956; Хардер, 1961; и др.). Действительно, значительные количества B_2O_3 в морских осадках вполне объясняют образование турмалина в регионально- или контактово-метаморфизованных первично осадочных породах, поэтому присутствие в последних турмалина не следует объяснять пневматолитическим появлением B_2O_3 из магмы (Гольдшмидт, 1938). Вынос бора при метаморфизме и диагенезе глинистых пород прослежен С. Ландергреном (1945), Г. Хардером (1961), Субботиным (1966) и др. Из иллитов осадочных пород бор захватывается магмой и аккумулируется при кристаллизации плагиоклазов гранитоидов, особенно в светлых слюдах, развивающихся по ним при автометасоматозе.

Турмалин в гранитах и габброидных породах гранодиоритового и диоритового составов обычен в случаях прорыва гра-

нитной магмой глинистых сланцев, но он отсутствует в интрузиях, контактирующих с другими породами; эти явления наблюдали Х. М. Абдуллаев (1954), Н. И. Наковник (1954) и многие другие.

Гранитоиды, прорывающие глинистые сланцы, нередко в местах контактирования с породами повышенной карбонатности, сопровождаются полями скарновых месторождений, при этом скарны бывают бороносны. Там, где имело место проявление поздних стадий гидротермального метасоматоза, обычно за пределами скарновых тел, отлагались магнетит-везувиан-флюоритовые бериллиеносные руды с турмалином; гидротермы шли по новым тектонически ослабленным зонам, среди сланцев или известняков и редко среди скарновых тел. В последнем случае мы не исключаем возможности выноса бора из скарнов. Например, при микроклинизации скарнов или при их окварцевании богатые фтором наиболее поздние флюиды могли обогащаться и бором, что могло привести к отложению турмалина в ассоциации с флюоритом (Аляска и др.).

Близкие или аналогичные с этим минеральные фации описаны И. Н. Говоровым (1958) на примере одного месторождения флюорита. В этом случае формируются промежуточные между бороносными и фтороносным редкометальные формации. Они, как правило, образуют низкотемпературные гидротермальные бериллиевые и литий-рубидиевые месторождения, метасоматически развивающиеся в известняках или в бороносных скарнированных породах. В первом случае это мусковит-турмалин-фенакитовая фация с флюоритом или эффесит-турмалин-хризоберилловая фация с флюоритом, во втором — широко известная магнетит-везувиан-флюоритовая фация с турмалином и бериллиевыми минералами.

Однако, судя по огромной массе флюорита, и здесь главным минерализатором был фтор, бор же заимствован гидротермами из осадочных пород и переотложен в виде турмалина.

Действительно, при внимательном знакомстве с одним из таких проявлений флюорит-везувиан-магнетитовых руд, содержащим бериллиевое оруденение в ассоциации с турмалином, легко было видеть, что турмалин ассоциирует с аплитовидными альбитизированными дайкообразными апофизами среди скарнов и с магнетит-везувиан-флюоритовыми рудами, залегающими на флангах рудного поля среди карбонатных известково-сланцевых пород и на удалении от магнетит-аксинит-датолитсодержащих скарнов. Представляется, что наличие, по данным Ф. Губайдуллина, на железорудном и бериллиевом месторождениях двух турмалинов и двух везувианов (один борсодержащий, другой бериллийсодержащий) говорит о том, что борсодержащие минералы при наложении на них позднейших фтороносных гидротермальных растворов теряют свой бор, который переносится в новые рудоносные структуры, отлагаясь там

в виде турмалина и борсодержащего везувиана в пространственной ассоциации с более поздним флюоритом.

Послемагматические процессы щелочного и кислотного метасоматоза дважды мобилизуют и транспортируют бор за пределы апикальных частей интрузий. В случае деятельности высокотемпературных щелочных растворов, при которых турмалин неустойчив (Смит, 1949; Субботин, 1966), бор мобилизуется и из гранитоидов.

Восходящие щелочные гидротермальные растворы, содержащие бор, взаимодействуя с вмещающими породами, снижают свою температуру, вызывая распад комплексных соединений рудных и породообразующих элементов, обогащают тем самым раствор фтором, хлором и углекислотой, переходя в слабощелочные и нейтральные. По данным В. Барсукова, они имеют, вероятно, хлор-бикарбонатно-кальциевый состав, приводящий к мобилизации бора из пород. Бор в виде аниона ортоборной кислоты или спаренных треугольных групп с образованием иона $B_2O_5^{4-}$ переносится гидротермальными растворами во вмещающие породы. Если последние имеют алюмосиликатный состав, то выпадают аксинит или турмалин, при этом наблюдается попутная эпидотизация пород.

По нашим наблюдениям, в аплитовидных дайках (или апофизах), где развита альбитизация, обычно встречается турмалин.

Е. Е. Миллер (1956) отмечает турмалинизацию брекчии, по-видимому, альбитизированных «граносиенитов».

Экспериментальные работы Е. Н. Емельяновой (1959—1962 гг.) и И. Е. Воскресенской (1965 г.) подтверждают геологические наблюдения, позволяющие относить формирование турмалинов к концу альбитизации или после нее, т. е. после нейтрализации щелочных растворов и перехода к слабо кислым условиям.

На основании всего вышесказанного можно заключить:

1. Преимущественная концентрация бора происходит при осадочном и метаморфическом процессе, а фтора — магматическом. Эндогенная борная минерализация характерна для гранитоидов среднего по кремнеземистости состава, а минералы фтора — для более кремнеземистых гранитоидов, где мало кальция и магния.

2. В большинстве случаев борная и фторовая минерализации в пределах рудных месторождений, как правило, являются антиподами, разделяясь как во времени, так и в пространстве. Боросиликаты кристаллизуются в условиях более высоких температур и слабощелочных или слабокислых средах, фториды же — при более низких температурах и в кислой среде.

3. Эндогенная минерализация бора наиболее широко представлена в скарновой метасоматической формации, а минера-

лизация фтора — в грейзеновой. Месторождения бериллия, как правило, ассоциируют с минералами фтора, а не бора.

4. Борной минерализацией наиболее часто сопровождаются эндогенные месторождения железа в скарнах, золота и меди в жилах, олова в жилах и грейзенах.

Фторовую минерализацию наиболее часто сопровождают в повышенных концентрациях тантал, литий, рубидий, бериллий, иттрий, редкие земли, уран, вольфрам, молибден, висмут, цинк, значительно реже — олово (в грейзенах), вольфрам и железо (в скарнах — шеелит, магнетит), железо (в грейзенах — гематит), марганец в ассоциации с бериллием в апогранитах и грейзенах (спессартин, гельвин, родохрозит).

5. Сосуществование бора и бериллия в минералах бериллия известно лишь в условиях пегматитообразования (гамбергит, родицит), а бора и фтора — лишь в условиях формирования магнезиально-железистых скарнов, содержащих бор, но не несущих бериллия (флюоборит), а также в вулканогенных ассоциациях (ферручит — $NaBF_4$, авогадрит — KBF_4).

«Выщелачивание» боросиликатов из горных пород грейзенизирующими растворами является основным процессом — поставщиком примеси бора в минералах бериллия. Так, в берилах его до 0,4%, в фенаките до 0,003—0,03%, меланофане до 0,4%, лейкофане до 0,03% и т. д. (Хардер, 1965).

6. Промежуточным звеном между бороносными и фторосными рудными формациями являются низкотемпературные гидротермальные бериллиевые и литиево-рубидиевые месторождения, метасоматически развивающиеся по известнякам или бороносным скарнированным породам. В первом случае это мусковит-турмалин-фенакитовая фация с флюоритом и эфесит-турмалин-хризобериллловая фация с флюоритом, во втором — широко известная магнезит-везувиан-флюоритовая с турмалином и бериллиевыми минералами. В первом случае минеральная фация была отнесена к грейзеновой (Говоров, 1958; и др.), во второй — к скарновой (Жариков, 1965, и др.), с чем нельзя согласиться.

Затронутые проблемы геохимии бора и фтора еще недостаточно изучены и требуют дополнительных исследований. Однако уже сейчас для рудных регионов бор и фтор могут быть выдвинуты в качестве элементов-индикаторов при глубинных поисках закрытых куполов гранитных интрузий. Отличительной особенностью этих индикаторов являются разновозрастность их проявлений и резко различная сопутствующая металлогения: для бора — Fe, Cu, Au и местами Sn, для фтора — Be, Ta, Li, Rb, W, Bi, U и реже Sn и др.

Т. Ш. Хаджиев

ПРИМЕР ОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ (КУМЫШКАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ, КУРАМИНСКАЯ ПОДЗОНА)

Считается, что известковые скарны не образуются в магматическую стадию. Однако имеющиеся материалы позволили нам отнести межформационные гранатовые скарны Кумышканского рудного поля к образованиям магматической стадии.

Кумышканское рудное поле сложено карбонатными породами D_2—C_1, несогласно перекрывающимися эффузивными породами C_2^2(в основном плагиоклазовые, андезитовые и андезито-дацитовые порфириты). Эти породы прорываются штоком пермских (?) гранитоидов и малыми интрузиями кварцевых порфиров и гранит-порфиров (T_1). Рассматриваемые гранатовые скарны приурочены к контакту эффузивных пород с известняками.

О непосредственной связи гранатовых скарнов с интрузивными телами кварцевых порфиров свидетельствуют следующие факты. Скарны образовались только там, где контакты известняков с эффузивами или пересекаются интрузивными телами кварцевых порфиров, или находятся недалеко от них. В участках, расположенных сравнительно далеко от интрузий кварцевых порфиров (в районе Асалсая и в южной части рудного поля), скарны отсутствуют, хотя в этих местах кремнистые известняки контактируют с эффузивными породами. С удалением от кварцевых порфиров постепенно уменьшаются мощности скарновых тел. С удалением от интрузивных тел кварцевых порфиров высокотемпературные минералы и минеральные ассоциации межформационных скарнов сменяются более низкотемпературными. Это можно иллюстрировать описанием следующих разрезов.

Разрез I находится в среднем течении р. Кушсая, на его правом борту. Здесь под скарновой зоной находится слепая часть дайки кварцевых порфиров. Здесь выделены три зоны.

Зона скарнированных известняков. Здесь полностью сохранена слоистая текстура породы. Кремнистые слои и стяжения, имеющиеся в известняках, подвергнуты только перекристалли-

зации. В карбонатных и кварц-карбонатных слоях происходило образование скарновых минералов — пироксена и граната. Соотношение этих минералов и их общее содержание различны в различных слоях. Имеются слои, полностью замещенные моноклинным пироксеном.

Зона гранатовых скарнов находится между скарнированной эффузивной породой и скарнированными известняками. Переход от последних к гранатовым скарнам довольно резкий. Мощность зоны 7,3 *м*. Гранатовый скарн имеет неравномернозернистую структуру. В нем часто встречаются неизмененные участки и обломки кремнистых прослоев, что доказывает образование гранатовых скарнов на месте тонкослоистых известняков. Породы сложены в основном гранатом, кальцитом и кварцем. В резко подчиненном количестве встречаются эпидот и пироксен. Содержание последнего повышается вблизи контакта скарнированного эффузива. Непосредственно у контакта пироксен преобладает над гранатом.

Зона скарнированных эффузивов. Скарнирование здесь выражено в сильной скаполитизации и слабой эпидотизации породы. На удалении от контакта наблюдается актинолитизация, которая в 20 *м* от контакта становится почти единственным видом изменения эффузивной породы.

Разрез II составлен по северной части описанной выше скарновой зоны, на большем удалении от интрузии кварцевых порфиров. Здесь выделяются следующие зоны.

Зона слабоскарнированных известняков. Изменения в этой зоне выражены в эпидотизации и волластонизации отдельных прослоев слоистых известняков. Встречаются отдельные зерна и гнезда пироксена.

Зона скарнированных известняков находится между зонами слабоскарнированных известняков и скарнированных эффузивов. В этой зоне новообразованные минералы составляют более 25—30% породы. Эти минералы представлены в основном актинолитом и гранатом. Вблизи зоны слабоскарнированных известняков появляется эпидот, а у контакта со скарнированными эффузивами — гнезда скаполита и хлорита.

Эпидото-актинолитовая зона сложена в основном актинолитом и эпидотом. Нередки и реликты эффузивной породы, что свидетельствует об образовании этой зоны за счет алюмосиликатной породы. Мощность зоны около 1 *м*.

Зона скарнированной эффузивной породы. Скарнирование выражается в появлении актинолита, реже тремолита и эпидота. Содержание этих новообразований в породах этой зоны колеблется от 10 до 40—50%. Кроме скарнирования, здесь отмечаются серицитизация, карбонатизация, пиритизация, реже окварцевание и хлоритизация породы. Переходы от этой зоны к соседним постепенные. Мощность зоны по линии разреза около 6 *м*.

Зона слабоизмененной эффузивной породы. Новообразованиями здесь являются вкрапленники и гнезда актинолита, хлорита, серицита, кварца и пирита.

Разрез III находится на правом склоне Асалсая. Изменения в нем заключаются в перекристаллизации кремнистого и карбонатного материалов тонкослоистых известняков и в хлоритизации и гематитизации их приконтактных частей и эффузивов.

Таким образом, с удалением от интрузивных тел кварцевых порфиров зона гранатовых скарнов и зона скаполитизации (разрез I) соответственно сменяются зоной скарнированных известняков с актинолитом и гранатом и эпидото-актинолитовой зоной (разрез II). А в разрезе III, наиболее удаленном от интрузивных тел кварцевых порфиров, высокотемпературные скарновые минералы отсутствуют полностью. Изменение здесь ограничено хлоритизацией приконтактовых частей пород. Следовательно, по мере удаления от кварцевых порфиров более высокотемпературные фации скарнов сменяются более низкотемпературными. Сказанное не оставляет ни малейшего сомнения в генетической связи межформационных скарнов с интрузивными телами кварцевых порфиров. Отмечается почти полное отсутствие скарнирования кварцевых порфиров на контакте с гранатовыми скарнами. Это наводит на мысль о том, что образование скарнов происходило тогда, когда кварц-порфировый расплав еще не остыл, т. е. в магматическую стадию. Такое мнение подтверждается следующими фактами.

1. В скарнах обнаружены различные по размерам и причудливые по морфологии инъекции нескарнированных кварцевых порфиров (признак прогрессивности процесса). В этих инъекциях отчетливо видны зоны закала со структурой течения.

2. В приконтактовых, особенно апикальных частях интрузий кварцевых порфиров имеются включения гранатовых скарнов.

3. Межформационные скарны образовались вне всякой зависимости от послеинтрузивных разрывных нарушений, тогда как наличие последних является одним из обязательных условий образования скарнов послемагматической стадии.

Таким образом, межформационные скарны образовались в результате воздействия активной порфировой магмы и высокотемпературных растворов, выделяющихся из этой магмы, на химически неравновесные породы: известняки и эффузивы (порфиры). Иными словами, возникновение межформационных скарнов связано с теми же растворами, которые вызвали инфильтрационное магматическое замещение и образование магнезиальных скарнов в доломитовых пачках карбонатных пород Кумышканского рудного поля (Хаджиев, 1962).

Х. Н. Баймухамедов, Т. Х. Арифджанов

РОЛЬ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ОБРАЗОВАНИИ СКАРНОВО-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗЕРАВШАНСКОГО ХРЕБТА

В западной части Зеравшанского хребта, охватывающей Зирабулак-Зиаэтдинские, Кара-Тюбинские и Чакыл-Калянские горы, широким распространением пользуются скарново-рудные образования с шеелитовой, молибденитовой, золоторудной, мышьяковой, оловянно-полиметаллической минерализацией.

В геологическом строении региона участвуют метаморфизованные осадочные породы палеозоя, сложенные в складки преимущественно запад-северо-западного простирания, прорванные герцинскими интрузиями и нарушенные дизъюнктивами.

Характерной чертой литологии общего разреза осадочных толщ является преобладание песчано-сланцевых и карбонатных фаций.

Магматические породы района образуют раннебатолитовые, батолитовые и позднебатолитовые интрузии кварцевых диоритов, гранодиоритов, биотитовых, двуслюдяных гранитов и лейкократовых гранитов. Среди них гранитоиды батолитового этапа, представленные крупными массивами, пользуются наибольшим распространением.

Скарны с редкометальной минерализацией и золотом, определяющие металлогенический облик района, генетически и пространственно связаны с интрузиями раннебатолитового и батолитового этапов развития района.

В образовании и размещении скарнов ведущая роль принадлежит вмещающим породам. Все известные в районе скарновые проявления находятся в зонах контактов гранитоидных интрузий с карбонатными породами. Так, например, Зирабулакский батолит контактирует с различными по составу осадочными образованиями — ороговикованными сланцами, песчано-сланцевыми толщами, мергелями, известняками, доломитами. Скарны зафиксированы только в зоне его контакта с карбонатными породами.

Исследования на месторождении Яхтон показали, что первичный состав вмещающих пород предопределяет состав и тип скарновых новообразований.

Месторождение расположено в пределах Чакыл-Калянских гор. Характерной особенностью его является наличие небольшого куполообразного интрузивного тела, контактирующего по периферии с известняками, доломитами и мергелями. При этом скарны образуются как в зоне контакта с интрузией, так и на различном удалении от нее в породах кровли. Соответ-

ственно выделяются скарны собственно интрузивных зон и скарны надинтрузивных зон.

Скарны надинтрузивных зон по структурной позиции делятся на согласные и секущие. Согласные, в свою очередь, делятся на межформационные, образованные на контакте двух отличных по составу осадочных пород, и внутриформационные, приуроченные к пластам однородного состава. По морфологии среди согласных скарновых тел преобладают пластообразные и реже линзообразные залежи, а среди секущих — типичные жилы и штокверки.

Скарновые тела собственно интрузивной зоны имеют следующие специфические особенности в отношении вещественно-минералогического состава.

Скарны из контакта гранодиоритового массива с известняками состоят главным образом из пироксена и граната. Пироксен соответствует геденбергиту, а гранат — андрадит-гроссуляру. Вторичные минералы — актинолит, эпидот. Реже встречаются альбит, пренит, волластонит.

Скарны из контакта гранодиоритов с доломитами также состоят, главным образом, из пироксена и граната, однако пироксен по составу близок диопсиду. Из других скарновых минералов встречаются везувиан, эпидот, тремолит, реже актинолит, хлорит и др.

Установлено, что вторичные минералы — актинолит и тремолит развиваются избирательно. Актинолитизация — наиболее характерный тип изменения в скарнах преимущественно известково-железистого состава, а тремолитизация — в скарнах известково-магнезиального состава.

В скарнах из контакта гранодиоритов с мергелями наряду с пироксеном и гранатом значительную роль играет пренит. Пироксен представлен геденбергитом, гранат — андрадит-гроссуляром. Значительные количества граната и пренита определяют собой повышенный глиноземистый характер этих скарнов. Из других минералов следует отметить наличие волластонита, который более тяготеет к экзоконтактовым частям скарнов. Вторичные минералы — эпидот, актинолит.

Особенно наглядно роль вмещающих пород проявляется в составе скарнов надинтрузивных зон. Межформационные скарны контакта известняков с мергелями сложены геденбергитом, гроссуляр-андрадитом, волластонитом, пренитом. Вторичные минералы представлены эпидотом и актинолитом.

Внутриформационные скарны, приуроченные к пластам относительно чистых известняков, имеют исключительно пироксен-геденбергитовый состав. Вторичный минерал — актинолит. Здесь видно, как однообразие среды скарнообразования ведет к уменьшению количества ведущих минералов скарнов: как первичных, так и вторичных.

Для внутриформационных скарнов в доломитах и известковистых доломитах характерны диопсид-тремолит-антигоритовая ассоциация с тальком или оливин-серпентиновая ассоциация с тальком и флогопитом.

Вещественно-минералогический состав скарнов зависит не только от состава карбонатных, но и изверженных пород, на контакте которых происходит скарнообразование.

Скарны контакта известняков с сиенитами на том же месторождении Яхтон по составу отличаются от скарнов контакта известняков с гранодиоритами. Для них характерна ассоциация: салит (близкий геденбергиту), меланит, андрадит-гроссуляр, ортоклаз. Из вторичных — актинолит, эпидот и реже хлорит.

Несколько своеобразный состав по сравнению со скарнами контакта гранодиоритов с доломитами имеют скарны контакта дацитовых порфиров с брекчированными доломитами. Для них характерна ассоциация: диопсид, тремолит, хризотил, антигорит, тальк.

Закономерности, установленные для Яхтонского месторождения, распространяются и на другие месторождения района (Ингичке, Чаш-Тепе, Тым, Кыз-Курган).

Везде вещественно-менералогический состав скарнов тесно связан с теми породами, в которых происходит скарнообразование. Поэтому в основу выделения различных типов скарнов для региона нами берутся вмещающие породы, предопределяющие тип скарнов.

Выделяются, в частности, следующие типы скарнов: 1) скарны из контакта гранодиоритов с известняками; 2) скарны из контакта гранодиоритов с доломитами; 3) скарны из контакта гранодиоритов с мергелями; 4) скарны среди известняков и т. д.; 5) скарны среди доломитов; 6) скарны среди мергелей и т. д.

Как показывает региональный анализ, с определенным типом скарнов обычно связан определенный комплекс рудной минерализации.

Так, для типа скарнов из контакта гранодиоритов с относительно чистыми разностями известняков обычно характерны шеелитовая (Яхтон, Ингичке), шеелит-пирротиновая (Чаш-Тепе) минерализации.

Для типа скарнов из контакта гранодиоритов с доломитами, имеющих известково-магнезиальный, известково-железисто-магнезиальный составы, характерны шеелито-молибденитовая (Яхтон, Тым) и оловянно-полиметаллическая (Кыз-Курган) минерализации.

Для межформационных скарнов из контакта мергелей с известняками, а иногда и гранодиоритами, более характерна шеелито-золоторудная (Шар-Шар, Яхтон, Джилу) минерализация.

Г. М. Беляев

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ БЕДНЫХ КАЛЬЦИЕМ КВАРЦЕВО-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗОН РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ

Кварцево-полевошпатовые метасоматиты с редкометальной минерализацией представляют собой новый тип метасоматических пород, пространственно тяготеющих к зонам глубинных региональных разломов, установленных в пределах Украинского кристаллического массива, Балтийского и Алданского щитов, а также в зоне обрамления Алданского щита (Рудник и Терентьев, 1966; Рудник и др., 1968). Генетически кварцево-полевошпатовые метасоматиты связаны с процессом палингенно-метасоматического гранитообразования, развивавшегося на больших глубинах под воздействием трансмагматических растворов, которые выше зоны гранитизации переходили в пневматолито-гидротермальные растворы, дававшие начало интенсивному щелочно-кремниевому метасоматозу. Конечные продукты щелочно-кремниевого метасоматоза чрезвычайно разнообразны по вещественному составу, главнейшие особенности которого определялись давлением, температурой и щелочностью среды минералообразования, в связи с чем различаются кварцево-полевошпатовые метасоматиты формаций кварц-ортоклазовых, кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов, альбититов и гумбеитов. Разнообразие минеральных парагенезисов внутри отдельных формаций находится в зависимости от вариаций щелочности растворов и от состава исходных пород. Общая схема развития щелочно-кремниевого метасоматоза в зонах региональных разломов с учетом физико-химических условий среды минералообразования и вариаций щелочности воздействующих растворов, дополненная сводными диаграммами парагенетических соотношений для кварцево-полевошпатовых метасоматитов различных формаций, рассмотрена ранее (Рудник и др., 1968; Беляев, 1967). Предлагаемая же работа посвящена парагенетическому анализу бедных кальцием образований формации кварц-ортоклазовых метасоматитов, детально изученных автором на Алданском щите. Вместе с тем для иллюстрации ряда положений привлечен материал и по другим регионам.

Бедные кальцием кварцево-полевошпатовые метасоматиты представляют собой полигенетические образования, оформировавшиеся на месте различных гранитов, гранито- и кварцитогнейсов, метапелитовых сланцев в условиях взаимодействия процессов высокотемпературного кислотного выщелачивания, магнезиального, железо-натриевого и кремне-калиевого метасоматоза, последовательно сменявших друг друга в ходе инфильтрации метасоматизирующих растворов в зонах повышенной проницаемости. Три первых процесса проявлялись в основном на прогрессивном этапе развития щелочно-кремниевого метасоматоза, характеризующемся устойчивым возрастанием щелочности и, отчасти, температуры минералообразующих растворов. Кремне-калиевый метасоматоз приурочен к кульминационному моменту в эволюции кислотно-основных свойств растворов, после которого щелочность последних в связи со снижением температуры начинает падать и кварц-ортоклазовые метасоматиты закономерно сменяются кварц-микроклин-альбитовыми. Минеральные парагенезисы бедных кальцием кварцево-полевошпатовых метасоматитов отображены на сводной диаграмме в координатах μK_2O—μH_2O (рисунок), построенной по методу Д. С. Коржинского для случая инертного поведения в процессе щелочно-кремниевого метасоматоза Si, Al, Mg и Fe при вполне подвижных H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O и O_2.

Высокотемпературное кислотное выщелачивание прогрессивной стадии на Алданском щите наиболее часто устанавливается в высокоглиноземистых породах, подвергшихся щелочно-кремниевому метасоматозу. Минеральные преобразования этой стадии выражаются в фибролитизации полевых шпатов, граната и биотита исходных пород и в окварцевании последних за счет кремнезема, высвобожденного при разрушении первичных минералов и привнесенного метасоматизирующими растворами. В конечном итоге образуются минеральные агрегаты, более чем на 70% состоящие из кварца и силлиманита (кианита). Аналогами кварцево-силлиманитовых метасоматитов Алданского щита являются алюмо-кремнистые метасоматические образования (1) $Кв^{59,3*}$ + Кпш, $Пл_{29}^{3,6}$ + $Гр_{63}^{5,0}$ + Би + + $Сил^{32,1}$) в экзоконтактах кварцево-полевошпатовых жил с Кольского полуострова, рассекающих мигматизированные

---

* Принятые сокращения в тексте и на диаграмме: Кв — кварц, Кпш — калиевый полевой шпат, Пл — плагиоклаз, Гр — гранат ряда пироп-альмандин, Би — биотит, Амф — амфибол ряда куммингтонит-грюнерит или антофиллит-жердит, Кум — куммингтонит, Ант — антофиллит, Жедр — жедрит, Сил — силлиманит, Ки — кианит, Анд — андалузит, Му — мусковит, Мт — магнетит.

Подстрочные индексы указывают содержание альбита в калишпате и плагиоклазе, альмандина в гранате, общую железистость — для биотита, кордиерита, амфиболов; надстрочные индексы — содержание минералов в породе, объемн. %.

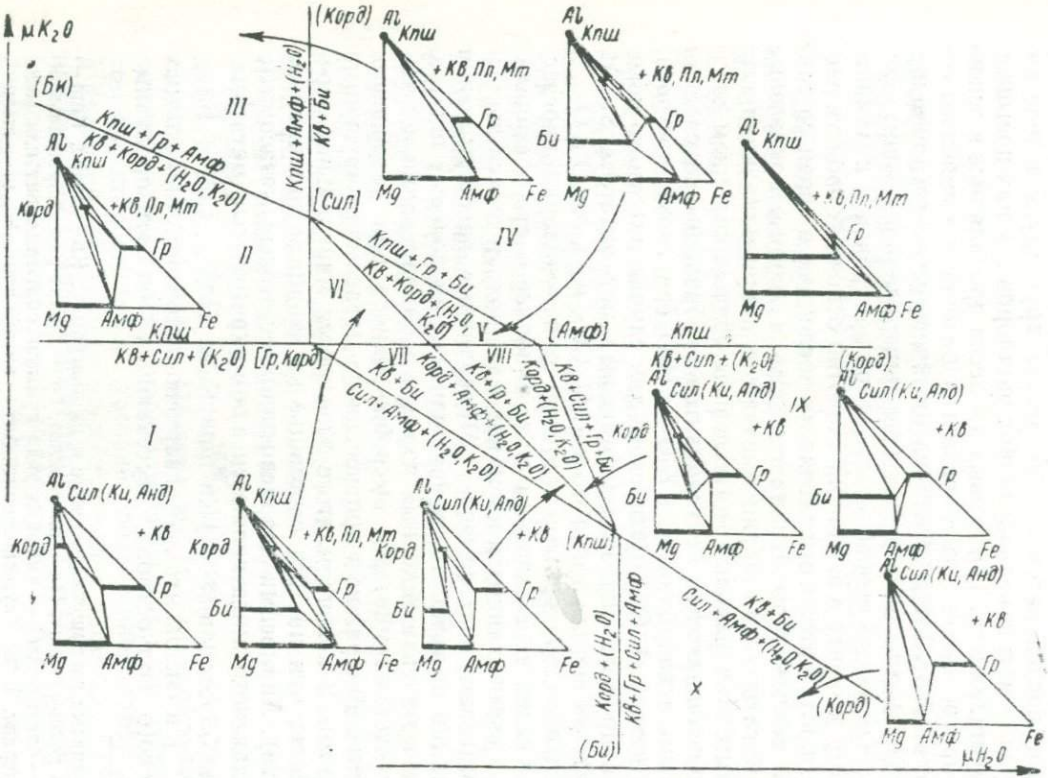


Диаграмма парагенезисов в координатах μK_2O—μH_2O для бедных кальцием кварцево-полевошпатовых пород формации кварц-ортоклазовых метасоматитов

глиноземистые гнейсы (Бондаренко, 1966), апогранофировые кварцево-силлиманитовые породы с корундом нагорья Вихита в Оклахоме (Huang, 1957), кварцево-силлиманитовые и кварцево-кианитовые жилки среди метапелитовых сланцев мамской серии Северо-Байкальского нагорья (Великославинский и др., 1963). В общем, высокотемпературное кислотное выщелачивание достаточно часто проявляется в природных условиях, открывая, а в ряде случаев также и завершая (Кориковский, 1963) процесс щелочно-кремниевого метасоматоза.

Режим минералообразования был одинаков для всех описанных выше примеров и характеризовался высокой температурой, значительным давлением и кислой реакцией метасоматизирующих растворов, способствовавших все вместе появлению парагенезиса Кв+Сил(Ки)±корунд±рутил при метастабильном реликтовом положении полевых шпатов и различных фемических минералов.

Переход от стадии кислотного выщелачивания к стадии магнезиального метасоматоза сопровождается повышением активности магния вследствие медленного, но неуклонного возрастания щелочности воздействующих растворов в ходе интенсивного выщелачивания из исходных пород сильных оснований. В зависимости от соотношения в растворах магния и железа и от тектонической обстановки минералообразования (стресс или всестороннее давление) в парагенезис с кварцем и силлиманитом (кианитом) входят умеренно железистые кордиерит (f=20—44) и гранат пироп-альмандинового ряда ($Гр_{55-65}$), а с дальнейшим нарастанием щелочности также бедный кальцием магнезиально-железистый амфибол (f=20—45) и биотит (f=23—50).

Примером стрессового бескордиеритового парагенезиса стадии магнезиального метасоматоза является ассоциация (2) из зоны Тыркандинского глубинного разлома на Алданском щите: (2) $Кв^{3,4} + Кпш^{224}_{20-25} + Пл^{3,8}_{18} + Гр^{3,8}_{18} + Би^{13,4}_{47} + Сил^{3,3} + Му^{2,6}$. Сходен с ней силлиманитово-кварцевый метасоматит, развившийся по гранатсодержащему аплитоиду из комплекса гранулитовых гнейсов Кольского полуострова (Бондаренко, 1966): (3) $Кв^{18,8} + Кпш^{4,3} + Пл^{57,5}_{23} + Гр^{12,1}_{57} + Сил^{7,3}$. Стрессовая бескордиеритовая ассоциация стадии магнезиального метасоматоза характерна также для метаосадочной серии Орофино, штат Айдахо, причем наряду с силлиманитом в ней присутствует кианит (Hietanen, 1959): (4) $Кв^{26,5} + Пл^{16,5}_{20} + Гр^{14,7}_{49,1} + Жедр^{38,3}_{30,1} + Би^{1,0} + Сил^{0,3} + Ки^{1,3}$.

Метасоматические породы с кордиеритом, которые по условиям формирования можно параллелизовать с образованиями рассматриваемой стадии, встречены в виде жил, секущих слюдяные гнейсы, в Японии ($Корд_{23,0}$; Jiyama, 1956). Более ще-

лочные парагенезисы описаны В. В. Лыгиной (1967) в составе кварцево-кордиеритовых послойных и секущих жилок ((5) $Кв^{20-25}$ + Кпш + $Би^{3-5}$ + $Корд^{60}_{28,6}$ + Сил), локализованных в мигматитах и биотитовых гнейсах ладожской серии (Карельский перешеек) и М. Матиасом (Mathias, 1952) среди толщи метапелитовых сланцев в Южной Африке (6) $Кв^{12,4}$ + + Кпш^{3,2} + $Пл^{5,8}$ + $Би^{1,6}_{59,0}$ + $Корд^{63,1}_{43,5}$ + $Анд^{1,1}$ + $Сил^{3,4}$ + $Му^{4,2}$).

Повышение щелочности минералообразующих растворов при общем низком ее уровне приводит к появлению в парагенезисе с кордиеритом антофиллита (куммингтонита), граната или биотита. Такому уровню щелочности отвечают метасоматические образования в лептитах района Ориярви, Финляндия: $Ант_{43,3}$ + Би + $Корд_{28,1}$ ± Сил; $Гр_{78}$ + $Ант_{53,9}$ + Корд ± Сил (Escola, 1914). Бескордиеритовые парагенезисы представлены гранатовыми жедрититами (Гр + Би + Жедр), развитыми в толще метаморфических пород Кольского полуострова (Игнатьев, 1932) и штата Айдахо (Hietanen, 1959).

На диаграмме (см. рисунок) парагенезисам стадии магнезиального метасоматоза отвечают поля устойчивости, располагающиеся ниже моновариантной линии (Би) — (Гр, Корд) — (Амф) — (Корд), которой соответствует реакция 5 Кв + Сил + $+ K_2O \rightleftarrows$ 2 Кпш. В условиях этих полей в парагенезисе с силлиманитом (кианитом) неустойчивы калишпат и кислый плагиоклаз, а при избытке кварца ограничена устойчивость биминеральных ассоциаций Гр + Би и Гр + Амф, причем с повышением активности калия в растворах поля устойчивости этих ассоциаций расширяются. Согласно диаграмме, кордиерит в ассоциации с силлиманитом устойчив только при повышенных температурах (поля I, VII, VIII). С возрастанием μH_2O и, в меньшей мере, μK_2O кордиерит замещается ассоциацией Кв + Гр + Сил ± Амф, Би (поля IX, X).

В целом минералообразование стадии магнезиального метасоматоза происходило при низкой общей щелочности воздействующих растворов, о чем косвенно говорят умеренная железистость фемических минералов и повышенная глиноземистость биотита (K_{Al} = 25,6, ассоциация (6)), отвечающая уровню I группы щелочности гранитоидных пород (Маракушев, Тарарин, 1965).

Стадия железо-натриевого метасоматоза закономерно сменяет стадию магнезиального метасоматоза и характеризуется дальнейшим нарастанием щелочности минералообразующих растворов. Силлиманит и кианит в этих условиях становятся неустойчивыми и замещаются полевыми шпатами, главным образом кислым плагиоклазом (№ 14—26). Одновременно в объеме метасоматического тела происходит перераспределение фемических компонентов с выносом их во фронтальную зону замещения и осаждением там в форме тех же, но более желе-

зистых минералов — кордиерита, граната, биотита, амфибола. В результате тела кварцево-полевошпатовых метасоматитов облекаются меланократовой оторочкой, представляющей собой зону обогащения перемещенными инертными компонентами. Для разных исходных пород эта оторочка имеет различный состав. Так, в богатых биотитом гранитах и гнейсах Алданского щита оторочка бывает сложена одним биотитом ($Nm=1{,}640$; $FeO=12{,}16\%$ вес.; $Fe_2O_3-3{,}64\%$, $MgO-13{,}50\%$, $f=36{,}3\%$) или биотитом ($f=53$) в ассоциации с гранатом ($Гр_{67}$). В незначительном количестве в составе таких образований присутствуют кварц и полевые шпаты. Аналогичные метасоматические образования известны в докембрии Украинского кристаллического массива ($Гр_{84,5}+Би_{52,4}$; Махинин, 1949; Грушин, 1952) и Кольского полуострова ((7) $Гр_{60,5}+Би_{40,3}$; Бондаренко, 1964), где они структурно приурочены к краевым зонам тел пегматоидов.

В высокоглиноземистых породах Алданского щита меланократовая оторочка нередко имеет состав $Гр_{78}$ ($N=1{,}810$) + + $Кум_{70}$ ($Ng=1{,}693$, $Np=1{,}662$, $+2V=86°$, $cNg=17°$) + + $Би_{64}$ ($Nm=1{,}667$); $Гр_{85}$ ($N=1{,}818$) + $Би_{69}$ ($Nm=1{,}671$) + + $Корд_{80}$ ($Ng=1{,}574$, $Np=1{,}560$, $-2V=65°$) или Гр + Амф + + Мт.

Парагенезис Гр + Амф + Мт, богатый магнетитом, образуется в условиях инертного поведения кислорода, что обычно имеет место при метасоматической переработке щелочно-кремниевыми растворами железистых кварцитов или кварцево-гиперстеново-магнетитовых руд.

Кроме симметрично расположенной меланократовой оторочки тела кварцево-полевошпатовых метасоматитов, закончивших свое развитие на рассматриваемой стадии, нередко включают в себя еще ряд зон в следующей последовательности: исходная порода (биотитово-гранатовый плагиогнейс) → меланократовая оторочка (Гр + Би + Амф ± Кв, Пл) → Кв + + Пл + Амф + Би → Кв + Пл + Би → Кв + Пл → Кв.

На диаграмме парагенезисов бедных кальцием кварцево-полевошпатовых метасоматитов (см. рисунок) рассмотренным ассоциациям отвечают поля II, V и VI, характеризующиеся неустойчивостью, с одной стороны, калишпата с парагенезисами Гр + Амф и Гр + Би, с другой — кварца с силлиманитом (кианитом). Общий же уровень щелочности среды минералообразования в стадию железо-натриевого метасоматоза был невысоким и, судя по величине коэффициента глиноземистости биотита из ассоциаций (7) и (8) ($K_{Al}=24{,}7$ и $22{,}7$), соответствовал I и II группам щелочности бедных CaO гранитоидов (Маракушев и Тарарин, 1965).

Стадия кремне-калиевого метасоматоза знаменует кульминационный момент в кислотно-основной эволюции растворов,

после которого щелочность начинает понижаться, а реакции минералообразования приобретают регрессивный характер. При этом плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом (промежуточный триклинный ортоклаз или промежуточный микроклин: $Ng\,\Lambda\perp(010)=8-13°$, $Nm\,\Lambda\perp(001)=6-9°$, $-2V=64-80°$; $\Delta p=0{,}45-0{,}73$, валовое содержание альбитового компонента 14—30%), а темноцветные минералы — биотитом с тенденцией к полному выносу из породы всех фемических компонентов. В итоге образуются лейкократовые грубозернистые пегматоидные породы существенно кварцево-полевошпатового состава, содержащие в качестве темноцветных минералов главным образом биотит ($Nm=1{,}669-1{,}706$) и гранат ($N=1{,}811-1{,}820$), а в краевых зонах — также кордиерит и (или) куммингтонит (ассоциации (9) и (10)): (9) $Кв^{33,1}+Кпш_{26}^{29,3}+Пл_{20}^{30,2}+Гр_{34}^{3,8}+Би_{62}^{0,2}+Руд^{1,5}+Акц^{0,2}$, апогранитоидный кварцево-полевошпатовый метасоматит, обр. 229б, р. Чуга; (10) $Кв+Кпш_{27,5}^{34,7}+Пл_{12}^{16,6}+Гр_{87}^{7,7}+Би_{94}^{2,8}+Ру^{0,2}+Акц^{0,1}$, апогнейсовый кварцево-полевошпатовый метасоматит, обр. 413д, р. Джелтула. На диаграмме парагенезисов (см. рисунок) эти ассоциации стабильны в поле IV.

В ряде случаев обнаруживается симметрично-зональное строение тел кварцево-полевошпатовых метасоматитов: (0) исходный биотитовый гранит → (1) меланократовая оторочка (Кпш + Би ± Кв, Пл, Мт) → грубозернистый пегматоид: (2) Кв + Кпш + Пл + Би + Мт → (3) Кв + Кпш + Пл + Би → (4) Кв + + Кпш + Пл → (5) Кв + Кпш → (6) Кв (мономинеральное кварцевое ядро).

Бедные кальцием кварцево-полевошпатовые метасоматиты формации кварц-ортоклазовых метасоматитов обычно несут акцессорную минерализацию, представленную монацитом, ксенотимом, циртолитом. Кроме этих минералов, постоянно присутствуют также апатит, рутил, ильменит и магнетит.

Изучение парагенезисов, метасоматических колонок и особенностей поведения отдельных элементов и окислов показало, что в процессе прогрессивного развития щелочно-кремниевого метасоматоза имел место следующий ряд относительной подвижности элементов (в порядке уменьшения): H_2O, K_2O, Na_2O, O_2, | Si, $Fe^{'''}$, Ca, $Fe^{''}$, Mg, Ti, Al. Температура минералообразования, определенная по двуполевошпатовому методу Барта (ассоциации (9) и (10), находилась в пределах 580—590° С, по скандиево-биотитовому геотермометру Офтедаля (биотит из оторочки, Sc — 75 *г/т*) — 535° С. Приведенные значения температур близки к верхнему пределу устойчивости железистого кордиерита ($T=600°$ С, $P_{H_2O}=1$ *кб*, Schreyer, 1965) и нижнему пределу устойчивости альмандина ($T=540°$ С, $P_{H_2O}=2$ *кб*,

Hsu, 1966). Принимая во внимание стабильное положение в кварцево-полевошпатовых метасоматитах высокожелезистых кордиерита и граната, очевидно, следует считать в качестве оптимального для рассматриваемых условий режим температуры в пределах 600—540° С. Этот вывод находится в согласии с оценкой теплового режима для всей группы кварц-ортоклазовых метасоматитов (Рудник и др., 1968). Режим давления в процессе формирования кварцево-полевошпатовых метасоматитов соответствовал глубине 7—8 *км* (Беляев, 1967).

К. А. Абдрахманов, Т. Ч. Чолпанкулов, А. Н. Нурылбаев, А. Е. Бекмухаметов, А. Т. Бекботаев, А.Т.Хитрунов, А. М. Смирнов

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

В Казахстане широко проявлен щелочной и, особенно, гранитоидный магматизм.

Гранитоидные и щелочные интрузии развивались, главным образом, в орогенные и посторогенные этапы развития каледонской и герцинской геосинклинальных систем. Среди гранитоидных и щелочных пород можно выделить: 1) диориты и гранодиориты; 2) нормальные граниты; 3) аляскитовые и лейкократовые граниты; 4) щелочные и нефелиновые сиениты.

Интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов известны в Муголжарах. Для щелочных массивов этого региона характерна тесная связь с интрузивами нормальных и лейкократовых гранитов позднегерцинского возраста. Щелочные интрузии представляют небольшие штоко- и дайкообразные тела, имеющие в современном эрозионном срезе площади не более 3—6 *км*^{2}. Для них характерен пестрый петрографический состав от феррогастингситовых сиенитов через нефелиновые до сиенит-аплитов и сиенит-порфиров.

В связи с щелочными интрузиями широкое развитие получили метасоматические процессы ранней щелочной стадии при слабом проявлении процессов кислотного выщелачивания, причем альбитизация резко превалирует по сравнению с предшествующей микроклинизацией. В ходе К-метасоматоза магматический феррогастингсит в щелочных сиенитах замещается биотитом или биотит-альбит-магнетитовым агрегатом. При последующей альбитизации биотит полностью преобразуется в альбит-магнетитовый агрегат. Нефелиновые сиениты в процессе К-метасоматоза превращаются в биотитовые разности щелоч-

ных пород. В условиях повышения химических потенциалов H_2O и O_2 проявляется либенеритизация.

Последующая альбитизация приводит к замещению лейстовым альбитом калишпата и фемических минералов, в меньшей степени — нефелина. При интенсивном развитии Na-метасоматоза формируются существенно альбитовые метасоматиты.

Альбитизация в щелочных породах сопровождается редкометально-редкоземельным оруденением, причем содержание и разнообразие редкометальных минералов (пирохлор, монацит, ксенотим, колумбит, циркон, малакон, ортит, монацит) увеличивается с нарастанием интенсивности альбитизации исходных пород, геохимически специализированных в отношении редкометальных и редкоземельных элементов.

Среди интрузий аляскитовых и лейкократовых гранитов намечаются два подтипа, различающихся по характеру и особенностям постмагматических процессов. К первому подтипу можно отнести позднегерцинские интрузии субщелочных гранитов Чингиз-Тарбагатайской зоны. Здесь граниты тесно ассоциируют с резко подчиненными им щелочными и нефелиновыми сиенитами и очень сходны с последними по характеру послемагматического минералообразования. Возможно, что щелочные и нефелиновые сиениты продолжают и завершают более ранний кислый магматизм.

В пределах Чингиз-Тарбагатайской структуры интрузии щелочных гранитов и сиенитов размещены в Жарминской и Чубартауской пограничных между каледонидами и герцинидами зонах и образуют прерывистые пояса вдоль глубинных разломов. Они представляют небольшие дайко- и штокообразные, пластовые и реже конические тела. В связи с этими интрузиями широкое развитие получили процессы калиевого и натриевого метасоматоза, обусловившие формирование разных типов метасоматитов.

Метасоматическое изменение протекает в условиях возрастания активности калия, вызывающего интенсивную микроклинизацию в субщелочных гранитах и сиенитах и мусковитизацию в нефелиновых сиенитах. Последующее увеличение активности натрия обусловливает в гранитах и сиенитах последовательную смену процессов рибекитизации, альбитизации и эгиринизации, а в нефелиновых сиенитах — альбитизацию микроклина и смену цветных минералов на схеме: гастингсит—рибекит—эгирин. Вслед за альбитизацией фиксируется последовательное проявление калиевого и натриевого метасоматоза поздних стадий, масштабы и интенсивность развития которого резко уступает таковым ранних стадий.

Развитие щелочного метасоматоза сопровождается формированием редкометально-редкоземельной минерализации в основном за счет перераспределения и концентрирования рудных

элементов, содержавшихся в исходных породах. Для метасоматически измененных пород характерно преобладание ниобия вой, тория над ураном, фтора над бором. Отличительной особенностью пространственного размещения метасоматитов является приуроченность их к апикальным, эндоконтактовым зонам интрузивов, мелким сателлитам и дайкам, а также участкам повышенной трещиноватости.

Интрузии аляскитовых гранитов пользуются исключительно широким развитием в Казахстане. Они имеют позднегерцинский (пермский) и позднекаледонский (верхнедевонский) возраст. Наиболее детально изучены пермские плутоны, с которыми генетически связано большинство выявленных в настоящее время редкометальных месторождений.

Для них характерны существенно кислый состав, обилие летучих компонентов, многофазность, слабое проявление процессов ассимиляции, узловое и кольцевое размещение вдоль крупных глубинных разломов.

В общем случае последовательность развития постмагматических процессов в связи с указанными интрузиями следующая: 1) ранняя микроклинизация; 2) ранняя альбитизация, сопровождаемая Ta, Nb и др.; 3) многостадийная грейзенизация с сопутствующим и наложенным редкометальным (Sn, W, Mo, Ta, Nb) оруденением; 4) многостадийное образование высокотемпературных редкометально-кварцевых жил; 5) поздняя микроклинизация и реже альбитизация; 6) формирование среднетемпературных кварцевых жил с обильными сульфидами, карбонатами, цеолитами; 7) образование низкотемпературных безрудных кварцевых жил. Эта последовательность послемагматического минералообразования может быть нарушена в связи с конкретными геологическими условиями консолидации плутонов и взаимодействия с окружающей средой. Однако в отличие от интрузий щелочных сиенитов и субщелочных гранитов наряду с процессами ранней щелочной стадии имеет место исключительно широкое проявление процессов стадии кислотного выщелачивания, что является характерной особенностью плутонов аляскитовых гранитов.

В Джунгарском Алатау метасоматически измененные гранитоиды связаны с лепсинским и хоргосским комплексами.

Гранитоиды лепсинского комплекса представляют собой крупнозернистые биотитовые граниты ярко-розового цвета. Все интрузии этого комплекса однофазны. В плане они имеют изометричную или вытянутую в субширотном направлении форму и размеры до 2—2,5 *км*.

Участки калишпатизированных и альбитизированных гранитов приурочены к апикальным частям массивов. Крайняя степень альбитизации выразилась в образовании кварц-альбит-мусковитовых пород с акцессорной вкрапленностью берил-

ла. При переходе от биотитовых гранитов к кварц-альбит-мусковитовым метасоматитам наблюдается следующая смена фаций: 1) биотитовый гранит; 2) слабо альбитизированный гранит с хлоритизированным темноцветным минералом; 3) кварц+альбит+мусковит+хлорит; 4) альбит+кварц+мусковит. Среди калишпатизированных и альбитизированных гранитов иногда встречаются кварц-флюорит-мусковитовые грейзены с акцессорным бериллом, молибденитом и сульфидами Fe. Грейзены контролируются отдельными крутопадающими зонами дробления или приурочены к апикальным частям массивов.

Граниты хоргосского комплекса образуют мелкие дайки и штоки среди более ранних интрузивных комплексов. В раннюю позднемагматическую или раннепослемагматическую стадию апикальные зоны интрузивных тел были подвержены автометасоматозу, в ходе которого произошло замещение плагиоклаза альбитом и мусковитом. В среднюю стадию процесса фиксируется значительный привнос щелочей, сначала K_2O (амазонитизация), затем Na_2O (альбитизация). Завершился автометасоматоз образованием почти чистых альбититов.

В Центральном Казахстане метасоматически измененные гранитоиды описываемого типа связаны с акчатауским комплексом. В большинстве массивов акчатауского комплекса фиксируются метасоматические образования ранней щелочной (калишпатизированые и альбитизированные апограниты), кислотной (грейзены, высокотемпературные кварцево-редкометальные жилы, среднетемпературные кварцево-сульфидные и низкотемпературные безрудные жилы) и поздней щелочной (прожилки альбититов и микроклинитов). В ряде массивов в промежутке между высокотемпературными и среднетемпературными кварцевыми жилами фиксируется калишпатизация и в меньшей степени альбитизация, что свидетельствует о многоэтапном характере смены щелочности и кислотности постмагматических растворов.

В Северном Казахстане метасоматически измененные гранитоиды в наиболее типичном виде представлены апогранитами Сабасалды-Тургайского интрузива, сложенного крупнозернистыми биотитовыми лейкократовыми гранитами и более поздними мелкозернистыми аплитовидными разностями. Апограниты слагают южную оконечность массива на площади около 60 *км*^{2}. Они представляют собой сильно альбитизированные граниты светло-серого, почти белого цвета, с сахаровидным обликом, преимущественно мелко- и среднезернистого строения. Очень характерна порфировидная структура. Минералогический состав их таков: белый альбит от 45 до 70%, серый кварц 25—35%, розоватый калишпат 5—10%, хлоритизированный биотит от следов до 1,5%, вишнево-красный иттрогранат с содержанием до 1,5—3% от объема породы. Нередко в апо-

гранитах встречаются разновидности, состоящие только из двух минералов — белого альбита (до 70—75%) и серого кварца (до 30%) с примесью вишнево-красного граната. Вслед за процессами щелочного метасоматоза имело место формирование грейзенизированных гранитов и грейзенов с акцессорным касситеритом и серии кварцевых жил и еще более поздних прожилков альбититов. Альбитизированные и грейзенизированные граниты в целом тяготеют к апикальным зонам и куполовидным выступам плутона.

Для интрузий нормальных гранитов характерно широкое развитие позднемагматической и раннепостмагматической микроклинизации, в меньшей степени последующей альбитизации, слабое проявление грейзенизации и интенсивные, хотя и локальные, многостадийные процессы окварцевания, приводящие к образованию серий высоко- и среднетемпературных кварцевых жил со слабыми признаками редкометального и более повышенными концентрациями полиметаллического, преимущественно свинцового оруденения. Зоны окварцевания приурочены к тектонически нарушенным участкам.

Диорит-гранодиоритовые интрузии почти всегда сопровождаются автометасоматической площадной и раннепостмагматической околотрещинной микроклинизацией, сменяющейся многостадийным окварцеванием вдоль тектонических зон с сопутствующим и наложенным полиметаллическим, в основном, медным оруденением.

Таким образом, сравнительная характеристика особенностей метасоматически измененных пород в связи с гранитоидными и щелочными интрузиями показывает, что в целом характер послемагматического минералообразования находится в зависимости от состава исходных магм и их эволюции во времени и пространстве. Собственно щелочные типы интрузий сопровождаются широкой альбитизацией при подчиненной роли микроклинизации. Субщелочные интрузии характеризуются равноценной микроклинизацией и последующей альбитизацией. Для аляскитовых интрузий типичны микроклинизация, альбитизация, грейзенизация и окварцевание. Интрузии нормальных гранитов сопровождаются широкой микроклинизацией, слабой альбитизацией и интенсивным окварцеванием при слабой предшествующей грейзенизации. Наконец, для диорит-гранодиоритовых интрузий характерны широкая микроклинизация и последующее окварцевание. В связи с разным характером постмагматических процессов выделенные типы интрузий сопровождаются разным типом сопутствующего и наложенного оруденения. В обогащенных кальцием, железом и магнием нормальных гранитах, особенно гранодиоритах, имело место связывание натрия в минералах ранней консолидации, что, видимо, вызывало сокращение масштабов альбитизации. В гранодиоритах с признаками ассимиляции вмещающих

пород фиксируется вынос Ca, Mg, Fe в эндо- и экзоконтактовые зоны массивов с образованием метасоматитов скарнового состава.

Следовательно, различия в послемагматическом минералообразовании между разными типами гранитоидных и щелочных интрузий обусловлены во многом магматической предысторией развития материнских пород. Закономерное развитие сиалического магматизма во времени от более основного к более кислому и затем щелочному предопределяет эволюцию постмагматических явлений, что обусловливает формирование разных типов метасоматитов и руд в связи с различными типами интрузий.

В. Н. Долженко

МЕТАСОМАТИТЫ СУЛТАНСАРЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) И ХАРАКТЕР СВЯЗИ С НИМИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Район развития метасоматитов расположен в южной периферической части каледонской складчатой системы Тянь-Шаня. Он сложен кембрийской осадочно-вулканогенной толщей, основание которой представлено преимущественно порфиритами андезито-диабазового состава и их пирокластами; в средней части разреза преобладают туфопесчаники, туффиты и туфы порфиритов и альбитофиров с прослоями одноименных лав, а также известняков, кремнистых, кварц-альбито-хлоритовых и кварц-эпидотовых сланцев, песчаников и туфогенно-кремнистых пород; верхняя часть разреза имеет известняково-кремнистый состав. Породы этой толщи подвергались воздействию регионального метаморфизма, что выражается в их хлоритизации, эпидотизации и альбититизации. Вместе с тем широкое распространение имеет серицитизация, а местами и пиритизация.

Магматические породы района относятся к двум комплексам.

Первый, вероятно, раннекаледонский комплекс представлен субвулканическими дайками, силлами и штоками альбитофиров, диабазовых и андезитовых порфиров, габбро-диабазов и трещинными интрузиями диоритов, габбро-диоритов и габбро, контролируемыми двумя зонами разломов. Одна из них (Южная) тяготеет к основанию верхней, а вторая (Северная) — к основанию средней части разреза кембрийской толщи, имеющей, как и зоны разломов, субширотное простирание и крутое южное падение. После формирования этого комплекса имел место процесс площадной гематитизации.

Второй, позднекаледонский интрузивный комплекс, сформированный в конце силура, возможно, начале девона, развит

в основном за пределами изучаемого района и представлен гранитоидными интрузиями «батолитового» типа. Как и в большинстве интрузий этого возраста, занимающих значительную часть каледонид Северной Киргизии, здесь широко развит процесс микроклинизации гранодиоритов, относящийся к периоду их становления.

Метасоматиты Султансары локализованы в двух изолированных друг от друга рудных зонах.

Южная зона характеризуется широким развитием процесса лиственитизации, конечным продуктом которого являются слабо золотоносные жилы кварца и анкерита. Они встречаются в местах наибольшей переработки и дробления пород. Процесс лиственитизации, проходящий вдоль разломов и трещин, захватывает туфы и туфопесчаники порфиритов, габброидные малые интрузии и известняки. Наиболее типичные лиственит (анкерит, мусковит, фуксит и пирит) развиваются по породам основного состава. Вблизи отдельных разрывных структур метасоматиты имеют зональное строение. Общая мощность в разной степени измененных пород достигает 200 *м*.

В Северной зоне происходило телескопирование продуктов различных типов метасоматоза — щелочного и щелочно-карбонатого. Исходными породами в обоих случаях являются порфириты андезито-диабазового состава, альбитофиры и их туфы, туффиты и туфопесчаники, песчаники, кремнистые и кремнисто-углистые сланцы, туфогенно-кремнистые породы, а также силлы альбитофиров, диабазов и трещинные интрузии диоритов.

Щелочной метасоматоз ранней стадии выражен в интенсивной альбитизации, микроклинизации и биотитизации пород. Альбитизация характерна для начальной стадии метасоматоза и отмечается в местах выклинивания зоны или в эндоконтактовых частях тел габброидов, подвергшихся интенсивной альбитизации с одновременным образованием карбоната и псевдоморфоз хлорита по темноцветным минералам. В туфогенных породах альбит замещает кварц и основной плагиоклаз. При этом карбонат цемента переоткладывается на фронте замещения в виде кристаллобластов. Конечным продуктом переработки песчанистых пород является порфировая альбитовая порода с редкой вкрапленностью пирита и прожилками метасоматического кварца, возникающего в одних случаях в результате укрупнения кварцевого цемента, в другом — в результате замещения им ранее образованных полевых шпатов. Прожилки несут вкрапленность пирита и (по данным спектрального анализа) золота в количестве нескольких граммов на тонну.

Продукты калиевого метасоматоза представлены двумя широко распространенными породами — калишпатовыми и биотитовыми метасоматитами, названными по преобладающему минералу, но имеющими несколько промежуточных образований:

биотит-калишпатовых, карбонат-биотитовых, биотит-карбонат-калишпатовых. Несмотря на взаимосвязь этих типов пород, устанавливается более ранний характер проявления процессов биотитизации, что выражается как в образовании самостоятельных биотитовых пород, так и в пересечении их калишпатовыми метасоматитами. Нередко эти породы образуются одновременно.

Биотитовые образования слагают около 30% щелочных метасоматитов, встречаясь в виде линз, вытянутых зон и пластообразных тел среди калишпатовых и исходных пород. Они состоят в основном из зеленого биотита, калишпата, плагиоклаза, карбоната, кварца, хлорита, эпидота. Первые два минерала являются новообразованными, тогда как остальные наследуются от исходной породы. Большая часть биотитовых метасоматитов развивается по породам, богатым темноцветными минералами, а также в результате перераспределения биотита и отложения его за пределами фронта замещения. Как правило, биотитовые метасоматиты локализуются в основном на выклинивании зоны разломов или в приповерхностных горизонтах. При биотитизации пород сохраняются реликты первичной породы и незамещенные темноцветные минералы.

Биотит-карбонатные метасоматиты состоят из кристаллобластов карбоната и биотита, образованных одновременно. Чаще такие породы занимают приконтактовую часть существенно биотитовых пород. Калишпатово-карбонат-биотитовые метасоматиты являются связующим звеном между биотитовыми и калишпатовыми породами.

В биотитовых метасоматитах и их промежуточных разностях устанавливается присутствие следующих минералов: пирита, сфена, циркона, магнетита, халькопирита, самородного серебра, а также хлорита и эпидота. По данным радиоактивационного анализа содержание золота в них достигает $2{,}24 \cdot 10^{-5}\%$.

Калишпатовые метасоматиты являются самой распространенной группой щелочных метасоматитов. Для них характерна порфиробластовая структура и розовато-бурая окраска. Они образуют дайкообразные тела, обычно согласно залегающие с вмещающими породами, и прожилки в биотитовых метасоматитах.

В процессе калишпатизации обычно образуется микроклин и ряд неупорядоченных калиевых полевых шпатов, развивающихся по альбиту, плагиоклазу, кварцу и реже по темноцветным минералам. Замещение обычно начинается с центра, реже с периферии кристалла или вдоль трещин. В процессе замещения происходит также рост новообразованных минералов, что приводит к укрупнению вкрапленников в эффузивах, раскристаллизации туфогенных пород и возникновению кристаллически зернистого метасоматита. В нераскристаллизованных раз-

ностях сохраняются реликты незамещенных зерен и структуры исходной породы.

Значительная часть калишпатовых метасоматитов возникла по кварц-плагиоклазовым песчаникам, как более проницаемым для растворов, в меньшей степени по диабазам, порфиритам и альбитофирам. Конечным продуктом калишпатизации пород является кристаллическая калишпатовая порода, занимающая обычно центральную часть метасоматической колонки.

Кроме полевых шпатов, в описываемых метасоматитах присутствуют биотит, кварц, карбонат, хлорит, эпидот и амфиболы, а из акцессорных — циркон, сфен; сопутствующая минерализация представлена апатитом, халькопиритом, галенитом, флюоритом, баритом, гематитом, магнетитом, турмалином, гранатом, а также хромитом, заимствованным из первичной породы. Широко распространенными рудными минералами являются пирит и гематит.

В калишпатовых и альбитовых метасоматитах радиоактивационным анализом устанавливается увеличение содержания золота в несколько раз по сравнению с кларком.

С калишпатовыми метасоматитами связана характерная для них жильная и рудная минерализация. Жилы представлены стекловатым бурого цвета кварцем с прожилками гематита, гидроокислами железа и редкой мелкой вкрапленностью пирита и еще реже халькопирита и гнездами бурого анкерита, образующего иногда смешанные или мономинеральные жилы. При исследовании протолочек в кварце отмечается присутствие также эпидота и амфибола и редких мелких зерен пирита и золота, содержание которого в отдельных пробах доходит до 10 *г/т*.

Жилы кварца и анкерита не сопровождаются изменением вмещающих пород, так как возникают в результате перераспределения карбоната и кремния при замещении исходных пород. Вместе с тем нами допускается привнос кремнезема из глубинных источников.

Щелочно-карбонатный метасоматоз отвечает процессу березитизации и лиственитизации и накладывается как на исходные вулканогенно-осадочные породы, так и на метасоматиты, образованные в предыдущую стадию. В результате этого возникают самые различные по составу и условиям локализации породы и связанные с ними жильные и рудные минералы. Основными разновидностями этой стадии метасоматоза являются серицит-кварцевые (березиты), кварц-карбонатные и слюдяно-кварц-карбонатные (лиственит) и карбонатные метасоматиты, в разной степени обогащенные пиритом и другими сульфидами.

Из-за пестроты состава исходных пород, а также одновременного процесса выщелачивания и отложения, имевшего, вероятно, прерывистый характер и приведшего к перераспреде-

лению основных компонентов породы, метасоматическая зональность устанавливается с трудом. Ее можно наблюдать только вблизи отдельных трещин или некоторых жил в выдержанных по составу породах.

Карбонат-кварцевые метасоматиты развиваются по неизмененным или калишпатизированным туфогенным породам, иногда по кремнисто-углистым сланцам. Соотношение основных компонентов в них колеблется в широких пределах. Дополнительным минералом в рассматриваемых образованиях является серицит, количество которого непостоянно. Сульфиды представлены пиритом, реже халькопиритом, в виде вкрапленных зерен и прожилков.

Содержание золота в карбонат-кварцевых метасоматитах достигает 2 *г/т*. Более высокие содержания (до 195 *г/т*) наблюдаются в кварц-анкеритовых жилах, несущих вкрапленность пирита, халькопирита, блеклых руд, и в анкеритовых жилах (до 60 *г/т*), обогащенных углистым веществом, переотложенным из исходной породы. Слабо золотоносны существенно кварцевые жилы, бедные сульфидами.

Серицит-кварцевые с анкеритом метасоматиты также пользуются широким распространением и возникают, как правило, по калишпатовым и биотит-калишпатовым породам. Они несут значительную вкрапленность и прожилки пирита, редко халькопирита. Часто в этих породах отмечаются прожилки кварца, редко анкерита с гнездами халькопирита и неравномерной вкрапленностью пирита. Содержание золота в них достигает нескольких граммов на тонну, а во вмещающих породах до 3 *г/т*.

Кварц-слюдяно-карбонатные метасоматиты возникают в основном по биотитовым и калишпат-биотитовым породам. Для них характерна густая вкрапленность пирита и обилие прожилков анкерита, а также высокая золотоносность некоторых участков. Халькопирит и блеклые руды входят как в состав вкрапленников в породе, так и в состав прожилков анкерита и кварца. Аналогичный характер распределения имеет золото, которое отмечено также в виде прожилка мощностью до 1 *мм* и протяженностью до 0,5 *м*. Содержание золота в описываемых метасоматитах на одном из участков достигло 3500 *г/т*, а в прожилках кварца и анкерита — до нескольких сот граммов на тонну.

Карбонатные метасоматиты с примесью кварца и серицита характерны для висячего бока зоны распространения щелочно-карбонатных пород. Они дают постепенные переходы к карбонат-кварцевым образованиям и отличаются пятнистой текстурой, слабой пиритизацией и редкими прожилками кварца и карбоната с незначительной вкрапленностью пирита. Последний местами образует также мономинеральные прожилки. Как показали исследования, порфиробласты в рассматриваемых

породах возникают в результате перераспределения и укрупнения карбоната, а также замещения им полевых шпатов в калишпатовых метасоматитах и туфогенных породах. В отличие от описанных выше метасоматических образований, в карбонатных метасоматитах содержание золота находится в пределах кларка, а в кварцевых жилах достигает нескольких граммов на тонну.

Как видно из приведенного материала, в районе двух изолированных друг от друга глубинных зон разломов проявлены интенсивные гидротермально-метасоматические процессы, не имеющие видимой генетической связи с тем интрузивным комплексом, который в этих зонах установлен. Гранитоидные интрузии, развитые за пределами рассматриваемых зон, несмотря на наличие в них явлений микроклинизации тоже не имеют отношения к гидротермальным месторождениям золота. Следовательно, рассматриваемые процессы связаны с другим глубинным источником, генерирующим растворы различной кислотности — щелочности.

В начальной стадии растворы имели щелочной характер, и метасоматоз протекал в неравновесных физико-химических условиях при весьма высокой активности натрия и калия при вполне подвижном поведении углекислоты, серы, воды и, вероятно, кремнезема. Существенно калиевый метасоматоз был не намного оторван от натриевого, а местами его опережал, о чем свидетельствует наложение его на неальбитизированные диабазы. Этот метасоматоз способствовал миграции и перераспределению компонентов исходных пород из нижерасположенных горизонтов и отложению их в благоприятных условиях, не давая, однако, промышленных концентраций. Активным коллектором в процессе щелочного метасоматоза являлся биотит, аккумулировавший в процессе своего образования рудные компоненты, в том числе и золото.

Связь богатой сульфидной и рудной минерализации со второй щелочно-карбонатной стадией метасоматоза на месторождении Султансары объяснима с позиций гидротермальной кислотно-щелочной дифференциации (Коржинский, 1958), согласно которой рассеянные в выщелоченных породах рудные компоненты могут служить источником для образования рудных жил. Условия этой дифференциации благоприятны также и для отложения компонентов из магматогенных растворов. Этим же, вероятно, объясняется и появление вертикальной зональности в размещении метасоматитов, выражающейся в преимущественном распространении продуктов щелочного метасоматоза в приповерхностных, а кварц-карбонатного — в глубинных частях зоны. С позиций этих и других положений теории Д. С. Коржинского (1955), жильную и рудную минерализацию следует рассматривать как следствие всего метасоматического процесса, так как с каждым типом метасоматических пород

связаны свои по составу, цвету и структуре жилы кварца и карбонатов и сопровождающая их сульфидная и золотая минерализация. Об этом говорит тот факт, что те компоненты и минералы, которые входят в состав исходных пород, встречаются в виде мономинеральных метасоматитов и прожилков, находясь в самых различных пропорциях между собой.

Описанные выше образования установлены нами в Киргизии впервые и заслуживают дальнейшего изучения.

А. Е. Бекмухаметов

ПРОЯВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОГО МЕТАСОМАТИЗМА В ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮЖНОГО ТУРГАЯ

Железорудные месторождения Южного Тургая (Шагыркульское, Сорское, Бенкалинское и Адаевское) приурочены к зоне активного контакта осадочно-вулканогенной толщи нижнего карбона с интрузиями сарбай-соколовского комплекса. Эта толща представлена андезитовыми, диабазовыми и дацитовыми порфиритами и их туфами с прослойками известняков, туффитов, туфопесчаников, глинисто-карбонатных и углисто-карбонатных пород. Для интрузивных пород сарбай-соколовского комплекса характерен в основном средний состав (диориты и диоритовые порфиры).

Рудные зоны месторождений сопровождаются ореолом щелочных метасоматитов, сформировавшихся за счет вмещающих осадочно-вулканогенных и интрузивных пород. Щелочной метасоматоз, особенно натриевый, наиболее интенсивно проявляется вблизи рудных зон и ослабевает с удалением от них. В пределах рудной зоны этот процесс свойствен всем стадиям формирования месторождений. В настоящей работе делается попытка установить характер проявления щелочного метасоматоза во времени (стадийность) и в пространстве с количественной и качественной оценкой процесса околорудного изменения вмещающих пород.

Щелочной метасоматоз проявился в альбитизации, биотитизации, скаполитизации, калишпатизации, флогопитизации и цеолитизации. При этом биотитовая, калишпатовая и флогопитовая минерализации фиксируют более высокотемпературный калиевый метасоматоз, проявляющийся сравнительно слабо и сменяющийся более интенсивным натриевым метасоматозом. Так, флогопит встречается в малых количествах только в рудах и скарнах Адаевского месторождения, а ортоклаз нередко отсутствует даже в интрузивных породах рудных полей. Выделения изометричных ксеноморфных зерен ортоклаза обнаруже-

ны в околоскарновых породах Адаевского и особенно Бенкалинского месторождения, где диориты в контакте со скарново-рудной зоной местами подвергнуты сиенитизации с последующим наложением вкрапленного магнетитового оруденения. Здесь тесно сросшиеся выделения таблитчатого ортоклаза с неровными зазубренными краями ассоциируются с ксеноморфными выделениями кварца и альбитизированного плагиоклаза. Более распространенным калиевым минералом является биотит, принимающий участие в составе околоскарновых биотит-плагиоклазовых пород. Биотитизации подвергаются обычно туфы, туффиты и туфопесчаники. Этот процесс особенно широко проявлен в лежачем боку Шагыркульского месторождения, где мелкие агрегаты биотита выполняют промежутки между лито- и кристаллокластами туфов. Реликты биотита обнаруживаются также в рудах, где он замещается хлоритом и магнетитом.

Натриевый метасоматоз следует за калиевым метасоматозом, хотя в отдельных случаях (Адаевское месторождение) отмечается одновременная кристаллизация флогопита и альбита при скарнировании. Последовательная смена калиевого метасоматоза натриевым повсеместно сопровождается замещением биотита хлоритом. Проявлением натриевого метасоматоза являются альбитизация и скаполитизация, а при низкотемпературных околожильных процессах — цеолитизация боковых пород.

Альбит в отличие от других минералов, характеризующих собой какой-то определенный температурный уровень, присутствует в самых различных парагенетических ассоциациях. При этом по мере изменения физико-химических условий (температуры, давления, кислотности — щелочности растворов, окислительно-восстановительного потенциала) в ходе становления месторождений альбит нередко ассоциирует с другими натрийсодержащими минералами — скаполитом и цеолитами. Можно выделить четыре генетических типа альбита.

1. Альбит как главный минерал осветленных боковых пород, сформировавшийся в наиболее раннюю и наиболее интенсивную стадию натриевого метасоматоза.

2. Альбит в виде примеси в рудах, скарнах, эпидот-актинолитовых и хлоритовых породах. Мелкие неправильной формы зерна его выполняют промежутки между скарновыми и рудными минералами. С этим альбитом пространственно и во времени тесно связан другой широко распространенный натриевый минерал — скаполит, фиксирующий хлоронатриевую фазу щелочного метасоматоза. Скаполит слагает сплошные породы или принимает участие в составе скаполит-магнетитовых руд (Качарское месторождение).

3. Альбит околожильный в зальбандах во вмещающих

и интрузивных породах вдоль прожилков, сложенных пироксеном, актинолитом, эпидотом, хлоритом и пиритом.

4. Альбит жильный. По мере падения температуры активность натрия и его реакционное взаимодействие с боковыми породами понижаются, что способствует выпадению альбита в трещинах и пустотках в виде кристаллических агрегатов непосредственно из раствора. В этих условиях наряду с альбитом широкое развитие получают цеолиты.

Комплекс околорудных измененных пород в контактово-метасоматических месторождениях Тургая до недавнего времени оставался слабо изученным, так как эти образования различными исследователями рассматривались то как «роговики», то как поздние кислые дифференциаты основной магмы. Ошибочное определение природы измененных боковых пород, когда метасоматически измененные породы, особенно в лежачем боку рудных тел, принимались за контактовые роговики, указывающие на близость интрузивного тела на глубине, привело в ходе геологоразведочных работ к тому, что многие скважины оказались недобуренными, а некоторые месторождения в целом недоразведанными. Однако особенности петрохимии и минералогии вышеупомянутых пород указывают на их принадлежность к образованиям околорудного метасоматизма (Бекмухаметов, 1963, 1965). С этих позиций имеет большое значение выделение разновидностей околорудных пород по степени и характеру их изменения, а также первичному составу исходных пород и выявление последовательности их чередования в пространстве по мере приближения к рудным зонам, так как появляется возможность наметить новые критерии для поисков рудных тел (особенно слепых) и повысить эффективность разведочного бурения.

Я. П. Баклаев (1963) на примере контактово-метасоматических месторождений железа Северного и Среднего Урала также показал истинную природу и значение измененных боковых пород, ранее обозначавшихся как «роговики». Однако в его работе, а позднее и в нашей (Бекмухаметов, 1965) весь комплекс околорудных образований назван общим термином «осветленные породы». Дальнейшее изучение показало, что группу осветленных пород составляют, с одной стороны, интрузивные и осадочно-вулканогенные породы, подвергшиеся альбитизации с разложением темноцветных минералов и выносом железа, магния и других компонентов, но сохранившие свою первичную структуру. За такими породами, очевидно, следует сохранить их первичное название с указанием характера изменений, которые они претерпели (альбитизированные диорит-порфириты, порфириты, диориты, туфы и т. д.). С другой стороны, к осветленным породам относятся наиболее измененные производные первичных пород — эпиальбититы, в которых признаки исходных пород отсутствуют. При этом рудные тела высокотем-

пературных скарновых месторождений типа Бенкалы, Адаевки и другие, сопровождаются эпиальбититами и характерной редкой вкрапленностью диопсида, а рудные зоны низкотемпературных гидросиликатных месторождений типа Шагыркуля окаймляются эпиальбититами, отличительными чертами которых являются вкрапленность тремолита и неполная перекристаллизация полевошпатовой основной массы первичных пород. Кроме того, к производным щелочного метасоматоза (кварц-полевошпатового состава) относятся зеленоцветные околоскарновые и околорудные породы, залегающие в непосредственной близости со скарновыми и гидросиликатными породами и сложенные, помимо альбита и кварца, диопсидом, тремолитом и хлоритом. Макроскопически эти породы имеют уже не светло-серый осветленный облик, а различные тона зеленой окраски. Вместе с тем околоскарновые и околорудные «озелененные» породы следует отличать от измененных первичных пород зеленого цвета, в которых темноцветные минералы, в частности роговая обманка, исходных пород подверглись разложению и замещению вторичными минералами — актинолитом и хлоритом, а основной плагиоклаз серицитизирован и частично соссюритизирован. Актинолит и хлорит первоначально развиваются псевдоморфно, но постепенно продукты разложения вместе с выделившимся магнетитом более или менее равномерно распределяются в виде неправильных выделений по всей породе. Метасоматические преобразования в данном случае происходят без существенного изменения первичной структуры и без привноса или выноса породообразующих компонентов. Проявляются лишь вторичная перегруппировка и перераспределение породообразующих компонентов при постоянстве их валового содержания в породе. Макроскопически этот процесс сопровождается также изменением окраски пород в зеленых тонах. Кроме того, в них всегда визуально можно установить реликты первичных темноцветных минералов с расплывчатыми контурами и призматические и таблитчатые выделения плагиоклаза. Эти породы следует называть измененными диоритами, измененными андезитовыми порфирами, измененными туфами андезитовых порфиров и т. д. Они отличаются от пропилитов тем, что одинаково часто развиваются как по интрузивным, так и по вулканогенным породам рудных полей месторождений, а также присутствием магнетита и слабым изменением состава плагиоклаза основной массы.

В целом по мере приближения к рудой зоне наблюдается следующая последовательность измененных пород: андезитовый порфирит — измененный андезитовый порфирит — альбитизированный порфирит — эпиальбитит диопсид-альбитового или тремолит-альбитового состава — околоскарновая или околорудная порода — рудная зона. Осветленные породы и зеле-

ноцветные разности околоскарновых и околорудных пород часто чередуются с рудами, скарнами и гидросиликатными породами рудной зоны. Нередко эти породы, особенно зеленой и темно-зеленой окраски, ошибочно принимаются за роговики.

Метасоматическое изменение краевых частей интрузивных тел габбро, диоритов, диорит-порфиритов приводит к появлению осветленных апогаббровых, аподиоритовых пород кварц-альбитового состава с последующей их перекристаллизацией до апоинтрузивных эпиальбититов диопсид-альбитового и тремолит-альбитового состава. Эти породы обладают гранобластовой и порфиробластовой структурами. Их предлагается называть метагабброидами, метадиоритами, метадиорит-порфирами и т. д., как в свое время предлагал Г. А. Соколов. Метасоматическая зональность в измененных интрузивных породах сарбай-соколовского комплекса в общей схеме имеет следующий вид: диорит — измененный диорит — метадиорит (или аподиорит) кварц-альбитового состава — эпиальбитит — околоскарновая или околорудная порода — рудная зона. Заметим, что метадиориты и метадиорит-порфиры с равномерной редкой вкрапленностью диопсида часто исследователями принимаются за пироксеновые диориты и пироксеновые диоритовые порфириты.

Таким образом, к осветленным породам в контактово-метасоматических месторождениях Тургая относятся альбитизированные породы с первичной структурой исходных пород, перекристаллизованные эпиальбититы соответственно диопсид-альбитового или тремолит-альбитового составов, а также метадиориты и метадиорит-порфиры. К зеленоцветным разностям пород относятся собственно околоскарновые и околорудные породы.

Изменение химизма андезитовых порфиров и диоритов в ходе их метасоматического преобразования показано на рис. 1 и 2.

Как видно из диаграмм корреляционной зависимости содержания компонентов от степени метасоматического изменения, по мере приближения к рудным зонам щелочной метасоматоз, особенной натриевый, усиливается в осветленных породах и резко спадает в околоскарновых и околорудных, пространственно непосредственно прилегающих к рудным зонам месторождений. Усиление щелочного метасоматоза сопровождается выносом железа, магния и таких инертных компонентов, как алюминий, титан, фосфор, с одновременным накоплением их в околоскарновых и околорудных породах (см. рис. 1 и 2). Заметим, что участки пересечения корреляционных кривых компонентов с осью абсцисс (между обр. 5 и 6, рис. 1; обр. 11 и 12, рис. 2) соответствуют зонам перехода осветленных пород к околоскарновым и околорудным породам. Химический состав их более или менее соответствует составу исходных пород. Это

обстоятельство используется некоторыми исследователями (Дымкин, 1966) для обоснования роговиковой природы таких разностей метасоматически измененных боковых пород.

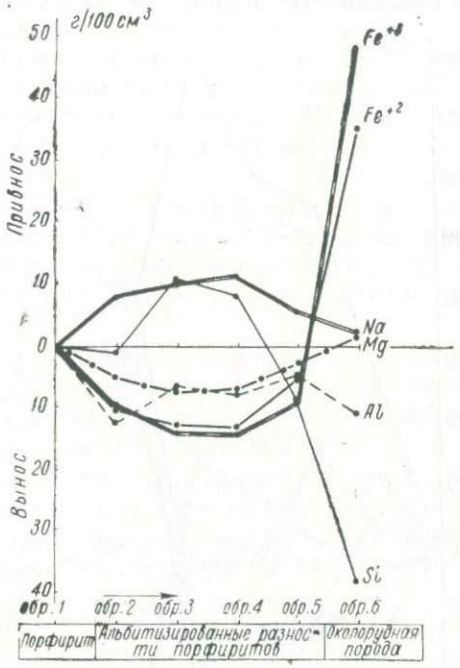


Рис. 1. Миграция вещества при метасоматическом изменении андезитовых порфиритов

В интрузивных породах альбитизация постоянно сопровождается нарастанием содержания кремния. Это отчетливо видно и под микроскопом, где отмечается увеличение количества кварца явно вторичного происхождения. Во вмещающих породах, особенно в туфах, туфопесчаниках, при щелочном метасоматизме наблюдается обратная картина — десиликация, хотя имеются случаи отсутствия видимой закономерности или даже увеличения кремнезема, как в нашем примере (см. рис. 1).

В целом же изучение геохимии процесса метасоматического изменения боковых и подстилающих пород с учетом многих других фактов позволяет утверждать, что источником оруденения являются вулканогенные и интрузивные породы.

Таким образом: 1) щелочной метасоматоз является одним из ведущих факторов формирования месторождений; 2) описанный комплекс околорудных измененных пород является со-

ставной частью метасоматических зон и сопровождает скарново-рудные тела, нередко с ними чередуясь. Следовательно, в них целесообразно проведение поисково-разведочных работ; 3) источником оруденения является комплекс осветленных вулканогенных и интрузивных пород.

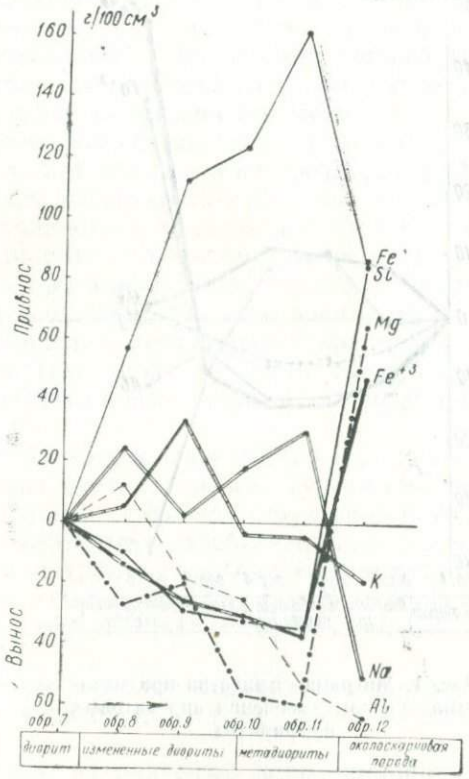


Рис. 2. Миграция вещества при метасоматическом изменении диоритов

У. У. Усманов

О СВОЕОБРАЗНЫХ КАЛИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В Северном Тянь-Шане в районах развития конечных фаз пермского магматизма, в целом имеющего субщелочной, преимущественно калиевый характер, широким распространением пользуются своеобразные метасоматические образования, которые ранее относились к пегматоидным интрузивным образо-

ваниям сиенитового или граносиенитового ряда. В результате детальных исследований, проведенных В. А. Невским, П. С. Козловой, С. Д. Туровским, У. У. Усмановым и другими, установлено, что эти образования являются продуктами деятельности послемагматических сравнительно высокотемпературных гидротермальных растворов, обогащенных щелочами (в основном калием), фтором, хлором и рядом других элементов. Их развитие сопровождалось формированием некоторых типов редкометального оруденения. Метасоматиты представлены микроклинитами, ортоклазитами, реже зонами сплошного биотита.

Микроклиниты — серовато-розовые и розовато-красные породы, сложенные мелко- и среднезернистым микроклином с отдельными крупными порфировидными его выделениями. Акцессорные минералы: апатит, монацит, ксенотим, рутил, ильменорутил.

Ортоклазиты — яснокристаллические породы красного цвета, состоящие исключительно из мелко- и среднезернистого ортоклаза. Акцессорные минералы: монацит, ксенотим, циркон, циртолит, рутил, ильменорутил, флюорит.

Зоны сплошного биотита сложены тонкокристаллическими породами темно-серого и черного цвета из мелкочешуйчатого биотита. В качестве акцессориев присутствуют монацит, ксенотим, циркон, циртолит, малакон, рутил, ильменорутил, магнетит.

Микроклиниты и ортоклазиты развиваются преимущественно по гранитоидам и гнейсам, а биотитовые породы — по амфиболовым, филлитовым и другим сланцам.

В структурном отношении образования, как и рудопроявления, контролируются мелкими разрывными нарушениями, нередко входящими в состав более крупных дизъюнктивов. Благодаря этому они в подавляющем большинстве случаев имеют линейную форму с различной конфигурацией и размерами.

Особенности взаимоотношения метасоматитов с вмещающими породами рассмотрены на примере микроклинитов. По мере приближения к метасоматическим жилам микроклинитов вмещающие породы несут следы все более интенсивного изменения и переработки. Так, первичный биотит постепенно исчезает, нацело замещаясь хлоритом. Последний по мере дальнейшего усиления метасоматического процесса, в свою очередь, замещается серицитом (Усманов, 1964), что, по мнению С. Н. Иванова (1960), обусловлено повышением потенциала калия в растворе. Плагиоклаз замещается серицитом и мелкозернистым метасоматическим кварцем. Возникновение последнего, по А. Н. Курек, Н. Н. Курек (1954) и И. Н. Говорову (1960), связывается с переотложением свободного кремнезема,

выделившегося при интенсивной серицитизации плагиоклаза и микроклина.

Среди образующейся кварц-серицитовой массы формируются более крупные чешуйки мусковита, появление которых обусловлено повышением концентрации калия в растворе при выносе натрия.

Первичный микроклин подвергается интенсивной альбитизации с образованием пертитов замещений, которые позднее замещаются серицитом и мусковитом.

Метасоматическому изменению в периферической зоне подвергаются также первичные акцессорные минералы: пирит, гематит, магнетит и апатит, а несколько позднее — циркон. При этом железистые минералы лимонитизируются, апатит и циркон мутнеют и сильно корродируются, рутил остается без видимых изменений.

Одновременно с изменением первичных минералов в описываемой зоне появляется метасоматический микроклин, который всюду интенсивно корродирует и замещает как первичные компоненты вмещающих пород, так и развивающиеся по ним вторичные минералы. Так, очень часто в зернах новообразованного микроклина в виде мелких реликтов сохраняются остатки первичного кварца, микроклина, иногда интенсивно серицитизированного плагиоклаза и хлоритизированного биотита. Природу описанного явления Д. С. Коржинский (1936) и В. А. Жариков (1960) связывают с повышением щелочности раствора, что вызывает повышение активности калия, который, интенсивно отнимая глинозем и кремнезем у других минералов, выделяется в виде калиевых полевых шпатов или биотита. Действительно, при интенсивном привносе и в результате метасоматической переработки первичных минералов вмещающих пород, очевидно, создавался значительный избыток калия, который (при благоприятных структурных условиях) и обусловил микроклинизацию (а также ортоклазизацию и биотитизацию) вмещающих пород.

По мере приближения к центральной части метасоматической жилы количество новообразованных вторичных минералов резко увеличивается и они начинают интенсивно замещать в первую очередь остатки плагиоклаза, затем первичный микроклин и кварц. В этой зоне из первичных акцессорных минералов вмещающих пород отмечаются единичные сильно корродированные зерна циркона, рутила и, в исключительно редких случаях, апатита. Пирит, магнетит и гематит нацело замещаются лимонитом и повсеместно подвергаются интенсивному выщелачиванию. Породы теряют первичный текстурно-структурный облик и превращаются в сплошную микроклиновую массу. Окраска пород, по-видимому, обусловлена дисперсно-рассеянными частицами гематита в новообразованном минерале.

Характер поведения отдельных компонентов при микроклинизации и биотитизации можно видеть из данных пересчетов химических анализов, приведенных в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Характер миграции компонентов при микроклинизации гранитов

Окислы	Неизмененные граниты, вес. %	Микроклинит, развивающийся по гранитам, вес. %	Кол-во в *г*/100 *см*³ неизмененного гранита (объемный вес 2,56)	Кол-во в *г*/100 *см*³ микроклинита (объемный вес 2,58)	Вынос—привнос	
					абсолютная разница в *г*	в процентах к массе окисла в 100 *см*³ гранита
SiO_2	69,78	61,88	178,63	159,65	—18,98	—10
TiO_2	0,02	0,31	0,05	0,79	+0,74	+1480
Al_2O_3	16,84	16,58	43,11	42,77	—0,34	—0,8
Fe_2O_3	1,95	3,27	4,99	8,43	+3,44	+67
FeO	1,87	0,73	4,78	1,88	—2,90	—60
MnO	0,04	Сл.	0,10	—	—0,10	—
MgO	0,91	Сл.	2,33	—	—2,33	—
CaO	2,86	1,45	7,32	3,74	—3,58	—49
Na_2O	1,84	1,42	4,71	3,66	—1,05	—22
K_2O	3,49	13,82	8,93	35,65	+26,72	+300
H_2O	0,03	0,28	0,076	0,72	+0,64	+842
P_2O_5	Сл.	0,26	—	0,67	+0,67	—
SO_3	0,37	—	0,94	—	—0,91	—
Сумма	100	100	256,09	257,96	Привнос 2 *г*	—

При микроклинизации гранитов происходит привнос калия, титана, фосфора и вынос натрия, кальция, магния, марганца, серы, а при биотитизации сланцев — привнос титана, железа, калия, натрия, фосфора, магния и марганца и вынос алюминия, кальция и частично кремния.

Эти данные хорошо согласуются с минералогическим составом микроклинитовых жил и зон сплошного биотита. Что касается поведения железа, то при биотитизации оно, вероятно, частично привносилось. В остальных случаях суммарный баланс железа оставался постоянным. Увеличение же содержания окисного железа при микроклинизации, по-видимому, происходило за счет окисления закисного железа, находившегося в составе первичных пород.

Подобное явление при околорудном метаморфизме отмечали Л. Л. Леонова, Н. С. Классова (1964), В. И. Злобин и Л. А. Певцова (1964), Э. Н. Баранов, Г. И. Бертенов, Г. Д. Гладышев (1962). Последние исследователи объясняют процесс

восстановления окисного железа воздействием растворов, содержащих ионы сульфатной серы.

Кремнезем и глинозем в описанных процессах ведут себя как инертные компоненты, претерпевающие лишь перераспределение и незначительный вынос при биотитизации.

Таблица 2

Характер миграции компонентов при биотитизации сланцев

Окислы	Неизмененные сланцы, вес. %	Биотит-хлоритовые породы, вес. %	Кол-во в *г*/100 *см*³ сланца (объемный вес 2,73)	Кол-во в *г*/100 *см*³ биотит-хлоритовой породы (объемный вес 2,80)	Вынос—привнос	
					абсолютная разница в *г*	в процентах к массе окисла в 100*см*³ сланца
SiO_2	68,76	68,77	187,71	192,55	+4,84	+3
TiO_2	0,31	0,46	0,85	1,28	+0,43	+50
Al_2O_3	13,33	10,43	36,39	29,20	−7,19	−19
Fe_2O_3	4,71	5,55	12,85	15,54	+2,69	+21
FeO	2,70	2,73	7,37	7,64	+0,27	+3,6
MnO	0,062	0,906	0,17	2,53	+2,36	+1388
MgO	1,26	1,70	3,44	4,76	+1,32	+38
CaO	3,46	0,61	9,44	1,71	−7,73	−82
Na_2O	1,00	3,04	2,73	8,51	+5,78	+212
K_2O	4,36	4,90	11,90	13,72	+1,82	+15
H_2O	0,04	0,40	0,11	1,12	+1,01	+909
P_2O_5	0,07	0,48	0,19	1,34	+1,15	+605
Сумма	100	100	273,14	279,90	Привнос 6,76 *г*	—

Б. Н. Батуев

ЩЕЛОЧНЫЕ ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ НА ТАЛНАХСКОМ МЕДНО-НИКЕЛЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН)

Талнахское медно-никелевое месторождение располагается на крайнем северо-западе Сибирской платформы. В тектоническом отношении оно приурочено к зоне пересечения Норильско-Хараелахским разломом продуктивного горизонта [контакт тунгусской серии (C_2—P_1) с туфо-лавовой толщей P_2—T_2 (?)] на западной окраине Хараелахской мульды (Егоров, Суханова, 1963; Голубков, Додин, 1960). Сплошные медно-никелевые руды приурочены к приподошвенной части Талнахской интру-

зии, дифференцированной от плагиоклазовых оливинитов до метадиоритов (Додин, 1967), и располагаются как в теле интрузии, так и в породах экзоконтакта.

Щелочные метасоматиты, представленные микроклиновыми породами, залегают в непосредственном контакте рудных залежей и поэтому являются надежным поисковым признаком.

Микроклиновые околорудные метасоматиты установлены и изучены в горных выработках рудника «Маяк» и по керну разведочных скважин Норильской комплексной экспедиции (Батуев, 1966).

Они распространены преимущественно в нижних экзоконтактах рудных залежей, где замещают известковые гранатовые скарны, углистые песчаники и аргиллиты перми и глинистые аргиллиты девона. В контактах руд, залегающих внутри интрузивных тел, микроклиновые метасоматиты отсутствуют.

Щелочные метасоматиты образуют уплощенные линзовидные тела мощностью 0,1—0,6 *м*. По падению они прослеживаются на расстояние около 50 *м*, по простиранию — на 100 *м*. Как правило, линзы щелочных пород залегают в кровле скарновых тел (рис. 1 и 2) в непосредственном контакте с рудной залежью или отделены от последней маломощными линзами (до 0,3 *м*) углистых аргиллитов и песчаников и такситовых габбро-долеритов верхней Талнахской интрузии, причем первые пронизаны густой сетью микроклиновых прожилков мощностью до 5 *мм*.

Щелочные околорудные метасоматиты представлены микроклиновыми породами, состав которых несколько варьирует в зависимости от состава замещенного субстрата. Среди них

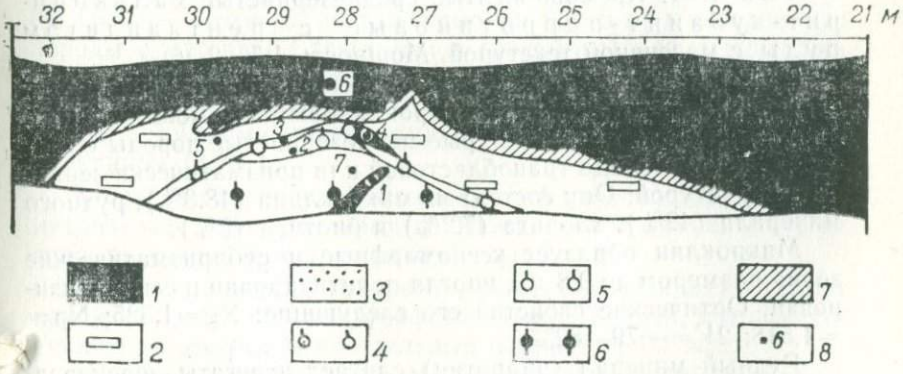


Рис. 1. Строение зоны микроклиновых околорудных метасоматитов (рудник «Маяк», гор. — 175 *м*, панельный штрек № 1). Масштаб 1 : 100:

1 — сплошные халькопирит-кубанит-пирротиновые руды; *2* — такситовые габбро-долериты Талнахской интрузии; *3* — углистые песчаники и аргиллиты; *4* — пироксен-микроклиновые и микроклин-пироксеновые породы; *5* — биотит-хлорит-микроклиновые и микроклиновые породы; *6* — везувиан-пироксен-гроссуляровые (известковые) скарны; *7* — хлоритовые породы; *8* — места взятия образцов

выделяются микроклин-пироксеновые, биотит-хлорит-микроклиновые, биотит-микроклиновые, хлорит-микроклиновые, биотит-кварц-микроклиновые и амфибол-кварц-микроклиновые разновидности.

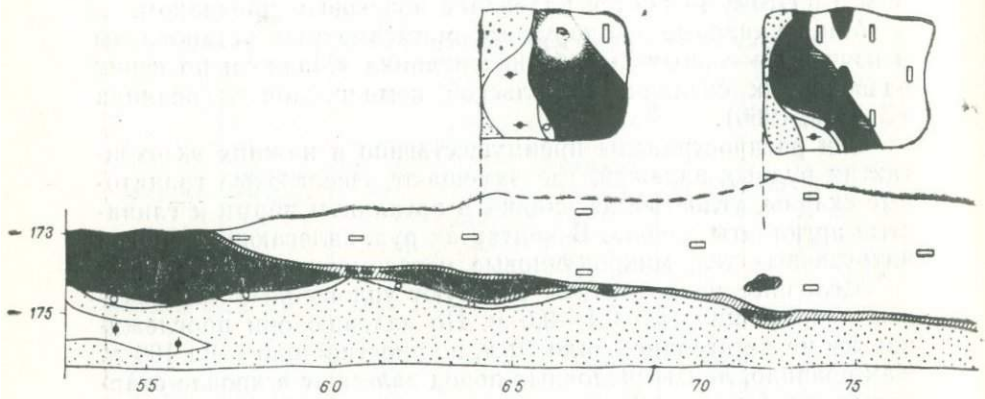


Рис. 2. Характер соотношения с вмещающими породами микроклиновых околорудных метасоматитов (рудчик «Маяк», гор. — 175 *м*, восточная соединительная ветвь). Масштаб 1 : 100. Усл. обозначения приведены на рис. 1.

Ниже приводится характеристика трех типов метасоматических колонок для случаев микроклинизации известковых скарнов (тип I), углистых аргиллитов и песчаников перми (тип II) и глинистых аргиллитов девона (тип III).

Тип I. 1. Кремово-желтые среднезернистые халькопирит-кубанит-пирротиновые с пентландитом руды с массивной текстурой. Мощность 1,5—2 *м*.

2. Биотит-хлорит-микроклиновые породы, слагающие основную часть микроклиновых зон мощностью до 0,5 *м*. Внешне это красно-бурые мелкозернистые породы с гранобластовой, лепидо-гранобластовой или призматически-зернистой структурой. Они состоят из микроклина (48,8%), рудного минерала (42%), хлорита (7,2%) и биотита (2%).

Микроклин образует ксеноморфные и субпризматические зерна размером до 0,8 *мм*, иногда пелитизирован и серицитизирован. Оптические свойства его следующие: $Ng = 1{,}525$; $Np = 1{,}518$; $2V = -79—82°$.

Рудный минерал (пирротин) слагает агрегаты зерен размером до 1,5 *мм*. В некоторых случаях отмечается его замещение хлоритом и пересечение микроклином.

Хлорит представлен двумя генерациями: 1) темно-зеленые чешуйчатые массы, замещающие рудный минерал; 2) прожилки зеленого цвета мощностью 0,1—0,2 *мм*, которые секут руд-

ный минерал и хлорит I. По оптическим свойствам (Nm = 1,600) оба хлорита соответствуют делессит-диабантиту.

Биотит бурого цвета рассеян в породе в виде листочков размером до 0,2 *мм*, которые слагают изометричные агрегаты размером до 0,3—0,4 *мм*. По оптическим свойствам (Nm = 1,625—1,628) относится к мероксен-лепидомелану.

В некоторых случаях присутствует кварц в количестве до 5%.

3. Пироксен-микроклиновые и микроклин-пироксеновые породы слагают промежуточную зону между скарнами и существенно-микроклиновыми породами.

Это — розовато-серые и серые мелкозернистые породы с массивной, реже реликтовой слоистой текстурой; структура гранобластовая и немато-гранобластовая. Количественный минеральный состав породы: микроклин — 35—55%, моноклинный пироксен — 35—40%, хлорит — 1—30%, рудный минерал (пирротин) 3—5%, сфен — единичные зерна.

Микроклин (Ng = 1,525; Np = 1,518) слагает субпризматические и лапчатые зерна размером 0,01—0,2 *мм*.

Моноклинный пироксен представлен изометричными или субпризматическими зернами размером 0,05—0,2 *мм*. Бесцветен. По оптическим свойствам (Ng = 1,717; Np = 1,690; $2V$ = = 58—60°) относится к диопсиду состава $kIEn_{37}kIWo_{50}kIFs_{13}$.

Хлорит зеленого цвета образует сплошные чешуйчатые массы или секущие прожилки мощностью до 0,1 *мм*.

Пирротин слагает ксеноморфные зерна размером до 0,8 *мм* или секущие прожилки мощностью 0,1—0,4 *мм*.

Сфен образует ксеноморфные или субгедральные зерна размером до 0,1 *мм*, бурый, плеохроирует в коричневых тонах.

г) Микроклинизированные гранатовые скарны — серые и светло-серые средне- и крупнозернистые породы с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Главные породообразующие минералы представлены гранатом ((52%), диопсидом (16,9%), карбонатом (9,1%), гистерогенные — рудными минералами (14,3), хлоритом (4,5%) и микроклином (3,2%).

Бесцветный гроссуляр и зеленоватый диопсид образует изометрические зерна размером до 0,5 *мм*. Гранат замещен бурым гидрогранатом, а по трещинкам — хлоритом.

Рудные минералы (пирротин, реже халькопирит) слагают крупные (до 2 *мм*) ксеноморфные агрегаты зерен, которые соединяются секущими прожилками мощностью 0,2 *мм*.

Микроклин (Ng = 1,525; Np = 1,517; $2V$ = —80°) слагает в породе участки овальной формы, образованные мелкими (до 0,01 *мм*) изометрическими и лапчатыми индивидами. В местах соприкосновения с рудными минералами зерна микроклина достигают 1 *мм* в поперечнике.

Наблюдения над взаимоотношениями позволяют наметить следующую последовательность образования минералов:

(Гр, Пи, Вез) → (Ми, Пирр) → Хл.

Мощность зоны колеблется в пределах 3—5 *см*.

д) Белые с желтоватым оттенком крупнозернистые пироксен-гранатовые с везувианом скарны с массивной текстурой и гранобластовой и гипидиобластовой структурой. Скарны имеют следующий количественно-минералогический состав: главные минералы — гроссуляр (54,5%), диопсид (13,7%), кальцит (3,2%), везувиан (1,4%), гистерогенные — хлорит (6,8%) и рудные минералы (15,5%). Последние образуют в скарнах секущие прожилки мощностью 1—5 *см*, сложенные халькопиритом, халькозином, борнитом, пирротином, сфалеритом, пиритом, марказитом и галенитом. Видимая мощность скарнов до 3—3,5 *м*.

Тип II. 1. Кремово-желтые среднезернистые халькопирит-кубанит-пирротиновые с пентландитом руды с массивной текстурой. Мощность 1,5—2 *м*.

2. Розовато-бурые биотит-хлорит-микроклиновые породы с массивной текстурой. Структура их — лепидо-гранобластовая. Породы аналогичны таковым из внутренней зоны микроклиновых метасоматитов, развивающихся по скарнам.

3. Хлорит-микроклиновые породы имеют массивную текстуру и порфиробластовую структуру с гранобластовой основной массой, которая сложена микроклином и углистым веществом. В этой массе содержится около 10% крупных (до 3 *мм*) овальных гломеробласт, образованных ксеноморфными зернами микроклина (50%), хлорита (48%) и кварца (2%). Длинные оси гломеробласт ориентированы параллельно контакту микроклиновых пород с углистыми аргиллитами. Мощность зоны 2 *см*.

г) Биотит-микроклиновые породы с большим количеством углистого вещества, которое насыщено пиритом. Макроскопически — это черные мелкозернистые породы с гранобластовой, лепидо-гранобластовой и бластопсаммитовой структурами.

Основная масса породы (53,4%) состоит из ксеноморфных мелких (до 0,1 *мм*) зерен микроклина, интерстиции между которыми выполнены черным непросвечивающим агрегатом углистого вещества и рудного минерала (пирит?) (45,9%). Бледно-бурый биотит (0,7%) слагает мелкие (0,1 *мм*) чешуйчатые зерна, располагающиеся на границе отдельных индивидов микроклина и углистого вещества. Мощность зоны 2 *см*.

д) Углистые аргиллиты черного цвета, очень мелкозернистые, состоящие из обломков кварца (75%) и углистого вещества (25%). Размер зерен не более 0,05 *мм*. Видимая мощность 0,3—0,5 *м*.

Тип III. а) Кремово-желтые средне- и крупнозернистые пентландит-халькопирит-пирротиновые руды с массивной текстурой.

б) Биотит-кварц-микроклиновые и амфибол-кварц-микроклиновые породы с лепидо-гранобластовой, немато-гранобластовой и гетеробластовой структурами. Текстура пород — массивная и пятнистая; последняя обусловлена наличием обособлений агрегатов биотита и амфибола. Количественный минеральный состав породы: микроклин — 42,3—56,3%, амфибол — 0—25%, биотит — 1,0—15,9%, плагиоклаз — 10—18,5%, рудные минералы — 8,5—12,1%, кварц — 2,9—4,1%, хлорит — 1,2—1,6%.

Микроклин ($Ng=1{,}525$; $Np=1{,}517$, $2V=-79°$) слагает изометричные, ксеноморфные, реже таблитчатые зерна размером до 1,5 *мм*, часто образует микропегматитовые срастания с кварцем.

Амфибол образует крупные (до 2,5 *мм*) таблитчатые корродированные зерна зеленоватого цвета. Иногда наблюдаются узкие двойниковые полоски. По оптическим свойствам ($Ng=1{,}658$; $Np=1{,}631$, $cNg=10°$) амфибол относится к актинолиту.

Биотит представлен крупными (до 1 *мм*) таблитчатыми зернами или образует чешуйчатые агрегаты размером до 5 *мм*, характерен резкий плеохроизм в бурых тонах. По оптическим свойствам ($Nm=1{,}653$) он относится к лепидомелану. Иногда встречается разновидность биотита, окрашенная в зеленый цвет, которая по оптическим свойствам ($Nm=1{,}620$) соответствует мероксен-лепидомелану.

Плагиоклаз слагает ксеноморфные зерна размером до 0,8 *мм*, двойники простые. По оптическим свойствам ($Ng=1{,}552$; $Np=1{,}543$) относится к олигоклаз-андезину, содержащему 30% анортита.

Рудные минералы (пирротин, халькопирит) образуют ксеноморфные, линзовидные и изометрические зерна размером до 0,8 *мм*. Равномерно рассеяны по всей породе.

Кварц представлен ксеноморфными зернами размером до 1,5 *мм* или совместно с микроклином образует микропегматитовые структуры.

Хлорит присутствует в виде отдельных чешуек зеленого цвета размером до 0,1—0,15 *мм*, которые нередко собраны в агрегаты поперечником 0,3—0,4 *мм*; иногда замещает амфибол.

в) Красновато-бурые тонкозернистые глинистые аргиллиты со слоистой текстурой и пелитовой структурой. Порода состоит из обломков кварца (20—30%) и бурой почти непросвечивающей глинистой массы (10—80%). Размер обломков меньше 0,01 *мм*. Химические анализы микроклиновых пород и исходных эдуктов приведены в табл. 1. Наиболее характерной чертой микроклиновых пород является присутствие повышенных

количеств щелочей: K — 2,57—5,09%; Na — 1,95—6,24%. Основные различия, обусловленные неодинаковым химическим составом субстрата микроклиновых пород, сводятся к колебанию в содержаниях кремнекислоты, окиси алюминия и извести. Химические анализы пород пересчитаны и нанесены на диаграмму состав — парагенезис (рис. 3). При рассмотрении диаграммы видно, что все они легли в поле ассоциации диопсид—микроклин—кварц и, следовательно, отражают средний состав наиболее распространенной ассоциации.

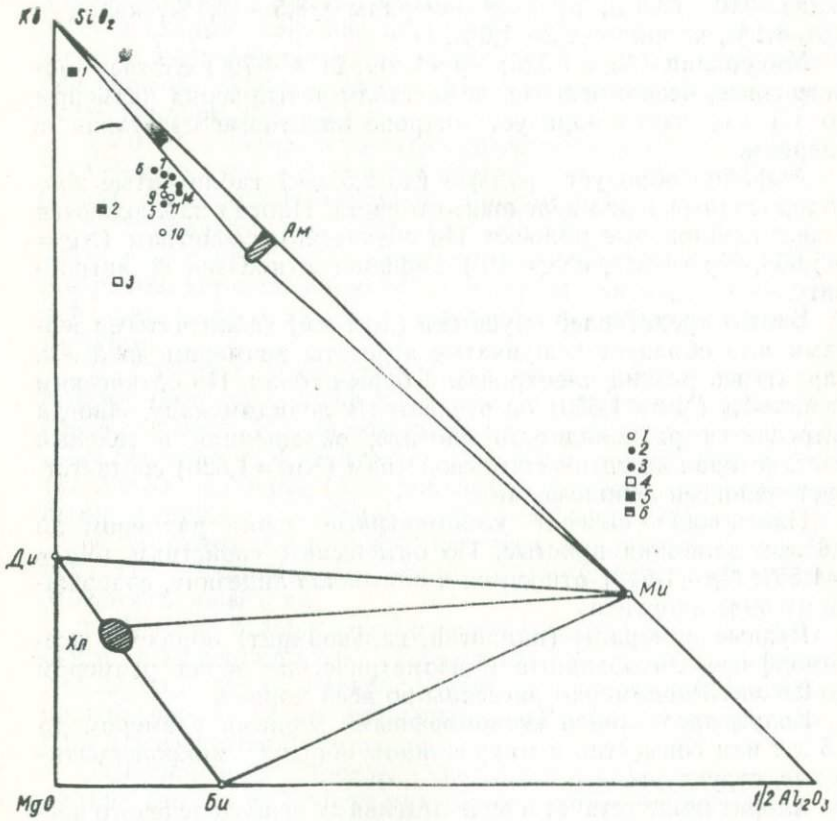


Рис. 3. Диаграмма состав — парагенезис для микроклиновых околорудных метасоматитов:

1 — апоскарновые микроклиновые породы; *2* — микроклиновые породы, развивающиеся по углистым песчаникам и аргиллитам перми; *3* — микроклиновые породы, возникающие по глинистым аргиллитам девона; *4* — везувиан-пироксен-гроссуляровый скарн; *5* — углистый песчаник; *6* — глинистый аргиллит

Рассмотрим баланс вещества при формировании микроклиновых метасоматитов* (табл. 2). При обзоре табличных данных можно сделать следующие выводы:

Таблица 1

Химические анализы углистых песчаников перми, глинистых аргиллитов девона, известковых скарнов и развивающихся по ним микроклиновых околорудных метасоматитов Талнахского месторождения

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	79,71	51,92	36,81	49,82	49,17	56,22	51,85	51,46	41,31	23,63	38,67	34,53	54,31	33,45	43,38
TiO_2	0,38	1,40	0,85	0,82	1,04	0,89	0,89	0,90	1,16	0,70	0,85	0,90	0,93	0,60	0,76
Al_2O_3	7,72	20,82	12,10	15.72	15,12	15,35	15,35	15,18	13,33	6,80	12,57	10,90	19,75	12,05	15,82
Cr_2O_3	0,03	0,07	—	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,05	0,02	0,08	0,05	0,09	0,04	0,06
Fl_2O_3	0,57	3,52	11,08	4,04	6,46	2,02	2,80	3,85	16,78	38,98	29,60	27,88	2,54	34,63	18,48
FeO	2,37	3,88	3,40	6,61	3,02	3,23	3,23	3,02	4,68	7,04	Не опр.	5,86	6,72	Не опр.	—
CaO	2,03	1,46	23,72	1,75	9,66	1,61	1,61	3,66	4,08	3,94	1,46	3,16	1,01	1,18	1,09
MgO	1,04	2,42	6,96	2,62	4,43	3,12	3,42	3,39	2,91	2,70	2,41	2,67	3,52	3,92	3,71
MnO	0,06	сл.	0,22	0,12	0,25	0,12	0,09	0,14	0,19	0,07	0,05	0,10	0,13	0,19	0,15
K_2O	1,40	3,52	0,06	4,51	3,48	5,09	4,34	4,36	4,78	2,57	5,02	4,12	4,22	2,15	3,17
Na_2O	0,20	0,85	0,06	4,06	2,24	3,16	3,28	3,18	1,95	0,30	1,89	1,38	2,27	1,50	1,87
P_2O_5	0,09	0,63	0,12	0,18	0,16	0,19	0,28	0,40	0,16	0,14	0,18	0,16	0,22	0,15	0,18
SO_3	Не опр.	0,50	—	0,46	0,34	0,24	0,32	0,34	3,34	2,42	0,97	2,24	Не опр.	3,36	—
П. п. п.	—	4,79	3,74	8,93	4,44	8,51	11,94	7,57	6,73	9,88	5,80	7,47	4,27	8,71	6,39
H_2O^+	1,42	4,24	1,34	0,76	2,62	1,22	1,68	1,57	1,56	1,58	1,36	1,50	3,62	2,74	3,17
CO_2	2,11	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.	—
Ni	—	Не опр.	0,05	0,03	0,05	Сл.	Сл.	0,02	0,16	0,50	0,25	0,30	Сл.	1,34	—
Cu	—	Не опр.	0,37	0,15	0,20	—	0,06	0,13	0,15	1,06	0,54	0,91	0,45	3,02	1,78
Co	0,001	Не опр.	—	0,007	0,007	0,002	0,002	0,004	0,022	0,050	0,026	0,032	0,003	0,032	0,17
Сумма испр.	99,13	99,95	99,54	99,89	100,09	99,77	99,49	100,6	101,76	100,75	100,32	103,65	100,43		100,88
H_2O^-	0,74	0,70	1,18	0,88	0,64	0,84	0,58	0,74	0,68	0,38	0,12	0,39	0,66	0,70	0,68
$S_{общ}$	0,12	0,62	1,92	2,63	3,16	1,31	1,29	2,09	9,20	20,34	12,21	13,91	0,13	12,15	6,14
Об. вес	2,52	2,50	2,80	—	—	—	—	2,71	—	—	—	2,72	—	—	2,71
Пористость (%)	4,73	4,57	5,42	—	—	—	—	4,61	—	—	—	4,61	—		4,61

Примечание. *1* — среднезернистый углистый песчаник верхней перми (обр. $10_8/320-322$); *2* — тонкозернистый глинистый аргиллит среднего девона (обр. 461/555); *3* — среднезернистый известковый везувиан — гроссуляровый скарн (обр. ПШ1/5); *4—7* — микроклиновые породы по углистым песчаникам (обр. ПШ1/1, ПШ1/9б, ПШ1/2.ПШ1/8); *8* — средний анализ из 4 предыдущих; *9—11* — апоскарновые микроклиновые породы (обр. ПШ1/7б, ПШ1/3, ПШ1/7а); *12* — средний анализ из 3 предыдущих; *13—14* — микроклиновые породы по глинистым аргиллитам девона (обр. $44_8/54_8$ $44_8/549$); *15* — среднее из двух предыдущих анализов. Анализы выполнены в лабораториях ННИЭ НИИГА и НИИГА. Аналитик Н. А. Шишова.

Таблица 2

Баланс вещества при микроклинизации углистых песчаников, известковых скарнов и глинистых аргиллитов

Элемент	Микроклиновая порода (8) по углистому песчанику (1)				Микроклиновая порода (12) по известковому скарну (13)				Микроклиновая порода (15) по глинистому аргиллиту (2)			
	Ni_1^v	Ni_8^v	ΔNi^v	$\frac{\Delta Ni^v}{Ni_1^v}$	Ni_8^v	Ni_{12}^v	ΔNi^v	$\frac{\Delta Ni^v}{Ni_3^v}$	Ni_2^v	Ni_{15}^v	ΔNi^v	$\frac{\Delta Ni^v}{Ni_2^v}$
Si	200,4	140	−60,4	−30	102,6	95,1	−7,5	−7	130,1	118	−12,1	−9
Ti	0,8	1,8	+1,0	+125	1,7	1,8	+0,1	+5	2,70	1,60	−1,1	−41
Al	23,4	48,3	+24,9	+106	39,5	35,9	−3,6	−9	61,4	50,6	−10,8	−17
Cr	—	—	—	—	—	0,3	(+0,3)	—	0,4	—	(−0,4)	—
Fe^{+3}	1,2	7,8	+6,6	+550	23,3	59,1	+35,8	+150	6,6	37,9	+31,3	+575
Fe^{+2}	5,5	6,8	+1,3	+24	7,9	—	(−7,9)	—	8,1	—	(−8,1)	—
Ca	5,9	10,8	+4,9	+83	71,4	9,3	−62,1	−87	4,1	3,3	−0,8	−20
Mg	3,8	13,7	+9,9	+260	28,8	10,9	−17,9	−60	8,9	15,0	+6,1	+68
Mn	0,1	0,2	+0,1	+100	0,5	0,2	−0,3	−60	0	0,2	+0,2	—
K	4,5	15,3	+10,8	+240	0,3	14,4	+14,1	+4700	11,1	11,1	0	0
Na	0,9	17,0	+16,1	+1800	0,7	7,5	+6,8	+9800	3,9	10,1	+6,2	+159
P	0,3	1,0	+0,7	+230	0,3	0,3	0	0	1,2	0,3	−0,9	−75
S	—	0,6	(+0,6)	—	—	4,6	(4,6)	—	0,9	—	(−0,9)	—
C (CO_2)	7,3	31,2	+23,9	+330	14,2	28,2	+14,0	+99	16,4	16,3	−0,1	−1
H (OH)	23,7	29,0	+5,3	+22	24,3	27,1	+2,8	+11	70,2	58,1	−12,1	−17
Ni	—	—	—	—	0,2	0,8	+0,6	+300	—	—	—	—
Cu	—	0,3	(+0,3)	—	1,0	1,5	+0,5	+50	0	1,5	+1,5	—
O	483,6	512,6	+29	+6	453,1	451,9	−1,2	−3	476,2	463,6	−12,6	−3
Σ_+	—	—	+135	+18	—	—	+79,6	+10	—	—	+45,3	+5,7
Σ_-	—	—	−60,4	−8	—	—	−100,5	−13	—	—	−59,9	−7,5
Σ	761,4	836,4	+75	+10	769,8	748,9	−20,9	−3	802,2	787,6	−14,6	−1,8

Примечание. Ni^v — количество атомов элементов в стандартном геометрическом объеме породы 10 000 Å^3; ΔNi^v — абсолютный привнос—вынос из расчета на стандартный геометрический объем 10 000 Å^3; $\Delta Ni^v/Ni^v$ — относительный привнос — вынос из расчета на стандартный геометрический объем 10 000 Å^3 (процент к исходной породе).

1. Независимо от состава исходного субстрата наблюдается вынос больших количеств кремнекислоты, причем наиболее значительный вынос характерен для пород, содержащих высокие количества кремнекислоты.

2. При микроклинизации скарнов и глинистых аргиллитов девона происходит вынос алюминия и кальция, в то же время они привносятся при микроклинизации углистых песчаников.

3. Во всех охарактеризованных случаях микроклинизации привносятся значительные количества железа, меди, никеля, серы, натрия.

4. Поведение калия различно при микроклинизации отличных по составу эдуктов. Развитие микроклиновых пород по углистым песчаникам и известковым скарнам сопровождается привносом больших количеств калия, в то время как образование микроклина в глинистых аргиллитах девона происходит без привноса его извне (за счет материнской породы).

Выводы

1. Щелочные околорудные метасоматиты на Талнахском медно-никелевом месторождении формируются на конечных стадиях процесса рудоотложения.

2. Независимо от состава исходного субстрата химические составы микроклиновых метасоматитов близки между собой, что указывает на одинаковый химический потенциал щелочей в рудообразующих растворах.

3. Биотитовые и хлорит-микроклиновые ассоциации щелочных метасоматитов формируются при пониженных значениях μK_2O. Увеличение химического потенциала калия приводит к образованию пироксен-микроклиновых и микроклиновых околорудных пород.

В. Г. Кушев

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ НАТРОВЫХ ТРЕЩИННЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ПРИАЗОВЬЯ

Изучение петрологии протерозойского комплекса пород Приазовья (Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965) показало значение щелочных натровых метасоматитов для выяснения проблемы минерагенеза. Последовательность минеральных преобразований при процессе щелочного метасоматоза и возникновение метасоматической зональности в общем виде обсуждались ранее (Кушев, Синицын, 1966), однако эти вопросы заслуживают более детального рассмотрения.

Изменения, определяющие зональность в зонах метасоматоза, как это было установлено при петрографических и минералогических исследованиях, протекали в следующей последовательности: развитие альбита и разрушение цветных минералов исходных пород — развитие альбита, бесцветной слюды новой генерации калиевого полевого шпата и щелочного амфибола — образование эгирина, сопровождаемое замещением и перекристаллизацией щелочного амфибола (альбит и калиевый полевой шпат новой генерации при этом устойчивы) — (карбонатизация) — перекристаллизация и переотложение щелочных минералов. Причины зональности на основании петрографических наблюдений выяснить не удается, так как неясно, какими факторами определяется такая последовательность минералообразования.

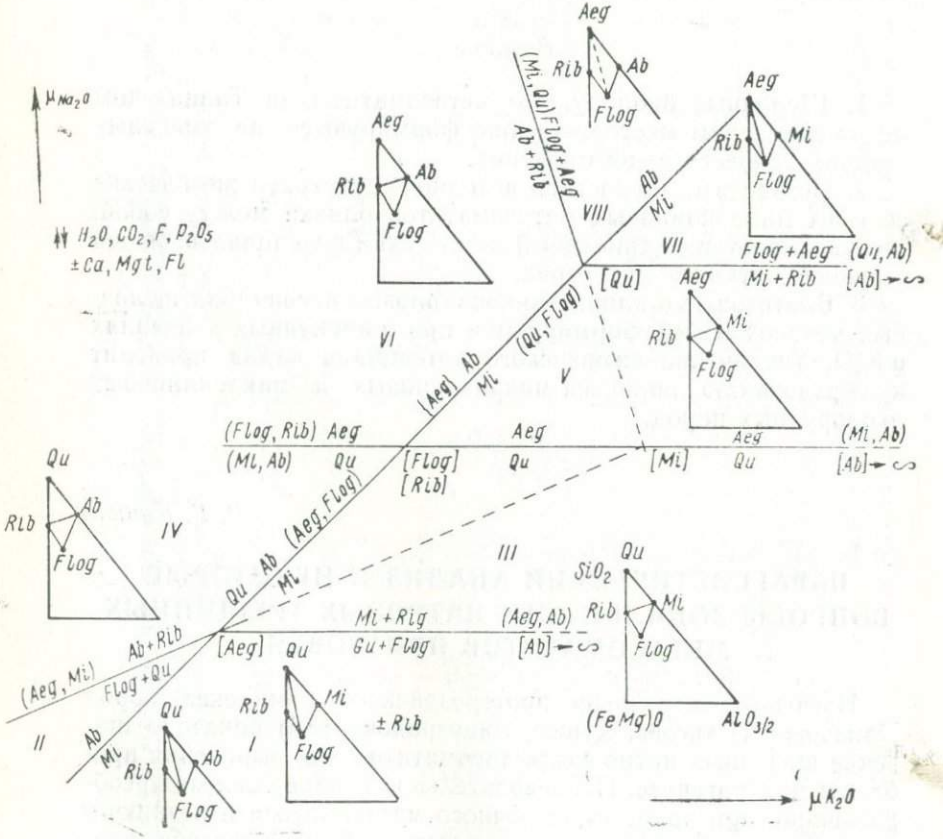


Диаграмма вариации химических потенциалов щелочей

В большинстве метасоматитов присутствуют два-три минерала одновременно из числа следующих: кварц, альбит, микроклин, слюда флогопитового ряда, рибекит, эгирин. В разных количествах в метасоматитах устанавливаются также флюорит, карбонат (ряда кальцит — сидерит), магнетит, сфен, апатит. Состав и свойства этих минералов рассмотрены в специальной работе (Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965).

Главнейшие минеральные парагенезисы натровых метасоматитов отображены на диаграмме вариации химических потенциалов щелочей (см. рисунок), построенной общеизвестным методом (Коржинский, 1957) для системы из шести фаз постоянного состава (кварц, альбит, микроклин, флогопит, рибекит, эгирин). Карбонаты и флюорит рассматриваются как вполне подвижные, а магнетит — как избыточный минерал, апатит, сфен — как акцессорные. В качестве виртуальных инертных компонентов приняты SiO_2, Al_2O_3, $(Fe, Mg)O$. Полагается, что такие внешние факторы равновесия, как T, μH_2O, μCO_2, μF, μP_2O_5, μCaO, в данном процессе имеют произвольные и постоянные значения. Изменения происходят при постоянном объеме, что определяет спорадическое появление флюорита и карбонатов.

Рассматриваемая мультисистема (см. рисунок) состоит из шести нонвариантных пучков, из которых пучок [Mi] является метастабильным, а пучки [Rib] и [Flog] — кратными. Другой особенностью системы является то, что нонвариантная точка пучка [Ab] удалена в бесконечность и относящиеся к ней линии моновариантных равновесий оказываются параллельными друг другу и оси μK_2O. Это связано с тем, что при построении диаграммы для упрощения расчетов составы минералов были приняты постоянными и несколько идеализированными. В частности, для расчета реакций использовалась формула чистого микроклина (Or_{100}), тогда как реально его состав меняется от $Or_{85}An_{15}$ до $Or_{90}An_5Ab_5$.

Диаграмма поделена линиями моновариантных равновесий на восемь вариантных полей, в пределах которых устойчивы трехминеральные ассоциации, графически отображенные на дополнительных треугольных диаграммах состав — парагенезис в координатах SiO_2—$AlO_{3/2}$ — $(Fe, Mg)O$.

Данные диаграммы хорошо согласуются с ассоциациями минералов в изученных породах. Диаграмма позволяет выяснить также последовательность замещений и объяснить проявление метасоматической зональности в метасоматитах.

Наблюдается следующая последовательность зон, характеризующихся определенными минеральными ассоциациями (от центра тела метасоматитов к краям): 1) меланократовые породы, состоящие из эгирина и щелочного амфибола с примесью слюды; 2) существенно эгириновые с рибекитом, или рибекит-эгириновые породы с альбитом; альбититы с эгирином или ри-

бекитом (±слюда); 3) существенно альбитовые кварцсодержащие породы с рибекитом; 4) кварц-слюдяные породы с альбитом (или микроклином).

В большинстве зон отмечалась неустойчивость калиевого полевого шпата и замещение его альбитом, что свидетельствует о высоком потенциале Na_2O в растворах. Этим, по-видимому, и объясняется преимущественное развитие в изученных породах минеральных ассоциаций, отвечающих полям устойчивости альбита (II, IV, VI и VIII, см. рисунок). В целом процесс метасоматоза может быть назван именно натровым, а не просто щелочным.

Появление в центральных зонах метасоматитов карбонатов, флюорита и апатита (образование вполне подвижных минералов) можно объяснить с помощью рассчитанных нами объемных эффектов реакций минералообразования. Необходимые для этих расчетов данные заимствованы из работы А. С. Павленко (1963), которым изучены щелочные метасоматиты, сходные с рассматриваемыми нами образованиями по минеральному составу и физико-химическим условиям образования.

Минералы щелочных метасоматитов характеризуются, по А. С. Павленко, следующими объемами формульных единиц в $Å^3$: альбит — 174, микроклин — 178, кварц — 37, эгирин — 106, амфибол (арфедсонит) — 950, биотит — 245, магнетит — 73.

Используя приведенные выше объемы формульных единиц, рассчитываем объемные эффекты реакций моновариантных линий диаграммы для той ее части, которая характеризует натровую ветвь метасоматической колонки.

1. I—II $\underset{178}{Mi} + (1/2Na_2O) \rightarrow \underset{174}{Ab} + (^1/_2\ K_2O)$; $\Delta V = -1{,}5\%$

2. II—IV $\underset{735}{3Flog} + \underset{592}{16Qu} + \underset{36}{^1/_2Mgt} + (3^1/_2Na_2O) \rightarrow \underset{522}{3Ab} + \underset{1900}{2Rib} +$

$\underset{1363}{\qquad\qquad}\qquad\qquad\qquad

увеличением объема (иногда весьма значительным) или незначительным его уменьшением, и лишь при образовании пород с ассоциацией Aeg+Ab+Flog или Aeg+Flog+Rib происходит существенное уменьшение объема. Если обратиться к природным метасоматитам, то оказывается, что в наибольшем количестве карбонаты, апатит, флюорит (вполне подвижные минералы) осаждаются именно в этих меланократовых породах — в центральных частях зон метасоматитов.

Возникает вопрос, в каком направлении будут идти реакции моновариантных равновесий в тех случаях, когда они сопровождаются увеличением объема. По-видимому, направление реакции в этом случае будет определяться тем, что число молей реагентов в левой части уравнения больше, чем в правой, и в общем случае реакция будет смещаться в сторону уменьшения числа молей реагирующих компонентов. Кроме этого, для определения направления смещения реакции могут быть использованы значения ΔZ. Например, для реакции (3), которую в этих целях записываем в виде $4Qu+2NaHCO_3+Hem \rightarrow 2Aeg+H_2O+2CO_2$, получаем, что в левой части $\Sigma\Delta Z = 1259{,}05$ *ккал/моль*, а в правой части $\Sigma\Delta Z = 1231{,}94$ *ккал/моль*, что означает экзотермический процесс. Так как предполагается, что щелочной метасоматоз происходит на фоне общего понижения температуры, реакция должна идти слева направо даже при увеличении объема.

Объемный эффект метасоматических реакций в значительной мере определяет границы зон метасоматитов разного состава. Вторым фактором является количественное изменение режима щелочности — кислотности. В направлении от центральных частей зоны метасоматоза к ее краям щелочность метасоматических растворов будет последовательно уменьшаться и соответственно будет расти насыщенность раствора SiO_2. Наиболее насыщенным в отношении SiO_2 будет раствор на границе с неизмененными породами; здесь наблюдается даже осаждение SiO_2 в виде кварца, что выражается в появлении зон окварцевания вдоль контактов с телами метасоматитов. По-видимому, изменение содержания щелочей и SiO_2 происходит постепенно, достигая определенного предельного значения, когда возможно образование новой ассоциации минералов по условиям режима щелочности (pH) и степени насыщения раствора SiO_2 именно на границе метасоматических зон.

Таким образом, выявленное при геологических и петрографо-минералогических исследованиях зональное строение тел метасоматитов хорошо объясняется с позиций парагенетического анализа. Одновременно становится возможным дать качественную оценку физико-химических условий и механизма процесса формирования натровых метасоматитов.

И. А. Малахов

ОБ АПОПИРОКСЕНИТОВЫХ СЕРПЕНТИНИТАХ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВАХ УРАЛА

Среди ультраосновных, главным образом перидотитовых, массивов на Урале пироксениты играют подчиненную роль. Тем не менее они встречаются в различных частях уральского региона и относятся к перидотит-пироксенитовой и дунит-пироксенитовой ассоциациям перидотитовой формации. Особенно широкое распространение пироксениты имеют среди ультрабазитов платиноносного пояса, в пределах которого, помимо пироксенит-дунитовых массивов Нижне-Тагильского, Светлоборского, Сосновского Урала, Гладкой Сопки, Желтой Сопки и ряда других, встречаются и самостоятельные пироксенитовые массивы (Баранчинский, Качканарский). Пироксениты обычно представлены разностями, существенно состоящими из моноклинного пироксена.

В отличие от дунитов и особенно перидотитов, характеризующихся, как правило, сильной степенью озмеевикования, пироксениты изменены слабо — серпентинизация их редко превышает 10—15%. Описанные в литературе примеры сильно серпентинизированных пироксенитов и апопироксенитовых серпентинитов (Безбородько, 1913; Артамонова, Соколов, 1960) относятся к породам, сложенным главным образом ромбическим пироксеном,— вебстеритам и бронзититам, имеющим главным образом жильную форму залегания и редко слагающим значительные площади в пределах ультрабазитовых массивов.

Слабая серпентинизация клинопироксенитов — пород, состоящих в основном из моноклинного пироксена диопсид-салитового состава, была недавно нами подчеркнута. Для целого ряда ультраосновных массивов было установлено, что массовая регионально распространенная автометаморфическая серпентинизация затрагивает в клинопироксенитах и ассоциирующих с ними верлитах лишь оливин, т. е. характерна для оливиновых разностей пироксенитов (Малахов, 1966). Магнетитовые и магнетитсодержащие безоливиновые пироксениты обычно остаются совершенно свежими.

Тем не менее, нельзя отрицать вообще существование апопироксенитовых серпентинитов. Об этом, в частности, свидетельствуют и данные геолого-петрографического изучения Нижне-Тагильского ультраосновного массива на Среднем Урале.

Этот массив, залегающий в западном крыле Тагильского погружения, вблизи границы его с Центрально-Уральским поднятием, сложен в центральной части серпентинизированными дунитами и дунитовыми серпентинитами, магнетитовые пироксениты окаймляют дуниты по периферии. В западной части массива располагается зона антигоритовых, магнетит-антигоритовых и брусит-антигоритовых серпентинитов, с которыми пространственно и, по-видимому, генетически связаны демантоиды — благородная разновидность гранатов типа андрадита. В северо-западной части массива серпентиниты залегают среди пироксенитов близ контакта их с дунитами и имеют антигоритовый и магнетит-антигоритовый состав; в средней части серпентиниты располагаются в пределах западной части дунитового массива и имеют брусит-антигоритовый состав. В юго-западной части массива эта полоса серпентинитов продолжается в пределах обширного поля магнетитовых пироксенитов почти точно на юг. Детальное изучение состава этих серпентинитов свидетельствует о бесспорном их метасоматическом происхождении по клинопироксенитам.

Первичные породы представлены среднезернистыми магнетитовыми и магнетитсодержащими клинопироксенитами — весьма однообразными по минеральному и химическому составу породами. Количество магнетита в них колеблется от 2—3 до 7—8% и часто определяется степенью проявления своеобразного процесса «пелитизации» этих пород. Этот процесс особенно часто наблюдался в полосчатых пироксенитах района вершины горы М. Шурпихи. На месте однородных темносерых мелкозернистых пород возникают оливково-зеленые, которые чередуются с неизменными. Характерно, что во всех случаях простирание этой полосчатости субмеридиональное с крутым — 70—80° падением на восток. Под микроскопом отмечается помутнение пироксена, вплоть до образования на его месте серовато-бурых изотропных продуктов его разложения. Магнетит, содержащийся в интерстициях между более крупными зернами пироксена, при этом обычно растворяется.

Массовая антигоритизация магнетитовых пироксенитов связана с зоной нарушения субмеридионального простирания. Замещение пироксена антигоритом первоначально происходит вдоль трещин отдельности и кливажа. В неравнозернистых порфировидных разностях клинопироксенитов замещаются сперва мелкие агрегаты зерен и лишь потом — крупные индивиды моноклинного пироксена. Кроме метасоматического замещения пироксена антигоритом инфильтрационным путем,

по-видимому, существуют также и диффузионные замещения, следствием которых является закономерное выделение в крупных зернах пироксена пылевидного магнетита по трещинам спайности (110) и отдельности (001 и (100) с понижением величины светопреломления и двупреломления — пироксена.

По данным оптических замеров не устанавливается существенной разницы в составе крупных и мелких индивидов пироксена в порфировидных разностях клинопироксенитов. Судя по оптическим свойствам ($cNg = 35—38°$, $2V = 57—60°$; $Ng = 1{,}708$; $Np = 1{,}680$) и данным химических анализов (табл. 1) пироксен относится к переходной разности от диопсидов к салитам или к маложелезистым салитам.

Антигорит имеет типичную сноповидную форму выделения, в проходящем свете он бесцветен. Величина светопреломления весьма устойчива: $Np = 1{,}563$. Для антигорита характерно сравнительно небольшое содержание железа, особенно по сравнению с моноклинным пироксеном (см. табл. 1).

Таблица 1

Состав пород и минералов Нижне-Тагильского массива в %

Компоненты	Магнетитовый пироксенит, среднее из 5 анал.	Магнетит-антигоритовый серпентинит			Моноклинный пироксен из магнетитового пироксенита				Антигорит из магнетитового серпентинита
		1616	1624*	среднее из 2 анал.	1427-II	1463-II	1637-II	среднее из 3 анал.	
SiO_2	44,16	39,65	37,59	38,62	47,94	51,34	49,98	49,59	42,62
TiO_2	0,53	0,27	0,17	0,22	0,42	0,30	0,22	0,31	0,12
Al_2O_3	3,32	0,47	0,25	0,36	4,22	2,23	2,00	2,81	0,95
Cr_2O_3	0,15	0,27	0,05	0,16	0,06	0,02	0,21	0,10	0,07
Fe_2O_3	5,23	9,41	9,95	9,68	2,90	2,31	3,00	2,73	1,65
FeO	8,20	3,54	3,03	3,28	4,57	2,73	3,21	3,49	1,71
MnO	0,07	0 17	0,17	0,17	0,07	0,02	0,12	0,07	0,13
MgO	18,98	35,50	34,29	34,90	18,50	17,36	18,24	17,97	39,22
CaO	17,95	0,27	Нет	0,13	21,07	23,42	20.34	21.54	0,22
NiO	0,01	0.08	0,06	0,07	0,025	Сл.	0,01	0,012	0,06
CoO	0,005	0,018	0,020	0,019	0,005	0,004	0,05	0,015	0,013
V_2O_5	Сл.	Сл.	0,023	0,01	Сл.	Нет	0,02	0,007	* Сл.
Na_2O	0,32	0,09	0,024	0,06	0,30	0,26	0,17	0,24	0,09
K_2O	0,11	Нет	Нет	Нет	Сл.	Сл.	Нет	Сл.	Нет
CO_2		0,05	0,13	0,09	—	—	0,05	—	—
п. п. п.	0,97	10,26	14,37	12,32	0,78	0,36	2,24	1,13	12.76
H_2O^+		10,00	14,30	12,15	—	—	1,84	—	—
Σ	100,00	100 39	100,00	100,00	100,86	100,35	99,77	100,00	99,61
FeO′	12,98	12,18	12,16	12,16	7,25	4,83	6,03	6,02	3,33
f расч.	0,28	0,16	0,17	0,16	0,18	0.13	0,16	0,16	0,04

* С поправкой на содержание моноклинного пироксена.

Для количественного учета изменения состава исходных магнетитовых пироксенитов при их серпентинизации, исходя из того, что объем пород при этом не меняется, нами на основании кислородного метода Т. Барта (1948) было сделано сопоставление среднего химического состава магнетитовых пироксенитов и магнетитовых антигоритовых серпентинитов, приведенных в табл. 1. Согласно пересчету формула магнетитового пироксенита имеет вид

$$K_1Na_3Ca_{190}Mg_{279}Fe^{+2}_{68}Mn_1Fe^{+3}_{29}Cr_1Ti_4Al_{38}Si_{436}[O_{1537}(OH)_{63}],$$

а магнетитового антигоритового серпентинита следующая:

$$K_0Na_1Ca_1Mg_{367}Fe_2Mn_1Fe^{+2}_{2}Cr_1{}^{+3}_{52}Ti_1Al_3Si_{273}[O_{1019}(OH)_{581}].$$

Таким образом, при антигоритизации магнетитового пироксенита выносится весь калий и большая часть натрия и алюминия, практически весь кальций и значительная часть кремния, а также железа. Помимо больших количеств привносимой воды, с которой связана серпентинизация, значительно возрастает содержание магния. Отмечается также частичное окисление закисного железа до окисного вследствие возрастания содержания магнетита при антигоритизации (табл. 2).

Таблица 2

Содержание железа в ультрабазитах и слагающих их минералах

Порода	Минерал	Fe суммарное, вес. %	% от Fe суммарного	% от Fe в магнетитовом пироксените
Магнетитовый пироксенит	—	10,04	100	—
То же	Моноклинный пироксен	4,62	46	—
»	Магнетит	5,42	54	—
Магнетитовый серпентинит	—	9,32	100	93
То же	Антигорит	2,48	27	25
»	Магнетит	6,84	73	68

Как следует из приведенных цифр, содержание силикатного железа в серпентините заметно снижается по сравнению с пироксенитом, количество же железа, находящегося в виде окислов, главным образом магнетита, увеличивается.

С этим процессом метасоматического преобразования пироксенитов, в Нижне-Тагильском массиве сопровождающимся выносом кальция и частично железа, связано образо-

вание гранатов типа андрадита. Естественно, что гранаты подобного типа отмечаются вблизи или на самом контакте серпентинитов с пироксенитами. Хотя более значительные их концентрации встречаются в северной части, небольшие их количества отмечаются повсеместно в центральной и южной частях массива.

Образование апопироксенитовых серпентинитов не является процессом, специфичным лишь для Нижне-Тагильского массива. Аналогичный метаморфизм пироксенитов отмечается в Сысертском районе на Среднем Урале.

П. В. Аржавитин, А. А. Захарова, В. А. Прокин

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ БОКОВЫХ ПОРОД НА СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-КОБАЛЬТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮЖНОГО УРАЛА

На Южном Урале сульфидные месторождения и рудопроявления залегают в зоне контакта серпентинитов с силурородевонскими вулканогенными породами (Бучковский, 1960). Нами изучены околорудные изменения вмещающих пород на Дергамышском и Ивановском месторождениях и Юлдашевском рудопроявлении.

Дергамышское месторождение расположено в центральной части Байгускаровского ультраосновного массива, вблизи южного замыкания узкой наложенной синклинали, выполненной силурийскими диабазами, девонскими кремнистыми сланцами и граувакковыми песчаниками. Непосредственно под песчаниками установлена зона брекчированных апогарцбургитовых серпентинитов мощностью около 100 *м*. В этой зоне, в 30—40 *м* от контакта с осадочными породами, и располагается сульфидная залежь Дергамышского месторождения, имеющая линзовидную форму, широтное простирание и северное падение под углом 25°.

По данным М. И. Исмагилова (1962), она сложена массивными тонкозернистыми рудами, состоящими в основном из пирита, мельниковита, марказита и халькопирита. В меньшем количестве в руде присутствуют сфалерит и магнетит, а из нерудных минералов — карбонат и кварц, редкие минералы — пирротин, гематит, ильменит, хромит, кубанит, кобальтин, никелин, линнеит, полидимит. В лежачем боку установлена зона, обогащенная магнетитом.

Вблизи рудной залежи серпентиниты претерпели гидротермально-метасоматические изменения. Непосредственно в контакте с рудной залежью встречена маломощная (до 0,4—2,0 *м*), невыдержанная зона существенно хлоритовых пород

(табл. 1), содержащих небольшое количество талька, магнетита, гематита, пирита и серпентина. Местами содержание перечисленных минералов увеличивается, и породы переходят, соответственно, в гематито-хлоритовые, магнетито-хлоритовые и тальково-хлоритовые разновидности. Хлоритовые породы без сульфидной минерализации встречены также вдали от рудного тела.

Таблица 1

Химический состав серпентинитов и околорудных метасоматитов Дергамышского месторождения

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO_2	39,32	34,35	21,25	43,82	32,11	32,57
TiO_2	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0.71	0,63
Al_2O_3	0,14	0,17	1,20	1,18	16,91	14,21
Fe_2O_3	7,45	6,84	4,36	5,20	4,29	9,87
FeO	1,32	1,38	2,31	3,07	12,71	10,45
Cr_2O_3	0,30	0,23	—	0,16	—	0,10
NiO	0,29	0,27	—	0,32	—	0,19
MgO	39,41	25,21	9,49	27,38	23,56	21.01
CaO	0,23	13,03	32,67	7,30	0,34	0,71
Na_2O	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
K_2O	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
P_2O_5	0,04	0,07	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
CO_2+H_2O+S	12,31	18,49	28,23	11,70	9,41	10,0
Сумма	100,81	100,04	99,51	100,33	100,04	99,92

Примечание. 1 — антигоритовый серпентинит, скв. 14, гл. 48,2 *м*, проба 235; **2** — хризотил-антигоритовый серпентинит карбонатизированный, скв. 35, гл. 110 *м*, проба 79, *3* — тальково-карбонатная порода с редкой вкрапленностью сульфидов, скв. 35, гл. 86 *м*, проба 77; **4** — тальковая порода с прожилками и включениями пирита и карбоната, скв. 34, гл. 36,8 *м*, проба 32; **5** — тальково-хлоритовая порода, скв. 41, гл. 32,5 *м*, проба 132; **6** — хлоритовая порода с гематитом, скв. 33, гл. 67 *м*, проба 95.

Вторая метасоматическая зона, сложенная преимущественно тальком (см. табл. 1), окаймляет первую зону. Мощность тальковой зоны у лежачего и висячего боков сульфидной залежи составляет 2—10 *м*, а по падению и восстанию рудного тела достигает 50—70 *м*. В местах отсутствия хлоритовых пород талькиты непосредственно примыкают к рудному телу. Второстепенными минералами в тальковой зоне являются серпентин и пирит. К периферии талькиты постепенно переходят в тальково-карбонатные породы с содержанием карбоната до 70—80%. Мощность зоны таких пород 5—10 *м*.

По мере удаления от рудной залежи породы сменяются зоной частично оталькованных и карбонатизированных серпентинитов мощностью 10 *м*, а затем зоной частично карбонатизированных серпентинитов (см. табл. 1) мощностью в несколько десятков метров. По-существу, все брекчированные

серпентиниты в той или иной мере карбонатизированы. За пределами зоны брекчирования серпентиниты состоят преимущественно из антигорита, в меньшем количестве — из хризотила, бастита, хризотил-асбеста, брусита, хромшпинелидов (см. табл. 1).

Из метасоматических минералов наиболее распространены хлориты, близкие прохлориту (Ng=1,580—1,598; Np=1,574—1,587; Ng—Np=0,006—0,007 и рипидолиту (Ng=1,605; Nm—1,602). Карбонаты представлены в основном кальцитом, реже брейнеритом (Nm=1,721) и сидеритом. Наличие в тальково-карбонатных и тальковых породах реликтовых зерен хромшпинелидов и магнетита, а также близкие содержания таких инертных компонентов, как алюминий и титан, свидетельствуют о происхождении этих пород за счет ультрабазитов. Сохранность в них реликтовых структур серпентинитов указывает на более молодой возраст околорудного метаморфизма по сравнению с серпентинизацией.

Результаты анализов показывают резкое отличие состава хлоритовых и тальково-хлоритовых пород от серпентинитов и продуктов их метаморфизма. В то же время по содержанию окиси титана, глинозема и закисного железа эти породы близки породам габбро-базальтовой группы, отличаясь от последних лишь более высоким содержанием окиси магния. Более высокие содержания глинозема, железа и магния в контактах с рудой можно объяснить их вытеснением из зоны сульфидного рудоотложения. Устойчивое содержание титана указывает на наличие в контактах зоны оруденения габброидных жильных тел, нацело замещенных сейчас вторичными минералами. На некотором удалении от руды сохранились реликты габбро-диабазовых структур.

Ивановское месторождение сульфидных медно-кобальтовых руд приурочено к контакту серпентинитов Байгускаровского массива с вулканогенно-осадочными породами нижнего силура (лландовери-венлок). По данным Э. С. Бучковского, Н. И. Шкатова и В. И. Гордицы, в геологическом разрезе вулканогенно-осадочных отложений в восточной части месторождения представлены следующие толщи (сверху вниз): 1) брекчии смешанного состава, туфопесчаники, кремнистые и глинистые сланцы, туффиты; 2) спилиты, вариолиты, диабазы, их вулканические брекчии; 3) диабазы, диабазовые порфириты. Вулканогенно-осадочные породы имеют меридиональное простирание и восточное падение под углом 40—50°.

Среди серпентинитов, слагающих западную часть рассматриваемого участка, широко распространены жильные породы основного и ультраосновного состава — крупнозернистые меланократовые габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы, габбро-пегматиты, плагиоклазовые и оливиновые пироксениты, пери-

дотиты. Вулканогенные породы прорваны субвулканическими телами диабазовых порфиритов.

Сульфидное оруденение приурочено к зоне контакта серпентинитов с эффузивами. Рудные тела представлены серией ветвящихся сульфидных линз и жил халькопирит-пиритового и халькопирит-пирротинового состава, располагающихся к западу и к востоку от контакта. В целом зона оруденения падает на восток под углом 60—70° в центральной части с постепенным выполаживанием с глубиной и на флангах до 40—50°.

Диабазы, спилиты, вариолиты претерпели зеленокаменный региональный метаморфизм в условиях актинолитовой и эпидотовой ступеней с интенсивным развитием актинолита, эпидота, альбита, хлорита вплоть до образования кварц-актинолитовых и актинолитовых пород. Жильные породы претерпели интенсивные автометасоматические изменения. При этом в габброидах пироксен подвергся амфиболизации и хлоритизации; плагиоклаз — деанортитизации, пренитизации и скаполитизации вплоть до образования пренит-амфиболовых, скаполит-хлорит-амфиболовых пород. По пироксену пироксенитов развивается вначале зеленая роговая обманка, а затем актинолит и хлорит, способствующие возникновению хлорит-амфиболовых и амфиболовых пород. Оливиновые пироксениты и перидотиты подверглись отальк**о**ванию и слабой серпентинизации.

В пределах зоны оруденения серпентиниты превращены в тальково-карбонатные, карбонатно-тальковые и тальковые породы с реликтами хромшпинелида и магнетита и вкрапленностью сульфидов близ рудных тел.

Тальковые породы образуют маломощную (до 20 *см*) оторочку вокруг рудных тел, залегающих в серпентинитах.

Тальково-карбонатные и карбонатно-тальковые породы являются наиболее распространенными метасоматитами. Общая их мощность 250 *м*. Тальк в околорудных тальковых и тальк-карбонатных породах имеет следующие оптические свойства: $Np = 1{,}543 \pm 0{,}002$; $Ng = 1{,}589 \pm 0{,}002$; $Ng - Np = 0{,}046$.

Карбонат из контакта с рудой относится к железисто-магнезиальной разновидности ряда магнезит-сидерит с незначительной примесью кальцитовой и родохрозитовой молекулы ($Nm = 1{,}576 \pm 0{,}002$; $Np = 1{,}752 \pm 0{,}002$; $Nm - Np = 0{,}176$). С удалением от рудной зоны отношение железа к кальцию в карбонатах уменьшается. В висячем боку оно изменяется от 1,5 : 1,0 до 0,5 : 1,0, а в лежачем — от 3,5 : 1,0 до 2 : 1.

По периферии рудной зоны тальково-карбонатные породы переходят в частично измененные серпентиниты. В направлении удаления от рудных тел среди них выделяются следующие зоны: 1) отальк**о**вания и карбонатизации; 2) отальк**о**вания; 3) карбонатизации.

Таблица 2

Химический состав серпентинитов и околорудных метасоматитов Ивановского месторождения

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	39,02	35,17	41,38	23,18	32,24	54,38	52,49	49,97	51,17	46,11	41,38	38,61	27,58	34,56
TiO_2	Сл.	Сл.	0,04	0,14	0,05	0,07	0,17	0,22	0,39	0,67	0,10	0,07	0,92	0,22
Al_2O_3	1,48	1,36	0,93	1,89	1,31	0,94	4,30	12,71	15,50	15,03	1,62	2,03	19,09	11,06
Fe_2O_3	6,01	4,12	3,64	0,61	0,64	3,57	9,26	1,12	0,28	0,92	1,10	5,24	2,32	0,64
FeO	1,79	2,52	2,75	15,87	6,24	5,57	9,26	6,09	7,13	10,10	12,52	2,90	18,82	10,30
MnO	0,06	0,09	0,07	0,70	0,10	0,01	0,04	0,04	0,10	0,40	0,57	0,06	0,04	0,12
MgO	38,85	38,15	35,93	26,87	33,04	26,36	22,97	19,22	14,42	17,10	25,80	37,81	19,28	27,16
CaO	0,14	1,54	1,92	2,57	1,52	Сл.	6,55	3,85	0,71	0,8	Сл.	Сл.	Сл.	2,86
Na_2O	0,10	0,17	0,20	Сл.	0,12	Сл.	0,10	0,74	2,88	0,38	Сл.	0,12	0,06	Сл.
K_2O	Не обн.	Не обн.	Сл.	0,04	Сл.	0,03	0,04	0,33	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,18	0,07
S	0,05	0,10	0,06	0,34	0,22	2,33	—	0,04	—	<0,01	0,14	0,06	0,60	<0,01
Cr_2O_3	0,35	0,48	0,23	0,50	0,22	1,02	0,30	0,12	Сл.	0,15	0,22	0,27	0,07	0,10
NiO	0,23	0,20	0,20	0,20	0,18	0,23	0,05	Сл.	Не обн.	Сл.	0,14	0,20	Сл.	0,05
CoO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	Не обн.	Не обн.	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
P_2O_5	0,02	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0,07	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05
CO_2	4,93	7,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	12,35	16,24	12,47	25,44	23,45	4,79	3,59	5,00	6,50	7,46	15,09	12,27	9,32	12,0
Сумма	100,45	100,26	100,45	98,36	99,37	99,61	99,88	99,47		98,85	98,83	99,67	98,38	99,19

Примечание. *1* — серпентинит неизмененный (среднее по 3 анализам); *2* — серпентинит карбонатизированный (среднее по 3 анализам); *3* — серпентинит, интенсивно оталькованный и карбонатизированный (скв. 29, гл. 313,7 *м*); *4* — тальк-карбонатная порода по серпентиниту (скв. 7, гл. 218,75 *м*); *5* — карбонатно-тальковая порода по серпентиниту (среднее по 3 анализам); *6* — тальковая порода по серпентиниту (среднее по 3 анализам); *7* — амфиболовая порода по крупнозернистому пироксениту (скв. 173, гл. 112 *м*); *8* — крупнозернистое меланократовое габбро, оталькованное (скв. 7, гл. 438,7 *м*); *9* — габбро-диабаз (скв. 170, гл. 192,6 *м*); *10* — кварц-хлоритовая порода по габбро-диабазу (скв. 50, гл. 117,8 *м*); *11* — хлоритовая порода по пироксениту (скв. 7, гл. 275,3 *м*); *12* — хлоритовая порода по оливиновому пироксениту (скв. 50, гл. 309,8 *м*); *13* — хлоритовая порода (среднее по 2 анализам); *14* — тальк-хлоритовая порода по меланократовому габбро (скв. 7, гл. 310 *м*).

Околорудные гидротермально-метасоматические изменения интенсивно проявились и в висячем боку рудной зоны — в эффузивах основного состава. Здесь, в диабазах, спилитах и вариолитах наблюдаются следующие зоны метасоматических пород (в направлении удаления от руды): 1) хлоритовые; 2) кварцево-хлоритовые; 3) кварцево-карбонатно-хлоритовые; 4) окварцевания; 5) карбонатизации; 6) хлоритизации.

Еще дальше от руды метасоматиты сменяются зонами частично измененных основных эффузивов, в которых сохранились реликты полевого шпата.

В хлоритовых породах наблюдаются реликтовые порфировые, мелкозернистые офитовые и спилитовые структуры. Кроме основного минерала — хлорита, в этой зоне в незначительном количестве встречаются эпидот и лейкоксен. Переход хлоритовых пород в последующую зону кварцево-хлоритовых и кварцево-карбонатно-хлоритовых происходит постепенно.

Зона окварцевания выделяется по наличию в породах характерной метасоматической ассоциации минералов: кварца, хлорита, карбоната, альбита. Из реликтовых минералов здесь присутствуют актинолит, эпидот, лейкоксен. Плагиоклаз частично замещается кварцем и хлоритом, темноцветные минералы — хлоритом и карбонатом. По мере удаления от контакта с метасоматитами к границе со следующей метасоматической зоной интенсивность окварцевания ослабевает.

Зона карбонатизации характеризуется присутствием карбоната, хлорита, альбита и второстепенных — актинолита, эпидота, пироксена, сфена.

Зона хлоритизации выделяется по повышенному (до 20—25%) содержанию хлорита, представляет собой наиболее обширный ореол околорудных изменений и наблюдается в эффузивах на всей площади месторождения.

Жильные основные и ультраосновные породы, залегающие в рудной зоне, превращены в мономинеральные хлоритовые породы, содержащие интенсивную сульфидную минерализацию. Кроме хлорита, в этих породах присутствуют титаномагнетит и лейкоксен. Хлорит часто образует псевдоморфозы по минералам исходной породы, сохраняя контуры ее структурного рисунка, а хорошая сохранность скелетных форм лейкоксена, развитого по титаномагнетиту, позволяет довольно надежно определять первичную породу. В перекристаллизованных хлоритовых породах хлорит образует сплошное лепидобластическое поле в виде крупных радиально-лучистых и розеточных форм. Хлорит бесцветен или слабо окрашен. В скрещенных николях он обладает яркой сине-фиолетовой аномальной окраской. По оптическим свойствам хлорита, развитого по жильным габброидам ($Np = 1{,}609$ до $1{,}621 \pm 0{,}002$; $Nq = 1{,}612$ до $1{,}623 \pm 0{,}002$. $Nq - Np = 0{,}003—0{,}006$), он относится к железисто-магнезиальной разновидности — рипидо-

литу, что подтверждается также химическими анализами хлоритовых пород (табл. 2).

По периферии рудной зоны, преимущественно по падению жильных тел, габброиды, плагиоклазовые пироксениты и амфиболиты превращены в кварцево-хлоритовые, карбонатно-хлоритовые, кварцево-карбонатно-хлоритовые породы. При этом плагиоклазы полностью заместились преимущественно кварцем и хлоритом, а темноцветные минералы — хлоритом и карбонатом. Перидотиты, оливиновые пироксениты и некоторые тела меланократовых габбро-норитов по периферии рудной зоны превращены в хлоритово-тальковые и тальково-хлоритовые породы.

По мере удаления от рудной зоны по падению и простиранию околорудные метасоматические породы, развитые по жильным образованиям, исчезают, и в последних проявляются лишь частичные изменения — хлоритизация, карбонатизация, окварцевание.

Рассмотрение данных о химическом составе околорудно измененных пород из различных метасоматических зон (см. табл. 2) свидетельствует об определенной петрохимической направленности метасоматических процессов. Так, образование тальковых пород сопровождалось привносом кремния, выносом магния и воды. При этом значительная часть окисного железа перешла, вероятно, в сульфидную форму, о чем свидетельствует повышенное содержание серы. Минералогически этот процесс выразился в исчезновении в околорудных тальковых породах магнетита и появлении пирита и пирротина. Химизм процесса образования тальково-карбонатных пород характеризуется выносом кремния и магния, привносом воды, углекислоты и незначительного количества кальция. Железо почти полностью переходит из окисной формы в закисную. Местами наблюдается некоторый привнос железа. Частичные изменения в серпентинитах — оталькование и карбонатизация характеризуются привносом кальция (см. табл. 2, анализы 2, 3).

Образование хлоритовых и кварц-хлоритовых пород по габброидам и пироксенитам сопровождалось выносом кремния, кальция, натрия и привносом магния, железа, воды. При образовании хлоритовых пород по габброидам происходит некоторый привнос глинозема, по пироксенитам — его частичный вынос (см. табл. 2). Аналогичная миграция химических элементов наблюдается и при образовании тальково-хлоритовых пород.

Рудные жилы и линзы пространственно тесно связаны с метасоматитами, развитыми по жильным породам, концентрируясь преимущественно в них, реже — в контакте жильных пород с серпентинитами и очень редко — в серпентинитах. При этом рудные тела, развитые в жильных породах, имеют макси-

мальную мощность и минимальное количество вкрапленных руд (11%), а развитые по серпентинитам имеют минимальную мощность и максимальное количество вкрапленных руд (67%).

Постепенный переход к хлоритовым породам обнаруживают все жильные породы, развитые по периферии и за пределами рудной зоны. Из них наиболее распространены габброиды и плагиоклазовые пироксениты. Все жильные породы не только тесно связаны между собой «пространственно» переходами в петрографическом составе. Вероятно, они относятся к единому интрузивному комплексу, и сульфидное оруденение пространственно и генетически связано с этим комплексом.

Поэтому из всех рассмотренных видов околорудных изменений наибольшее значение в качестве поискового признака имеет наличие тел хлоритовых пород в измененных серпентинитах в зонах дробления и рассланцевания. Большое значение при поисках имеет также наличие зон вторичных метасоматитов, развитых по основным эффузивам, так как эти породы наблюдаются только над рудными телами.

Юлдашевское сульфидное рудопроявление находится у южной оконечности одноименного гипербазитового массива. По данным Ю. А. Болотина и В. М. Кривоносова, серпентинизированные гипербазиты залегают в ядре антиклинали, сложенной девонскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Вблизи южного окончания массив раздваивается и контактирует с плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами и их туфами.

Сульфидная минерализация Юлдашевского рудопроявления приурочена к контактам серпентинитов с эффузивами и туфами. Более мощные зоны сульфидной вкрапленности наблюдаются в эндоконтактовой зоне ультраосновного массива, где они сопровождаются интенсивными гидротермально-метасоматическими изменениями гипербазитов и эффузивов. Общая мощность зоны околорудных изменений гипербазитов достигает 300 м. При этом наблюдается определенная зональность гидротермальных изменений.

В центральной части зоны метасоматитов развиты тальково-карбонатные породы. По периферии тальк исчезает, появляются карбонат и кварц, породы переходят в кварцево-карбонатные. Последние на Юлдашевском участке пользуются наибольшим распространением. Местами, особенно с приближением к эффузивам, кварц исчезает и метасоматиты представлены почти мономинеральными карбонатными породами мощностью 50 *м*. На периферии эти породы переходят в карбонатно-кварцевые и существенно кварцевые. Наибольшая мощность существенно кварцевых пород, достигающая 100—120 *м*, наблюдается на верхних горизонтах. На значительных глубинах зона, богатая кварцем, иногда выклинивается. Существенно кварцевые породы местами содержат хлорит. Повышен-

ные содержания хлорита, вплоть до перехода в кварцево-хлоритовые породы, наблюдаются в контакте с основными эффузивами и под зоной интенсивной сульфидной минерализации. Для всех вышеописанных метасоматических пород характерно присутствие вкрапленности пирита и равномерно рассеянных зерен хромшпинелидов. Наличие последних указывает на ультраосновной состав первичных пород. В кварцево-карбонатных и карбонатных породах состав карбонатов изменяется от сидеритов до доломитов с отношением кальция к магнию 2 : 1 (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав некоторых пород Юлдашевского рудопроявления

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO_2	39,37	54,67	48,86	77,06	61,50	21,17
TiO_2	0,06	0,61	1,13	0,20	0,05	0,03
Al_2O_3	1,99	13,46	18,54	10,65	1,72	1,67
Fe_2O_3	5,32	1,76	0,92	1,85	0,34	2,35
FeO	2,31	8,72	9,49	2,02	4,24	2,44
MgO	35,97	4,35	4,90	0,72	5,37	14,72
CaO	1,70	6,96	7,19	1,51	9,79	20,80
MnO	0,07	0,18	0,12	0,07	0,15	0,10
Na_2O	0,07	4,24	3,71	2,96	Сл.	0,27
K_2O	Сл.	1,06	0,32	2,23	Не обн.	Не обн.
P_2O_5	0,02	0,05	0,12	0,05	0,03	0,03
S	0,36	—	0,21	0,07	0,13	2,56
H_2O+CO_2	1,23	3,62	3,32	0,67	15,36	33,13
Сумма	99,54	99,68	98,83	100,06	99,28	97,00

Примечание. 1 — серпентинит, обн. 513; 2 — пироксеновый порфирит, обн. 2022; 3 — диабаз жильный, обн. 696; 4 — кварцевый альбитофир жильный, частично серицитизированный, обн. 1088; 5 — карбонатно-кварцевая порода, скв. 2, гл. 84 *м*, проба 1487; 6 — кварцево-карбонатная порода, скв. 82, гл. 100 *м*, проба 1502; анализы 1—4 приводятся по материалам Ю. А. Болотина.

В пределах изученной части Юлдашевского участка зоны наиболее густой вкрапленности и прожилков рудных минералов приурочены к контактам карбонатных метасоматитов с ксенолитами порфиритов (скв. 2) и к существенно кварцевым породам, обогащенным хлоритом. Рудные минералы представлены в основном пиритом и в меньшем количестве магнетитом, халькопиритом, хромитом. В контакте с метасоматитами в серпентинитах выделяется зона частичной карбонатизации мощностью более 50 *м* (скв. 4).

Порфириты и их туфы в контакте с серпентинитами превращены в серицито-хлорито-кварцевые породы. Ксенолиты порфиритов среди измененных гипербазитов в контакте с по-

следними частично серицитизированы, а на некотором удалении от контакта — пумпеллиитизированы.

Из данных табл. 3 видно, что основной тенденцией миграции химических элементов при формировании метасоматитов по гипербазитам являются вынос магния и привнос кальция. Значительное перераспределение претерпевает кремнезем. При этом происходит вынос кремнезема из внутренних частей зоны метасоматитов и обогащение им ее наружных частей. Особенностью изменений эффузивов Юлдашевского рудопроявления является наличие зон серицитизации с привносом калия, что можно объяснить более кислым составом эффузивов данного участка по сравнению с вышеописанными или присутствием здесь даек кварцевых альбитофиров. Юлдашевский участок отличается также весьма ограниченным развитием тальково-карбонатных пород. Возможно, что последние залегают на больших глубинах и с ними связаны более крупные скопления рудных минералов. Широкое развитие на данном эрозионном срезе пород, обогащенных кремнеземом и кальцием, позволяет предположить, что зоны выщелачивания этих элементов, нередко сопровождаемые сульфидными залежами, должны залегать на большой глубине.

И. Н. Горяинов

МЕТАСОМАТИЗМ В СВЯЗИ С НИКЕЛЕНОСНЫМИ ТРАППОВЫМИ ИНТРУЗИЯМИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Дискуссия, развернувшаяся в последние годы вокруг ультрабазитов, показала большую роль в их генезисе процессов метасоматизма. Это послужило толчком для пересмотра традиционных представлений о происхождении расслоенных трапповых интрузий северо-западной части Сибирской платформы, с которыми связано медно-никелевое оруденение. К выводу о метасоматическом происхождении части оливина и, как следствие этого, ведущей роли процессов метасоматоза при образовании обогащенных оливином долеритов пришел в 1957 г., изучая Горбиачинский массив, С. Е. Погребицкий. Аналогичные результаты получил на Колюйской интрузии в 1959 г. М. К. Иванов. Г. М. Заридзе (1966), разобрав геологические и петрографические особенности ряда расслоенных интрузий, в том числе и расположенных на северо-западе Сибирской платформы, сделал вывод, что «в разнообразии типов пород ультрабазитов гравитационная дифференциация не играет заметной роли и что расслоенные интрузии, которые в природе встречаются очень ограниченно, представляют собой

относительно идеальные случаи метасоматической зональности». Нами метасоматические формы выделений оливина были установлены в Джалтульской, Хугдюкантской и Неконгдоконской интрузиях. Изучая вкрапленное оруденение в пикритовых и такситовых габбро-долеритах Талнахской дифференцированной интрузии, мы также пришли к выводу, что подавляющая часть слагающего их оливина образовалась метасоматически (1966). Метасоматическая природа обогащенных оливином горизонтов подтверждается целым рядом особенностей, необъяснимых с позиций гипотезы кристаллизационно-гравитационной дифференциации: наличием в разрезе интрузий нескольких горизонтов пикритовых габбро-долеритов, характером их верхнего контакта, часто обращенного выпуклостью вверх, несоответствием суммарной мощности интрузии и мощности пикритовых габбро-долеритов, наличием в последних нескольких направлений линейности, выпадением из разреза некоторых дифференциатов и др. Геологические и петрохимические данные свидетельствуют о том, что пикритовые габбро-долериты образуются путем оливинизации первично безоливиновых или содержащих оливин в незначительном количестве долеритов, приближающихся по составу к обычному траппу. Одновременно с оливином метасоматически кристаллизуются ромбический пироксен, стерильный пирротин и лабрадор. Развитие такситовых габбро-долеритов за счет пикритовых было убедительно показано В. В. Золотухиным (1964). То обстоятельство, что оливин и в них развивается метасоматически и является более поздним минералом по отношению к пироксену и плагиоклазу, свидетельствует не о магматическом, а о метасоматическом генезисе такситовых габбро-долеритов, причем если в пикритовых габбро-долеритах ведущее значение принадлежит оливинизации, то в такситовых габбро-долеритах превалирует плагиоклазизация.

Осадочные породы, вмещающие дифференцированные интрузии, интенсивно метаморфизованы и образуют ореолы значительной мощности. Принято считать, что главная масса этих пород преобразована за счет термального прогрева интрузиями. В основе таких взглядов лежит представление о большой энергоемкости интрузий, обусловленной высоким содержанием в магматическом расплаве летучих и, в первую очередь, воды. Однако геологические и петрохимические данные свидетельствуют о том, что магма рудоносных интрузий Енисейской рудной провинции не содержала летучих в количестве, большем по сравнению с обычными траппами (Золотухин, 1964; Кузнецов, 1965; Ревердатто, 1966), а интенсивные послемагматические изменения в эндоконтактах этих интрузий связаны с растворами, источниками которых являлись не сами интрузии, а, по-видимому, их корневые части (Горяинов,

1963). Полевые наблюдения приводят к выводу, что чисто термальное воздействие как дифференцированных, так и недифференцированных интрузий не распространяется дальше первых метров от контакта, ограничиваясь чаще всего десятками сантиметров. Возникновение мощных ореолов измененных пород в контактах рудоносных интрузий связано с интенсивными процессами метасоматоза, начало которых синхронно оливинизации интрузивных траппов. Примером могут служить девонские мергели и доломиты, вмещающие северо-западную ветвь Талнахской интрузии. Среди пород, образующихся при их метаморфизме, выделяется несколько групп: 1) существенно серпентиновые (апофорстеритовые) породы, 2) бруситовые (апопериклазовые), 3) кальцифиры ангидрит-пироксеновые и ангидрит-форстеритовые (офикальциты), 4) серпентин-пироксеновые, 5) существенно пироксеновые, 6) плагиоклаз-пироксеновые. Основная масса пород представлена серпентин-пироксеновыми разностями с ангидритом, шпинелью, кальцитом и рудными минералами. Эти породы в виде ореола мощностью до 100 *м* и более окружают интрузию. По мнению В. В. Юдиной (1965), они относятся к роговикам пироксен-роговиковой фации прогрессивной стадии метаморфизма. Однако теплофизические расчеты, ставшие возможными благодаря работе М. Н. Годлевского, Г. С. Кравцова и В .С. Сливко (1962), показывают, что максимальная температура прогрева мергелей, вмещающих северо-западную ветвь Талнахской интрузии, на расстоянии 30 *м* от контакта с интрузией не может быть выше 90—100° С, а на расстоянии 100 *м* составляет всего 15—20° С. Из сказанного ясно, что при внешнем сходстве с породами пироксен-роговиковой фации термального метаморфизма, контактовые породы Талнахской интрузии не являются роговиками и имеют иное происхождение. Это подтверждается также отсутствием «роговиков» в некоторых разрезах над и под интрузией и впервые подмеченной Г. Н. Осиповой обратной температурной зональностью.

В экзоконтактовом ореоле по мере приближения к контакту с интрузией выделяются зоны существенно серпентиновых (апофорстеритовых), серпентин-пироксеновых и существенно пироксеновых пород. Между последними и габбро-долеритами часто расположена зона плагиоклаз-пироксеновых пород, развивающихся как по трапам, так и по вмещающим их породам. Перечисленные зоны могут повторяться в разрезе несколько раз. Закономерен переход метаморфизованных пород в неизмененные мергели через полосчатые офикальцитовые породы (Юдина, 1965). Наблюдается закономерное развитие одних зон за счет других. Кальцифиры путем увеличения количества пироксена и оливина переходят в существенно оливиновые (позднее существенно серпентиновые) и (или) оливин-пироксеновые (позднее серпентин-пироксеновые) породы. По

последним путем замещения оливина пироксеном развивается зона существенно пироксеновых пород. Сравнительный анализ химических составов исходных и метаморфических пород показывает, что образование последних является не изохимическим, а метасоматическим процессом, при котором соотношения основных компонентов не остаются постоянными, а закономерно изменяются. В связи с этим определенный интерес представляет полосчатость измененных мергелей (микрозональность), иногда наблюдающаяся в серпентин-пироксеновых породах и заключающаяся в последовательном чередовании микроскопических зон моносерпентинового, серпентин-пироксенового и монопироксенового составов. Первые две часто симметрично располагаются по обе стороны от последней, в центре которой иногда наблюдается волосовидная трещина, залеченная более поздними минералами. Подобная полосчатость в измененных породах девона наблюдается на контакте и с другими дифференцированными интрузиями Норильского района. Так, в контактах интрузии горы Черной М. Н. Годлевский выделяет «весьма оригинальные» ангидритово-пироксеновые и ангидритово-диопсидово-оливиновые породы, иногда имеющие полосчатую текстуру, «причем оливин выделяется в виде отдельных полос». Таким образом, особенность разрезов экзоконтактовой зоны, выражающаяся в закономерном чередовании трех главных типов пород, повторяется, как бы в миниатюре, в разрезе серпентин-пироксеновых пород. Подобная микрозональность не может образоваться при изохимическом метаморфизме, поскольку химические составы микрослойков исходных пород и микрозон метаморфизованных пород различны.

Геологические и петрохимические особенности метаморфизованных пород экзоконтактового чехла Талнахской интрузии позволяют сделать вывод, что они относятся к формации магнезиальных скарнов. Кальцифиры, бруситовые (апопериклазовые), существенно серпентиновые (апофорстеритовые), серпентин-пироксеновые и существенно пироксеновые породы являются зонами метасоматической колонки магнезиальных скарнов. Пироксен-плагиоклазовые разновидности представляют собой околоскарновую породу. Талнахское скарново-рудное поле является единственным в своем роде примером столь широкого развития магнезиальных скарнов в связи с интрузиями трапповой формации. Наиболее характерные черты этих скарнов (исключая характер оруденения и выполнение роли «избыточного минерала» не кальцитом, а ангидритом) аналогичны особенностям типичных магнезиальных скарнов, приуроченных к гранитоидам.

Анализ распределения окиси магния в породах скарнов показывает, что содержание его во всех зонах, за исключением зоны околоскарновой пироксен-плагиоклазовой породы,

выше чем в неизмененном мергеле. График распределения MgO в зонах колонки (рис. 1) показывает, что содержание его вначале возрастает, достигая максимума в существенно серпентиновой (апофорстеритовой) зоне, а затем закономерно понижается.

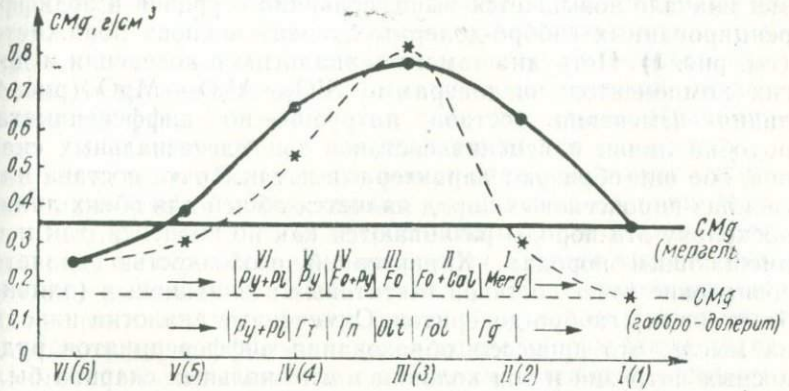


Рис. 1. График распределения MgO в различных породах магнезиальных скарнов и в дифференциатах Талнахской интрузии (пунктир):
I — мергель; *II* — кальцифир; *III* — существенно форстеритовая порода; *IV* — пироксен-форстеритовая порода; *V* — существенно пироксеновая порода; *1* — габбро-долерит; *2* — оливиновый габбро-долерит; *3* — оливинит; *4* — пикритовый габбро-долерит; *5* — такситовый габбро-долерит; *6* — плагиоклаз-пироксеновая порода

Одной из характерных особенностей процесса является тенденция магния к достижению определенных соотношений с другими компонентами. Результатом этого является стремление точек составов тыловых зон метасоматической колонки располагаться в определенной области диаграммы составов, совпадающей (или почти совпадающей) с областью составов обычного траппа. Можно полагать, что эта закономерность будет наблюдаться в контактах всех дифференцированных интрузий, поскольку изучение их в различных частях платформы показывает, что закономерности метаморфического и метасоматического процессов не зависят от состава расслоенных трапповых интрузий, с которыми они связаны, и имеют общий характер (Юдина, 1965). Еще больше оснований ожидать такое сходство в контактах территориально сближенных интрузий, контролируемых одними и теми же структурами, сходными петрологически и несущими однотипное оруденение. Действительно, изучение пород, образующихся на контакте известняков и известковистых мергелей с рудоносными интрузиями, показывает, что в процессе метаморфизма отношение MgO : CaO последовательно увеличивается, причем это связано не только с выносом CaO, но и с привносом MgO.

Сравнение особенностей распределения некоторых элементов в породах, обычно относимых к дифференциатам рудоносных интрузий, и в зонах метасоматической колонки магнезиальных скарнов обнаруживает их сходство. Дифференциаты интрузий также образуют колонку, в зонах которой содержание магнезии вначале повышается выше первичного уровня в недифференцированных габбро-долеритах, а затем снова понижается (см. рис. 1). Нетрудно заметить аналогию в поведении и других компонентов: на диаграмме SiO_2—Al_2O_3—MgO (рис. 2) линия изменения состава интрузий по дифференциатам подобна линии изменения составов зон магнезиальных скарнов, обе они образуют характерные петли. Точка состава плагиоклаз-пироксеновых пород является общей для обеих линий, поскольку эти породы развиваются как по интрузии, так и по вмещающим породам. Характерной особенностью является совпадение точек составов такситовых и оливиновых (оливин-биотитовых) габбро-долеритов. Отмеченные аналогии наводят на мысль, что процессы образования дифференциатов рудоносных интрузий и зон колонки магнезиальных скарнов были одинаковы. Они возникли при замещении исходных пород,

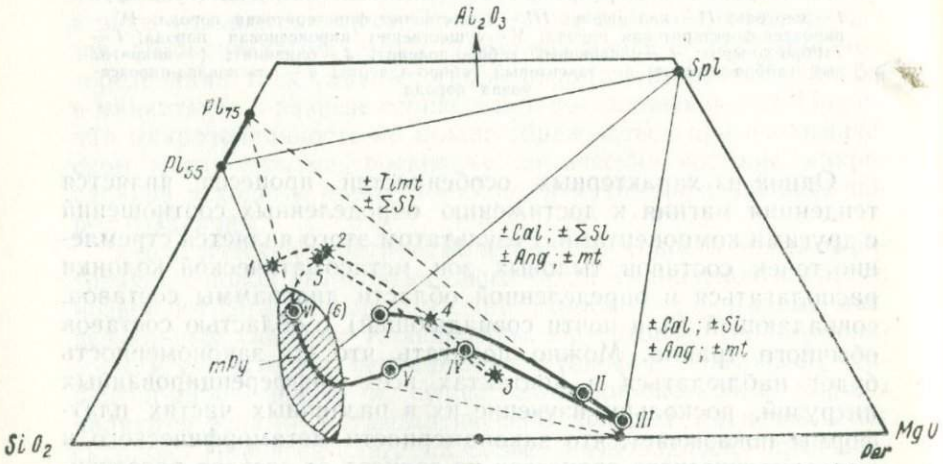


Рис. 2. Линия изменения состава магнезиальных скарнов и дифференциатов Талнахской интрузии (пунктиром). Условные обозначения см. рис. 1

представленных недифференцированными траппами и вмещающими их магнезиальными осадочными отложениями, результатом чего явилось формирование зон, обогащенных магнием. Составы тыловых зон сближаются, и содержание магния в них достигает некоторого определенного уровня.

Возникновение в растворах волны повышенной концентрации магния свидетельствует о его дополнительном привносе,

Привнос магния в породы, вмещающие трапповые интрузии, главным образом рудоносные, характерен для траппов Сибирской платформы и отмечался А. П. Лебедевым (1964), М. Н. Годлевским (1959), Б. В. Олейниковым (1963), А. М. Виленским (1966). То обстоятельство, что магнезиальный оливин развивается в интрузиях метасоматически, свидетельствует о том, что магний одновременно привносился как в сами интрузии, так и во вмещающие их породы. Источником привносимого магния могли быть ювенильные растворы, осадочные породы палеозойской толщи, либо то и другое. Предположение о двойственном происхождении ряда элементов, присутствующих в интрузиях северо-западной части Сибирской платформы и в измененных вмещающих породах, впервые было высказано В. А. Черепановым. Двойственная природа серы сульфидов медно-никелевых месторождений была доказана работами Л. Н. Гриненко (1966). Однако привнос в интрузию и ее экзоконтакты ряда заимствованных элементов необязательно связывать с ассимиляцией палеозойских пород, тем более, что признаки сколь-либо значительной ассимиляции в рудоносных интрузиях отсутствуют. Не исключено, что в процессах метасоматоза наряду с глубинными ювенильными растворами большую роль играли активизированные пластовые воды, насыщенные магнием, хлором, серой и некоторыми другими элементами. Геологические (Мощак и др., 1966) и экспериментальные (Калинин, Лохова, 1964; Калинин, 1966) данные позволяют предполагать, что высокотемпературные метасоматизирующие растворы имели существенно хлоридный состав.

Таким образом, можно высказать предположение о том, что надкритические метасоматизирующие существенно хлоридные растворы, поступая по ослабленным зонам, располагающимся в общем случае вдоль контакта интрузий и вмещающих пород, и распространяясь от них в обе стороны, вызывали образование метасоматических пород — магнезиальных скарнов и обогащенных магнием пород, относимых нередко к дифференциатам трапповой магмы.

В. Р. Артемов, К. К. Золоев, В. Н. Кудрявцев, В. Н. Кузнецова

НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АСБЕСТА

Зональность в распределении пород и руд на месторождениях асбеста изучалась многими исследователями, но ее описание обычно давалось без характеристики химизма пород в отдельных зонах и расчетов баланса привноса—выноса ве-

щества. Нами делается попытка восполнить до некоторой степени этот пробел на примере Джетыгаринского и Киембайского месторождений хризотил-асбеста, Терсутского месторождения антофиллит-асбеста в Сысертском районе, Олы-Талдык в Южных Мугоджарах и одного из месторождений режикит-асбеста на Урале.

Джетыгаринское и Киембайское месторождения детально описаны в монографии «Месторождения хризотил-асбеста в СССР». Там же приведены характерные разрезы, на которых отображена зональность. Джетыгаринское месторождение характеризуется тем, что в частично серпентинизированных перидотитах и дунитах проявлена только лизардитизация, тогда как на Киембайском месторождении в дунито-перидотитовых ядрах, расположенных в пределах участка залежи Главной, кроме лизардитизации отчетливо проявлена еще и более поздняя микроантигоритизация.

Асбестоносные серпентиниты на Джетыгаринском месторождении представлены главным образом лизардит-хризотиловыми разностями, на Киембайском же месторождении к лизардиту и хризотилу добавляется микроантигорит. В периферических частях залежей асбестоносные серпентиниты смешанного состава сменяются рассланцованными хризотил-лизардитовыми и существенно хризотиловыми разностями; на контакте с дайками, фиксирующими осевые линии зон разломов, эти серпентиниты нередко подвергаются оталькованию. На Джетыгаринском месторождении зоной рассланцованных и оталькованных серпентинитов разрез заканчивается, а на Киембайском месторождении на контакте с гранитоидами развиваются зоны перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов, оталькованных серпентинитов, тальк-карбонатных пород и талькитов. В Южном Киембайском массиве, где промышленная асбестоносность отсутствует, зона рассланцованных хризотилизированных серпентинитов развита очень слабо, в то время как перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты получают большее развитие и антигорит в виде довольно крупных лейст иногда наблюдается среди частично лизардитизированных перидотитов.

В Сысертском антофиллит-асбестоносном районе, где самым крупным является Терсутское месторождение, можно выделить два резко различных типа зональности. Первый характеризует общую зональность гипербазитов и выражается в такой смене пород: перидотиты, в различной степени серпентинизированные, карбонатизированные и оталькованные — тальк-карбонат-антофиллитовые породы — тальк-карбонат-антофиллит-актинолитовые или карбонат-актинолитовые породы. На контакте с вмещающими породами в зависимости от состава последних следуют зоны: актинолит-хлоритовых пород (на контакте с амфиболитами и биотит-амфиболовыми

гнейсами), гранат-биотит-хлоритовых пород (на контакте с биотитовыми гнейсами) и графит-хлоритовых пород (на контакте с графито-слюдисто-кварцитовыми сланцами).

Второй тип зональности наблюдается на контакте гипербазитов с гранитами и пегматитами, явно более поздними по времени внедрения по сравнению с гипербазитами и рассекающими их во всевозможных направлениях, образуя иногда подобие гигантских брекчий. В зависимости от того, какая зона пород первого типа зональности пересекается гранитами и пегматитами, возникают различные породы. Так, при пересечении зон тальк-карбонат-антофиллитовых пород на контакте образуются антофиллит-тальковые породы, при пересечении перидотитов или серпентинитов — тальк-карбонатные породы, при пересечении антофиллит-актинолитовых, актинолитовых или хлорит-актинолитовых пород — актинолит-тальковые или актинолит-хлорит-тальковые породы. По мере приближения к контактам перечисленные породы сменяются вермикулитовыми или существенно хлоритовыми породами (прерывистая зона) и, наконец, гидрофлогопитовыми, гидробиотитовыми и вермикулитовыми породами.

Терсутское месторождение кратко охарактеризовано в статье А. Я. Хмары (1962), в которой приведен схематический геологический план и разрез, дающие представление о строении и зональности.

Зональность месторождений режикит-асбеста освещалась в статьях Ю. К. Андреева (1959), М. В. Соболевой, Н. Д. Соболева (1959), В. В. Белова, К. К. Золоева, А. А. Спасского (1962). Жилы режикит-асбеста, различно ориентированные в пространстве, располагаются главным образом в тальк-карбонатных породах и карбонатизированных серпентинитах. Зональность выражается в последовательной смене гарцбургитов серпентинитами смешанного состава, антигоритовыми и карбонатизированными серпентинитами, серпентин-карбонатными и тальк-карбонатными породами. Отмечается пространственная (и, по-видимому, генетическая) связь между асбестоносными зонами и метаморфизованными жильными породами основного состава. При наличии последних в разрезе за зоной тальк-карбонатных пород следуют тальковая, актинолитовая, хлоритовая, гидробиотитовая и альбит-гидробиотитовая зоны небольшой мощности. В случае проявленного щелочного метасоматоза в тальк-карбонатных породах развивается щелочной амфибол (режикит), присутствующий как в основной массе породы, так и в виде жил.

Количественный учет миграции компонентов при метасоматическом изменении гипербазитов сопряжен с определенными трудностями, поскольку не решен вопрос об объемных эффектах как на отдельных стадиях процесса серпентинизации, так и при карбонатизации, отальковании, антофиллитизации

и т. д. Разнообразные методы пересчета химических анализов, рассмотренные В. А. Рудником (1962, 1964, 1966$_1$), исходят либо из допущения постоянства объема пород, либо его изменения. Главная трудность в применении того или иного метода состоит в том, что критерии для определения объемных эффектов пород при метасоматозе еще не разработаны и, возможно, потому геологи чаще всего рассчитывают миграцию компонентов, исходя из допущения постоянства объема (по «закону Линдгрена»).

Чтобы более объективно подойти к определению баланса вещества при изменении гипербазитов, нами использовано несколько методов пересчета. Вначале вычислялось соотношение молекулярных количеств главных компонентов гипербазитов либо без заведомо привнесенных в гипербазиты H_2O и CO_2 (для серпентинизированных гипербазитов и серпентинитов), либо с учетом этих компонентов (для тех пород, которые образуются по серпентинитам). Этот метод дает возможность судить о привносе — выносе компонентов по изменению их соотношений и позволяет судить об их подвижности или инертности. С этой же целью анализы рассчитывались по методу Н. Д. Соболева (1952), который улавливает даже незначительные изменения в соотношении окислов металлов и кремнезема по содержанию виртуальных моноклинного, ромбического пироксенов и оливина. Затем производился расчет атомно-объемным методом Ю. В. Казицына—В. А. Рудника (Рудник, 1962), исходя из допущения постоянства объема пород. Кислородный метод Т. Барта, применявшийся параллельно с атомно-объемным методом, выявил по существу такую же тенденцию в миграции вещества, как и атомно-объемный метод. Последний пересчет делался по инертному компоненту — MgO.

Метод пересчета по инертному компоненту сходен с методом пересчета по «устойчивому» компоненту, применявшимся И. Ф. Романовичем (1961) и рассмотренным В. А. Рудником (1964, 1966) с выводом специальной формулы. В основе пересчета по инертному компоненту лежит правило фаз в трактовке Д. С. Коржинского, согласно которому количество новообразованных минеральных фаз меньше или равно числу инертных компонентов ($\phi \leqslant k_i$). Д. С. Коржинский (1957) указывает, что «при равновесных процессах постепенное изменение массы, т. е. некоторая подвижность, возможна и для инертных компонентов», но по нашим расчетам, массы инертных компонентов в гипербазитах остаются более или менее постоянными и, следовательно, они могут быть использованы при пересчетах как основа для выявления миграции вещества. Во всяком случае погрешность, которая при этом получается, меньше по сравнению с ошибками, происходящими из-за допущения постоянства объема пород.

Для характеристики пород, отражающих те или иные стадии метаморфизма гипербазитов, в результате которых образуются различные типы зональности, были специально выполнены химические анализы, приведенные в табл. 1. Соотношение молекулярных количеств главных компонентов и содержания виртуальных моноклинного, ромбического пироксенов и оливина приведены в табл. 2. Привнос—вынос компонентов при серпентинизации гипербазитов в Джетыгаринском массиве, вычисленный атомно-объемным методом и по инертному компоненту (MgO), изображен на рис. 1. Для Киембайского месторождения тенденция в миграции вещества оказалась аналогичной таковой в Джетыгаринском массиве, поэтому результаты пересчетов не приводятся.

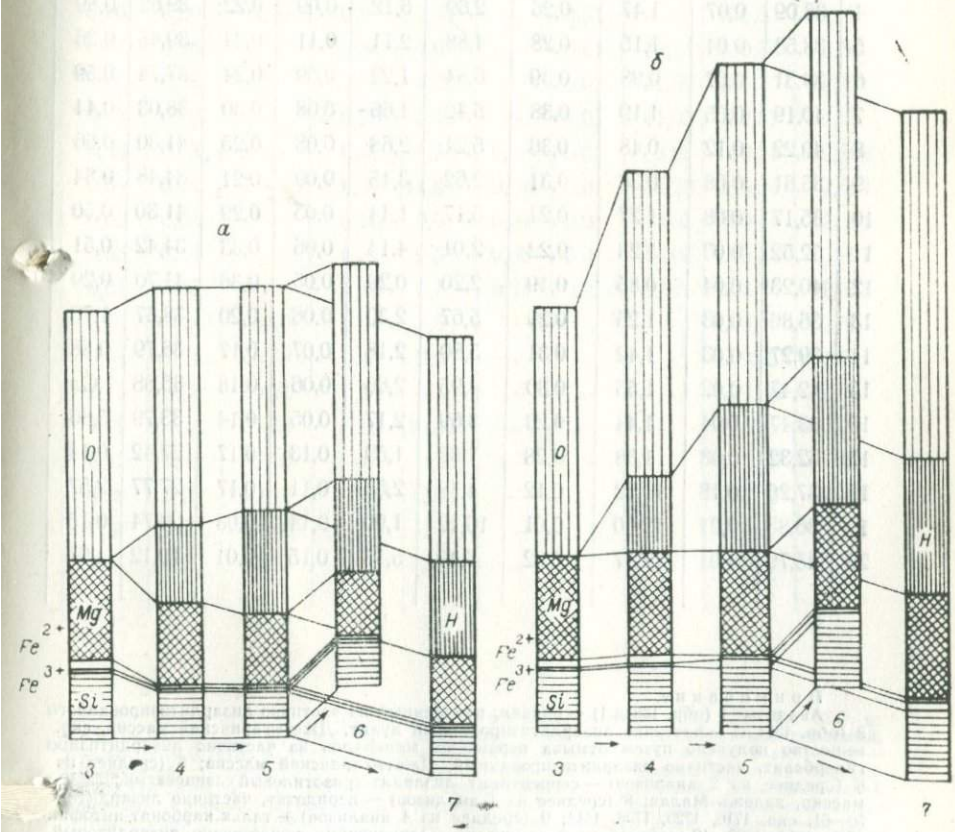


Рис. 1. Миграция вещества в гипербазитах Джетыгаринского массива, вычисленная атомно-объемным методом (*а*) и по инертному компоненту (*б*). Номера колонок отвечают номерам анализов пород табл. 1

Таблица 1

Химический состав гипербазитов

№ анализов	Окислы															Объемный вес, %
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	P_2O_5	CaO	П. п. п.	Сумма	
1	40,00	0,04	1,34	0,02	0,90	7,40	0,11	0,25	48,00	0,56	0,10	0,22	1,24	Сл.	0,25	—	0,01	—	100,44	3,26
2	36,10	0,05	1,45	0,20	3,19	6,10	0,10	0,28	38,75	0,57	0,12	0,19	10,30	0,66	2,40	—	0,01	—	100,47	2,74
3	41,21	0,06	1,77	0,17	0,90	7,29	0,10	0,26	45,68	0,85	0,07	0,27	1,09	0,16	0,37	—	0,02	—	100,27	3,27
4	38,09	0,07	1,47	0,26	2,69	6,12	0,09	0,22	39,62	0,89	0,10	0,20	8,40	0,69	1,41	—	0,01	—	100,33	2,79
5	38,53	0,04	1,15	0,28	4,88	2,11	0,11	0,24	39,45	0,26	0,07	0,16	—	0,56	0,07	—	0,01	12,44	100,36	2,56
6	39,31	0,07	0,98	0,39	6,84	1,22	0,09	0,24	37,74	0,59	0,06	0,07	—	0,74	0,25	—	0,02	11,69	100,30	2,47
7	40,19	0,05	1,19	0,38	5,42	1,66	0,08	0,30	38,03	0,44	0,03	0,06	—	0,25	0,52	—	0,02	11,05	99,67	2,59
8	40,22	0,12	0,48	0,36	5,24	2,68	0,08	0,25	41,30	0,66	0,03	0,03	—	0,67	4,14	0,05	0,01	3,88	100,20	2,868
9	35,61	0,08	0,38	0,31	2,62	3,45	0,09	0,21	34,48	0,84	0,04	0,04	—	0,51	17,60	0,04	0,01	4,23	100,54	2,761
10	35,17	0,08	1,27	0,24	5,17	1,44	0,05	0,29	41,30	0,50	0,03	0,06	—	0,85	0,61	0,04	0,01	13,33	100,44	2.591
11	52,52	0,03	1,23	0,22	2,01	4,14	0,06	0,33	34,42	0,51	0,05	0,04	—	0,37	0,51	0,05	0,01	4,04	100,54	2,897
12	40,23	0,04	0,85	0,19	2,20	0,29	0,05	0,36	41,70	0,29	0,01	0,05	—	1,13	0,71	0,21	0,01	12,46	100,78	2,558
13	36,86	0,03	1,25	0,29	5,67	2,30	0,08	0,20	38,67	1,76	0,10	Сл.	9,60	—	3,69	—	—	—	100,50	2,64
14	39,27	0,03	1,42	0,31	5,80	2,18	0,07	0,17	36,79	0,88	0,08	0,01	10,79	0,48	2,04	—	—	—	100,32	2,54
15	42,47	0,02	1,55	0,30	4,95	2,66	0,06	0,18	35,88	Сл.	0,10	Сл.	10,51	0,50	0,50	—	—	—	99,68	2,31
16	33,47	0,04	1,44	0,23	3,69	2,17	0,05	0,14	33,79	5,86	0,08	Сл.	8,28	0,98	10,37	—	—	—	100,59	2,19
17	52,32	0,03	1,38	0,28	7,87	1,59	0,13	0,17	27,42	0,14	0,42	0,03	8,08	—	0,23	—	—	—	100,09	1,86
18	37,26	0,18	11,12	0,12	4,78	2,58	0,11	0,17	27,77	2,57	0,26	0,12	10,36	1,05	2,01	—	—	—	100,46	2,43
19	36,83	2,21	12,00	0,01	16,12	1,90	0,14	0,03	20,74	0,15	0,06	0,32	8,66	0,63	0,17	—	—	—	99,97	1,85
20	45,79	1,01	17,17	0,02	6,43	5,15	0,15	0,01	10,12	4,97	3,41	0,21	4,78	0,61	0,49	—	—	—	100,32	2,37

Примечание.

Анализы: 1 (обр. 1384д-1) — оливин, полученный из частично лизардитизированного дунита путем отмыва лизардита, Джетыгаринский массив, скв. 2255, гл. 25,9 м; 2 (обр. 1384 д) — частично лизардитизированный дунит, Джетыгаринский массив, скв. 2255, гл. 25,9 м; 3 (среднее из 3 анализов) — гипербазит несерпентинизированный, вещество получено путем отмыва первичных минералов из частично лизардитизированных перидотитов и дунита, Джетыгаринский массив; 4 (среднее из 4 анализов) — гипербазит, частично лизардитизированный, Джетыгаринский массив; 5 (среднее из 8 анализов) — серпентинит существенно лизардитовый, Джетыгаринский массив; 6 (среднее из 2 анализов) — серпентинит лизардит-хризотиловый сланцеватый, Джетыгаринский массив; 7 (обр. 1128 д) — серпентинит антигоритовый, Джетыгаринский массив, залежь Малая; 8 (среднее из 4 анализов) — перидотит, частично лизардитизированный, карбонатизированный и оталькованный, Терсутское месторождение, линии 59—61, скв. 1716, 1720, 1708, 1414; 9 (среднее из 4 анализов) — тальк-карбонат-антофиллитовая порода с антофиллит-асбестом, Терсутское месторождение, линии 59—61, скв. 1708, 1714, 1730; 10 (среднее из 2 анализов) — серпентинит существенно лизардитовый, месторождение Олы-Талдык, Южнее Мугоджары, скв. 64; 11 (среднее из 2 анализов) — антофиллитовая порода, частично замещенная серпентином, тальком и хлоритом, место взятия то же, скв. 64, гл. 52 м; 12 (обр. 44т) — апоантофиллитовый лизардитовый серпентинит, место взятия то же, скв. 63, 64; 13 (обр. 96) — гарцбургит серпентинизированный; 14 (среднее из 3 анализов) — серпентинит смешанного состава; 15 (обр. 94) — серпентинит антигоритовый; 16 (среднее из 2 анализов) — серпентинит карбонатизированный; 17 (среднее из 3 анализов) — серпентин-тальковая порода с преобладанием талька; 18 (среднее из 2 анализов) — хлоритовая порода; 19 (обр. 106) — гидробиотитовая порода; 20 (среднее из 2 анализов) — спессартит измененный. Анализы 13—20 — породы из месторождения режикит-асбеста на Урале — выполнены в Уральском геологическом управлении. Анализы 1—12 выполнены во ВСЕГЕИ и в лаборатории треста «Артемгеология» Министерства геологии УССР.

Как видно на рис. 1, атомно-объемный метод и метод пересчета по инертному компоненту дают резко отличающиеся результаты. Первый метод выявляет в первую и вторую стадии лизардитизации вынос Si, Fe, Mg, т. е. полное отсутствие компонентов, массы которых оставались бы постоянными. Такой результат находится в противоречии с формулой $\phi \leqslant k_i$ и теорией дифференциальной подвижности компонентов. Если бы имел место вынос всех главных компонентов из гипербазитов и привнос только одной воды, то едва ли наблюдалось бы постоянство соотношений SiO_2, FeO' (Fe_2O_3+FeO) и MgO в гипербазитах до и после серпентизации, особенно после первой стадии лизардитизации (см. табл. 2, анал. 1 и 2). Более точно природные процессы серпентизации отражают, следовательно, колонки составов, вычисленные по инертному компоненту. Они свидетельствуют о значительном увеличении объема пород. При замещении лизардитовых серпентинитов хризотилом и антигоритом состав пород меняется незначительно, процесс происходит в условиях постоянства объема пород, поэтому пересчеты обоими методами дают близкие результаты.

Таблица 2

Соотношение молекулярных количеств SiO_2, FeO' (Fe_2O_3+FeO), MgO, летучих и содержание виртуальных моноклинного (X), ромбического (Y) пироксенов и оливина (Z) в гипербазитах

№ анализов	SiO_2	FeO'	MgO	H_2O+CO_2	X	Y	Z
1	33,6	6,3	60,1	—	0,8	2,0	97,2
2	35,7	7,3	57,0	—	0,0	—2,3	102,3
3	38,2	5,7	56,1	—	4,2	23,0	72,8
4	38,0	6,4	55,6	—	3,6	35,5	60,9
5	37,6	5,2	57,2	—	0,7	25,4	73,9
5	20,3	2,8	31,0	45,9	—	—	—
6	21,3	3,3	30,5	44,9	2,6	27,7	69,7
7	22,5	3,1	31,7	42,7	1,9	32,7	65,4
8	37,2	5,8	57,0	—	2,7	19,2	78,1
9	38,7	5,3	56,0	—	3,9	26,7	69,4
10	17,8	2,6	31,3	48,3	1,4	4,4	94,2
11	35,1	3,2	36,1	25,6	1,1	81,1	17,8
12	20,5	0,9	36,4	42,2	1,2	28,1	70,7
13	36,6	6,2	57,2	—	7,3	8,6	84,1
14	39,2	6,2	54,6	—	3,3	29,7	67,0
14	22,0	3,5	30,7	43,8	—	—	—
15	24,3	3,4	30,4	42,1	0,0	59,9	40,1
16	20,3	2,8	30,7	46,2	26,3	—14,6	88,3
17	33,9	4,7	26,3	35,1	0,7	111,4	—12,1

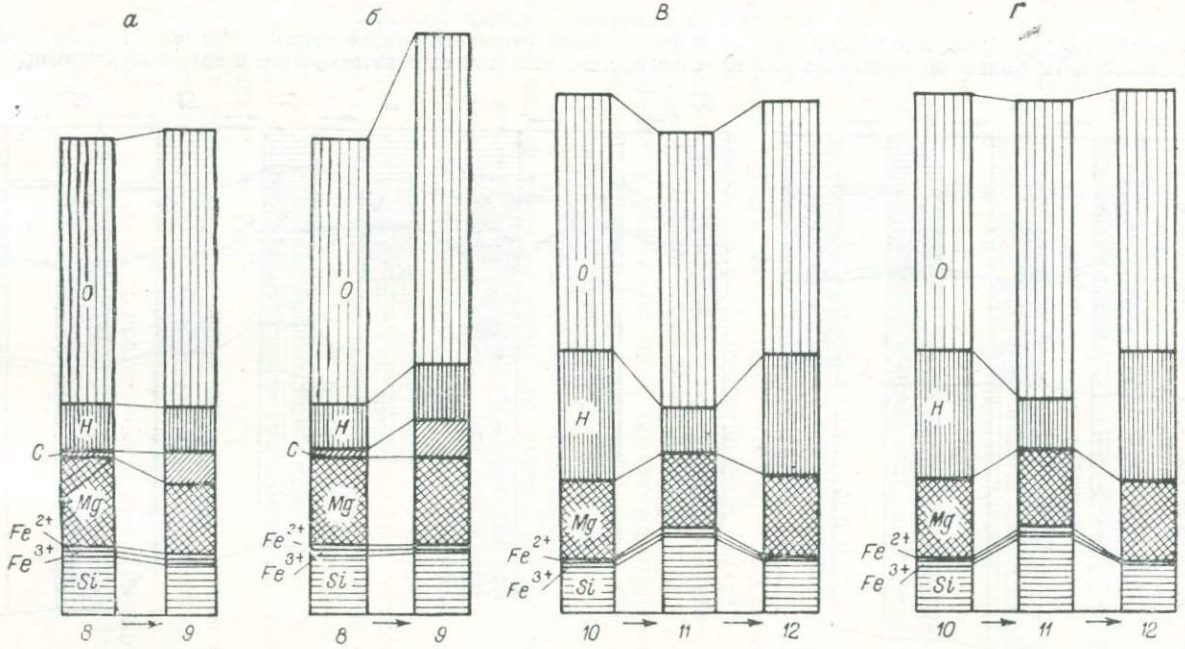


Рис. 2. Миграция вещества в гипербазитах Терсутского месторождения и месторождения антофиллит-асбеста Олы-Талдык в Южных Мугоджарах, вычисленная атомно-объемным методом (*а*, *в*) и по инертному компоненту (*б*, *г*). Номера колонок отвечают номерам анализов пород табл. 1

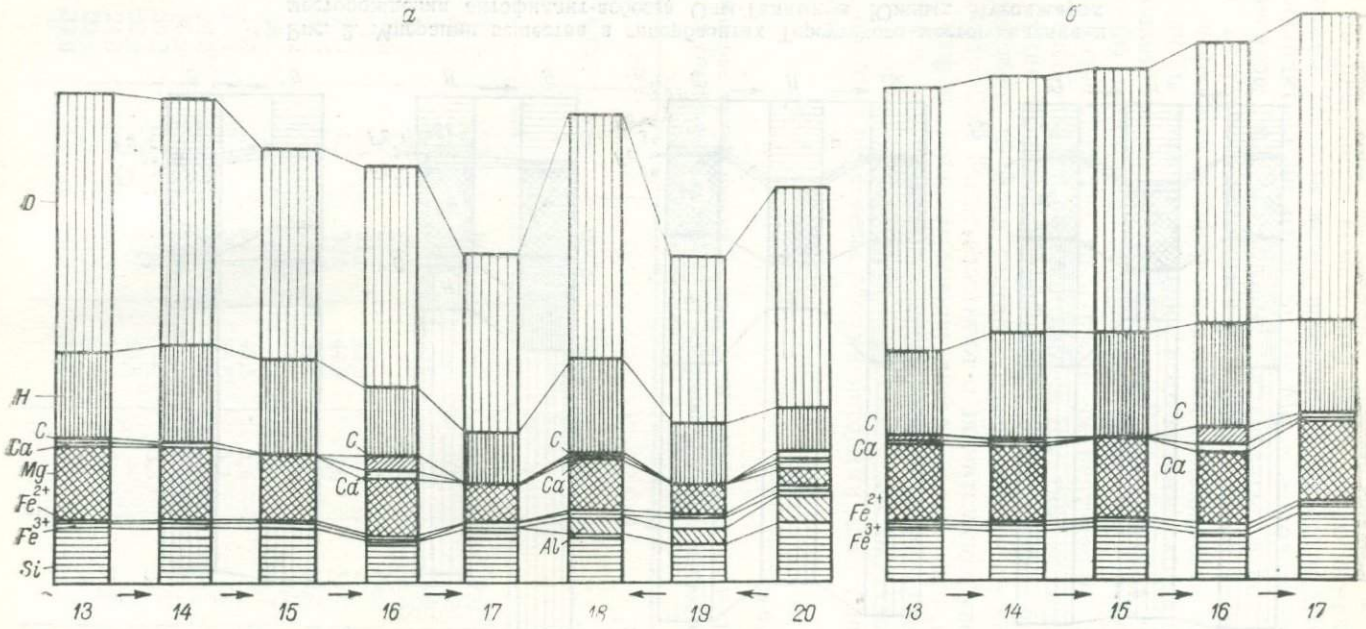


Рис. 3. Миграция вещества в гипербазитах и на контакте гипербазитов со спессартитами на одном из месторождений режикит-асбеста Урала, вычисленная атомно-объемным методом (*а*) и по инертному компоненту (*б*). Номера колонок отвечают номерам анализов пород табл. 1

На рис. 2 отражена миграция вещества на месторождениях антофиллит-асбеста. Пересчеты атомно-объемным методом показывают, что при переходе перидотитов в тальк-карбонат-антофиллитовые породы инертные компоненты отсутствуют. В то же время методом вычисления соотношений молекулярных количеств устанавливается иногда низкая подвижность MgO. На месторождении Олы-Талдык, где антофиллит развивается по лизардитовым серпентинитам явно без объемных эффектов и затем снова серпентинизируется также как будто без объемных эффектов, пересчеты атомно-объемным методом и по инертному компоненту (MgO) выявляют одну и ту же тенденцию в миграции компонентов и не противоречат условию постоянства или незначительного изменения объема пород. Это подтверждает достоверность метода пересчета по инертному компоненту.

На рис. 3 приведены колонки составов пород на одном из месторождений режикит-асбеста, рассчитанные, как и в предыдущих случаях, атомно-объемным методом и по наименее подвижному компоненту — MgO. Атомно-объемный метод при серпентизации, как и в Джетыгаринском массиве, выявляет вынос главных компонентов, а при карбонатизации еще более интенсивный вынос этих компонентов и привнос Ca и C. Пересчет по MgO устанавливает иной характер миграции вещества.

Метод пересчета по инертному компоненту был проконтролирован методом молекулярных объемов Ю. В. Казицына (1958), в основу которого положено использование инертного компонента «в качестве опорного пункта в вычислении перемещения вещества при преобразовании породы». Результаты вычисления миграции вещества и объемных эффектов при серпентинизации и антофиллитизации гипербазитов методом молекулярных объемов и по инертному компоненту оказались довольно близкими. Некоторые расхождения объясняются неизбежной схематизацией реакций серпентинизации и антофиллитизации, поскольку Al, Fe^{3+} и Fe^{2+} присутствуют не только в магнетите и хлорите, но и одновременно в нескольких других вторичных минералах: серпентине, бруците, тальке, карбонате, амфиболах.

Таким образом, пересчеты химических анализов различными методами свидетельствуют о непостоянстве объемных эффектов при метасоматических изменениях гипербазитов. Эти эффекты имеют большое значение при формировании зональности на месторождениях асбеста и должны учитываться при выборе методов расчета баланса вещества.

М. Я. Сомина

О СПЕЦИФИКЕ КОМПЛЕКСОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ—ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ ПЛАТФОРМЕННЫХ И СУБПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

История изучения карбонатитоносных комплексов сравнительно коротка. На первых этапах исследователи уделили основное внимание установлению общих черт отдельных массивов (комплексов), что позволило выделить особую формацию щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (Шейнманн и др., 1961; Кухаренко, 1967). Формация характеризуется ей одной свойственным сочетанием в пределах одних и тех же массивов (комплексов) комагматических серий пород от ультраосновных до щелочных, как нефелинсодержащих, так и безнефелиновых, наличием метасоматических карбонатных и других пород; четкой геохимической и металлогенической специализацией, приуроченностью к определенным структурам земной коры.

Однако дальнейшие исследования показали существенные различия отдельных комплексов выделенной формации. Этому вопросу не уделено пока в литературе достаточного внимания. Многие исследователи в этой связи справедливо указывают на значение глубины становления и эрозионного среза массивов. Влияние указанных факторов, обусловленное неоднородным строением массивов, наглядно иллюстрируется в тех провинциях, где имеется достаточное количество массивов различной глубины становления и эрозионного среза (Эпштейн и др., 1961; Пожарицкая, Самойлов и др., 1966; Кухаренко, 1967). Однако, как показывает сравнение некоторых провинций, ряд важных отличительных черт их не может быть объяснен только двумя указанными выше факторами. В некоторых случаях для объяснения «аномалий» в составе отдельных массивов допускают возможность гибридизма исходных магм или их провинциальные особенности (Шейнманн, Апельцин и др., 1961; Гинзбург и др., 1958, 1965). Относи-

тельно некоторых «аномальных» комплексов, например Маунтин-Пасс, часто выражаются сомнения в возможности отнесения их к рассматриваемой формации. Отсутствие в определенных комплексах ультраосновных пород при широком развитии щелочных и карбонатных и отличительные черты металлогенической специализации таких комплексов привели некоторых исследователей к пересмотру понятия «карбонатит», к сомнению в комагматичности ультраосновной и щелочной серий пород и к представлению об обязательной связи карбонатитов только со щелочной серией (Бородин, 1963; Бородин и др., 1966). Другие исследователи, напротив, полагают, что карбонатиты особенно широко развиты в комплексах, содержащих как ультраосновные, так и щелочные дифференциаты единой глубинной щелочно-ультраосновной магмы (Шейнманн и др., 1961; Кухаренко, 1966). Такая же несогласованность мнений существует и в вопросе о металлогенической специализации комплексов. Предложенное в 1956 г. В. Т. Пекора разграничение карбонатитов на апатито-магнетитовые с Ti и Nb и редкоземельные в настоящее время поддерживается лишь некоторыми исследователями; ряд исследователей считает такое деление неверным (Шейнманн и др., 1962). Причина разногласий лежит как в недостаточной изученности многих комплексов рассматриваемой формации, так и в отсутствии в настоящее время их общепринятой генетической классификации. По мнению автора, существенное значение в специализации комплексов щелочных и ультраосновных пород имеют особенности их структурно-тектонической позиции. Положение всех известных сейчас подобных комплексов в региональных структурах неодинаково, а роль указанного фактора применительно к различным магматическим формациям общеизвестна (Шейнманн и др., 1961; Шейнманн, 1958, 1963, 1964; Кузнецов, 1964; Харкевич и др., 1967). Однако относительно карбонатитоносных комплексов этот вопрос специально не обсуждался. Такая попытка делается ниже путем сравнительного рассмотрения двух групп комплексов: 1) типично платформенных и 2) субплатформенных. Примеры комплексов первой группы многочисленны (Гинзбург и др., 1958; Шейнманн и др., 1961, 1962); некоторые из них, такие, как карелокольский и маймеча-котуйский, подробно освещены в литературе (Кухаренко и др., 1965; Эпштейн и др., 1961; Бутакова, Егоров, 1962). Ко второй группе могут быть отнесены комплексы Восточно-Саянской, Восточно-Алданской * и Невадийской щелочных провинций, приуроченные к зоне завершенной складчатости (восточно-саянский) или к передовым прогибам

---

* Имеется в виду не вся Восточно-Алданская провинция, а лишь восточная группа массива, локализующихся (Зеленко, 1961; Эпштейн, и др., 1967) в Сетте-Дебанской зоне краевого прогиба.

Характерные особенности комплексов ультраосновных пород и карбонатитов платформенных и субплатформенных областей

		Платформенные провинции	Субплатформенные провинции
Общие особенности состава и строения массивов	Наиболее распространенные породы	Ультрабазиты, дуниты, оливиниты, щелочные перидотиты, пироксениты	Карбонатиты, щелочные породы (мельтейгиты, йолиты, нефелиновые и щелочные сиениты), пироксениты
	Подчиненные по развитию породы	Мельтейгиты-йолиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты, перовскитоносные и мелилитовые породы (магматические и метасоматические)	Пироксениты, щелочные пироксениты
	Форма и строение массивов	Изометричные, с четким концентрически-зональным строением (трещинные на ранних стадиях становления)	Вытянутые согласно контролирующим разломам, с нечетким зональным строением
Форма тел отдельных серий пород	Ультрабазитов	Центральные, изометричные, реже трещинные тела	Жилы, трубообразные тела, реликты среди карбонатитов
	Щелочных пород	Кольцевые и радиальные дайки	Полукольцевые мощные тела
	Карбонатитов	Жилы, кольцевые тела и штокверки	Центральные штокообразные тела, кольцевые и линейновытянутые жилы
Соотношение метасоматических пород	Наиболее распространенные метасоматиты	Фениты, слюдиты; мелилитовые и перовскитоносные (наряду с магматическими) породы; породы «рудного комплекса»: апатито-магнетито-форстеритовые, кальцито-форстерито - магнетитовые и др.	Микроклиниты, альбититы, карбонатиты с форстеритом, апатитом, магнетитом, пироксенами, амфиболами, слюдами
	Второстепенные метасоматиты	Карбонатиты (главным образом, кальцитовые и доломитовые)	Мелилитовые и скарноподобные породы, фениты, нефелинизированные породы

Продолжение

Особенности карбонатитов	Доля карбонатитов в комплексе (по площади распространения)	До 10%	15—50%
	Тип карбонатитов	Кальцитовые, доломитовые, реже — анкерито-сидеритовые	Кальцитовые, анкеритовые, анкерито-сидеритовые, реже кальцито-доломитовые
Металлогеническая специализация	Ведущие минералы	Флогопит, вермикулит, перовскит, титано-цирконо-ниобаты, апатит, титаномагнетит, магнетит	Пирохлор, колумбит, гатчеттолит, фтор-карбонаты и фосфаты редких земель (гематит, флюорит, барит, молибденит, сфалерит)
	Акцессорные минералы	Гатчеттолит, пирохлор (колумбит), карбонаты редких земель	Апатит, магнетит, титано-цирконо-ниобаты, перовскит, титано-магнетит, карбонаты редких земель
Ведущие петрогенные элементы	Магматических пород	Mg, Ca, Fe, Ti, Na (Si, Al)	K, Na, Al, Si, Fe (Ca, Mg)
	Метасоматитов (докарбонатитовых)	Na, K, Mg, Ca, C	K, Na, Si
	Карбонатитов	Ca, Mg, C	Ca, Fe, Mg, Mn, C, F

платформ (восточно-алданский, Маунтин-Пасс). Внедрение щелочных интрузий в таких зонах связано с активизацией глубинных разломов во время интенсивных тектонических движений в соседних складчатых зонах.

Сопоставление некоторых наиболее характерных особенностей * комплексов двух этих групп приведено в таблице.

Набор магматических и метасоматических образований, породообразующих и акцессорных минералов, петрогенных и

* Приведенные в таблице данные ни в коей мере не представляют полную характеристику сравниваемых комплексов, не содержат полного перечня пород в комплексах в целом и, тем более, в отдельных массивах, а лишь имеют целью подчеркнуть отличительные черты комплексов первой и второй групп.

редких элементов является общим для обеих групп комплексов, что с несомненностью свидетельствует о принадлежности тех и других к единому формационному ряду (в пониманин Ю. А. Кузнецова, 1964). Различными оказываются форма и внутреннее строение массивов, количественные соотношения перечисленных выше образований, металлогеническая специализация комплексов.

Для массивов первой группы характерна округлая форма и четкое концентрическо-зональное строение. Массивы второй группы обычно удлинены согласно направлению контролирующих разломов; зональное строение в них выражено значительно менее четко; на поздних этапах становления большую роль играют здесь линейные разрывные структуры, вмещающие жилы карбонатитов и поздних магматических пород (Фролов, 1962). Особо следует подчеркнуть постоянное отсутствие в комплексах второй группы крайних ультраосновных членов серии — дунитов, оливинитов, перидотитов и обилие полевошпатовых пород, среди поздних дифференциатов которых появляются иногда типичные гранитоиды.

Весьма характерны различия в докарбонатитовых метасоматических породах. В обеих группах комплексов широко проявлены процессы ранней щелочной стадии метасоматизма (в понимании Д. С. Коржинского). Однако процессы развиваются по существенно различному субстрату, определившему как состав инертных компонентов, так и (существенно) условия кислотности—щелочности среды (Пожарицкая и др., 1966). Кроме того, метаморфизующие растворы, проникавшие по разломам в структурах второго типа, были богаче щелочами и кремнекислотой, о чем свидетельствует широкое развитие микроклинизации и альбитизации в некоторых массивах второй группы взамен ослюденения, мелилитизации, перовскитизации* (т. е. развития пород, богатых Mg, Ca, Ti и Fe) в комплексах первой группы.

В соответствии с распространенностью тех или иных пород находится и существенно различная металлогеническая специализация комплексов обеих групп. Если для платформенных комплексов важна слюдяная, титано-магнетитовая и магнетитовая, перовскитовая и апатитовая минерализация, сосредоточенная в некоторых магматических и ранних метасоматических породах (при подчиненном значении карбонатитов с их редкометальной минерализацией), то для субплатформенных комплексов важна лишь роль карбонатитов, сосредоточивших скопления собственных акцессорных минералов Nb (иногда Nb, Ta и U) и TR. Специфику некоторых массивов этой группы

* Наряду с наличием магматических мелилитовых гистеромагматических и пегматитовых перовскитоносных и кнопитсодержащих пород (по Л. С. Егорову, А. В. Лапину, Л. С. Бородину, Э. А. Багдасарову и др.).

представляют обильные скопления флюорита, барита, стронцианита, молибденита, сфалерита, гематита и др.

Что касается роли отдельных элементов в комплексах сопоставляемых групп, то прежде всего следует подчеркнуть различия в количественном соотношении породообразующих элементов, ибо эти различия определяют, как известно, порядок кристаллизации минералов и тип ранних (магматических) пород.

Так, магматические расплавы, питавшие комплексы первого типа, были пересыщены Ca, Ti, Mg и резко недосыщены Si и Al, что вызвало, в первую очередь, кристаллизацию перовскита, оливина, пироксенов. Магмы, связанные с разломами второго типа, были уже относительно богаче Si и Al и беднее Ti, Ca и Mg, после пироксенитов здесь кристаллизовались алюмосиликатные породы (в порядке возрастающей кислотности): мельтейгиты—ийолиты—полевошпатовые породы—гранитоиды, а позже — ультраосновные породы (серия даек).

Геохимическая история редких элементов, как это было показано в ряде работ (Апельцин, Гинзбург, 1965; Бородин, 1963, 1966; Пожарицкая и др., 1962; Кухаренко и др., 1966), существенно определяется соотношением породообразующих минералов на различных этапах длительного процесса становления подобных комплексов. Так, количества редких земель и ниобия, общее содержание которых, по подсчетам А. Л. Кухаренко (1965) и нашим, в некоторых комплексах обеих групп сопоставимо, в комплексах первой группы оказываются рассеянными в решетках богатых кальцием, а также титаном и кальцием минералов: перовскитах (кнопитах), пироксенах, сфенах и др., либо входят в состав акцессорных сложных Ca—Ti—Zr—Nb минералов типа ниобоцирконолита (циркелита), натрониобита, дизаналита, луешита. Вследствие этого, а также часто незначительного развития карбонатитов в комплексах первого типа последние не содержат обычно заметных скоплений собственных минералов Nb и TR — пирохлора, карбонатов и особенно фтор-карбонатов редких земель — весьма характерных минералов многих карбонатитовых массивов второй группы. Кроме того, специфическими для комплексов первой группы являются некоторые элементы ультраосновных пород (Ti, Co, Ni, Sc и др., по Кухаренко, 1966, 1967); специфическими для комплексов второй группы являются некоторые элементы, характерные для щелочных (F, Sr, Ba) и даже кислых магм (Mo, Zn).

Таким образом, в основе всех различий комплексов сравниваемых групп лежат различия питавших их магм, более ультраосновных для платформенных и более щелочных и кислых для субплатформенных комплексов.

Вопрос о возникновении необычных по составу ультраосновных и щелочных магм, богатых летучими компонентами,

является дискуссионным. Постоянная связь карбонатитовых комплексов с глубинными разломами свидетельствует о больших глубинах зарождения таких магм. Разломы играют роль проводников, обеспечивающих подъем магм. Кроме того, согласно Ю. М. Шейнманну (1958), разломы, вызывая перепад давления в твердом подкоровом веществе, тем самым способствуют его плавлению. При локальном плавлении перидотита и быстром подъеме вещества в условиях жестких структур центральных частей платформы появляются кимберлиты, по составу близкие к подкоровому перидотиту. Ближе к краевым частям щитов и платформ локализуются платформенные комплексы щелочно-ультраосновных пород первой группы.

При пересечении глубинными разломами краевых зон областей с большим слоем осадочных и метаморфических пород в плавление вовлекаются более высокие горизонты коры. Возникают наиболее кислые и щелочные магмы рассматриваемого типа, формирующие комплексы второй группы. Л. С. Бородин (1963) справедливо подчеркнул частую связь карбонатитов с нефелиновыми сиенитами, объяснив это генетической связью карбонатитов с нефелин-сиенитовой магмой, возникшей при ощелачивании и обогащении углекислотой поднимающихся по глубинным разломам выплавок базальтовой магмы. Нам представляется, что связь карбонатитов с нефелиновыми сиенитами и другими щелочными породами «парагенетическая», определяющаяся тем ходом дифференциации и кристаллизации магмы, который особенно типичен для субплатформенных комплексов. Для последних, так же как и для комплексов, приуроченных к «сквозьструктурным» разломам (более сходных по ряду признаков с субплатформенными, чем с типично платформенными комплексами), наиболее вероятно участие выплавок из базальтового слоя коры и ощелачивание поднимающейся магмы сквозьмагматическими растворами с одновременным обогащением редкими элементами.

Комплексы сравниваемых первой и второй групп различаются, прежде всего, количественными соотношениями отдельных серий пород, что позволяет рассматривать их в едином формационном ряду (в понимании Ю. А. Кузнецова). Однако отнесение тех и других комплексов к единой формации ультраосновных — щелочных пород вряд ли возможно. Вероятно, целесообразно в рамках этой формации выделять две субформации, отвечающие рассмотренным выше комплексам первой и второй групп: 1) платформенную щелочно-ультраосновную субформацию, или (по характерным породам) оливинит-(перидотит)-пироксеновую с карбонатитами; 2) субформацию ультраосновных — щелочных пород, или (ийолит)-сиенит-карбонатитовую с пироксенитами — субплатформенную.

А. С. Кириллов

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛО-КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ)

На территории СССР классическим районом распространения карбонатитов является восточная часть Балтийского щита (Кольский полуостров и Северная Карелия), где известен ряд карбонатитовых полей, приуроченных к многофазным щелочно-ультраосновным интрузивным комплексам каледонского возраста.

Наиболее детально изучены сравнительно крупные карбонатитовые поля западной части Карело-Кольской щелочной провинции: Ковдорское, Вуориярвинское, Намаварское, Салланлатвинское и Себльяврское.

Результаты исследования показали, что карбонатиты изученных массивов совместно с предшествующими им флогопитовыми, апатито-магнетитовыми рудами и посткарбонатитовыми франколитовыми и кварцевыми породами представляют единую в генетическом отношении серию постмагматических образований. Они приурочены к тектонически ослабленным зонам и пространственно тяготеют к системам трещин, сопровождающих региональные и локальные разломы, проявленные как в пределах самих массивов, так и в пределах вмещающих их гнейсов, в особенности в купольных структурах последних. Общая структура карбонатитовых полей подчинена наиболее характерным для формирования массива тектоническим нарушениям. Вследствие этого строение карбонатитовых полей может быть обусловлено как влиянием кольцевых разломов, характерных для ранних этапов формирования массивов центрального типа Карело-Кольской щелочной провинции (например, Ковдорского и Салланлатвинского), так и линейных тектонических нарушений, возникающих на поздних этапах их становления (массивы Вуори-ярви, Ковдор); известны также сложные поля, сочетающие элементы кольцевых и линейных структур. Для относительно близповерхностных образований наиболее характерны структуры типа штокверков и так называемых вулканических жерл, а для более глубинных — линейные и кольцевые. Длительность тектонического развития отдельных участков массивов и вмещающей их рамы, а также последовательность формирования трещинных систем обусловили возникновение зональности в строении карбонатитовых полей. К тектонически наиболее активным и долго живущим зонам обычно приурочены поздние по времени образования разновидности карбонатитов. Они развиваются в центральных частях концентрически-зональных полей (Сал-

ланлатвинский и частично Ковдорский массив) или же локализуются близ пологой кровли массива — при линейно-зональном строении поля (массив Вуори-ярви).

Отдельные карбонатитовые тела, образующие неправильной формы жилы различной мощности, гнезда и линзы во вмещающих породах, нередко также имеют зональное строение, в основных чертах отражающее закономерности развития всего карбонатитового поля в целом и в известной мере — особенности состава вмещающих карбонатиты пород. Зональность их обусловлена не только длительностью поступления в периодически приоткрывающиеся полости и эволюцией во времени состава глубинных карбонатитообразующих растворов, но также интенсивностью взаимодействия их с вмещающими породами. При малой интенсивности обмена наибольшее значение приобретают процессы отложения вещества в приоткрывающихся полостях, вследствие чего более поздние карбонатиты локализуются в центральных зонах карбонатитовых тел (Ковдорский и Салланлатвинский массивы). Интенсивный метасоматоз вмещающих пород приводит к формированию наиболее поздних типов карбонатов в краевых частях зональных карбонатитовых тел (массив Вуори-ярви). Таким образом, процесс формирования карбонатитов сопровождался изменением состава последовательно возникающих их разновидностей.

Среди изученных карбонатитов Карело-Кольской провинции целесообразно выделить две группы пород, различающихся по геологоструктурному положению, минеральному составу и физико-химическим условиям формирования. К первой группе должны быть отнесены ранние высокотемпературные кальцитовые карбонатиты, среди которых по составу акцессорных и второстепенных силикатных минералов различаются эгирино-кальцитовые, диопсидо-кальцитовые, форстерито-кальцитовые, флогопито-кальцитовые и сложенные несколькими из указанных минералов разновидности. Присутствие того или иного силикатного минерала в карбонатитах этой группы обусловлено химическим составом вмещающих пород и интенсивностью процесса их карбонатизации. При малой его интенсивности в карбонатитах сохраняется больше моноклинного пироксена, тогда как присутствие в них форстерита и флогопита, по-видимому, свидетельствует о более высокой степени проявления процесса карбонатизации.

Породы первой группы формируются на значительной глубине и наибольшим распространением пользуются в сильно эродированных массивах (Ковдорском, Африкандовском, Вуориярвинском); реже они встречаются в массивах, сформированных на более высоких уровнях и вскрытых менее глубоко (Салланлатвинском и Себльяврском). Карбонатиты этой группы нередко пространственно ассоциируют с предшествую-

щими им магнетито-апатитовыми рудами. В концентрически-зональных карбонатитовых полях (типа Ковдорского и Салланлатвинского) они размещаются во внешних зонах, слагая отдельные, иногда крупные тела. Для них характерны грубозернистая структура, обогащенность силикатными минералами, обусловленная реакционным взаимодействием с вмещающими породами, и наличие специфических циркониевых, титановых и тантало-ниобиевых минералов (бадделеита, кальциртита, циркелита, перовскита, пирохлора). Основным породообразующим минералом карбонатитов первой группы является карбонат кальция, вследствие чего для всех разновидностей пород этой группы может быть предложено общее название: кальциевые карбонатиты.

Во вторую группу более низкотемпературных (и поздних по времени образования) карбонатитов следует объединить сходные по геологоструктурному положению, геохимической специализации и частично физико-химическим условиям формирования, но неоднородные по составу главных породообразующих минералов и текстурно-структурным признакам кальцитовые, доломито-кальцитовые и кальцито-доломитовые, доломитовые, анкеритовые, сидеритовые, цеолито-кальцитовые разновидности пород. Цеолито-кальцитовые, а также альбито-кальцитовые и поздние кальцитовые карбонатиты, возможно, следует выделить в самостоятельную подгруппу.

Карбонатиты второй группы в наибольших количествах встречаются в менее эродированных массивах (Салланлатвинском, Вуориярвинском, Себльяврском) и, вероятно, большей частью образуются на меньших глубинах, чем породы первой группы. Для них характерны жильные тела, объединяющиеся в зональные поля, и значительные по мощности образования, картируемые как зональные штоки (на участках Салланлатва и Намавара).

Некоторые представители этой группы встречаются в виде отдельных маломощных жил в глубоко эродированных массивах (доломитовые карбонатиты массива Лесная варака), где, по-видимому, являются ранними образованиями карбонатитовой серии (по данным А. А. Кухаренко, 1965 г.). Таким образом, для доломитовых (анкеритовых), так же как и кальцитовых, карбонатитов устанавливается несколько неодновременно кристаллизующихся разновидностей.

Карбонатиты второй группы чаще образуют тела выполнения трещинных полостей, однако нередко оказывают и реакционное воздействие на вмещающие породы, интенсивно замещая их. При этом устанавливается известная зависимость состава карбонатитов второй группы от химических особенностей вмещающих пород. Карбонатиты доломитового и анкеритового состава чаще ассоциируют с щелочными породами (йолитами, мельтейгитами, щелочными пироксенитами, а так-

же фенитами), тогда как кальцитовые чаще бывают приурочены к нормальным гипербазитам.

Учитывая состав главных породообразующих минералов карбонатитов второй группы, для них может быть дано общее название: магнезиально-железисто-кальциевые.

Специфическими акцессорными минералами ранних карбонатитов второй группы (кальцитовых, доломито-кальцитовых, ранних доломитовых) являются пирохлор, луешит, в меньшей степени кальциртит, циркон и редкоземельные карбонаты, а поздних (анкерито-доломитовых, анкеритовых, поздних кальцитовых) — карбонаты, фосфаты и силикаты редких земель, минералы стронция и бария (стронцианит, барит, целестин), сульфиды железа, свинца и цинка; поздние карбонатиты содержат сравнительно мало магнетита.

Наблюдениями установлено, что существует известная обратная зависимость между распространенностью в массивах щелочно-ультраосновных пород карбонатитов второй группы (в особенности содержащих карбонаты с Mg и Fe) и масштабами проявления флогопитового и магнетитового оруденения, но имеется прямая зависимость между интенсивностью проявления предкарбонатитовых процессов (флогопитизации и отложения магнетита и апатита) и распространенностью в тех же массивах карбонатитов первой группы. Однако общая относительная доля карбонатитов в глубоко эродированных массивах меньше по сравнению с менее эродированными. Так, в наименее эродированном Салланлатвинском массиве карбонатитами сложены 10% всей площади (0,8 *кв. км*), в более эродированном Вуориярвинском — 7—8% (1,4—1,6 *кв. км*), Ковдорском — 2% (0,7 *кв. км*), а глубоко вскрытых эрозией массивах Африканда и Лесная варака — менее 0,1%.

Минеральный состав карбонатитов формировался в течение нескольких стадий минерализации, объединяемых в циклы карбонатитообразования (кальцитовый, доломитовый и т. д.), причем конечная стадия одного цикла являлась в то же время начальной для последующего. Стадийность формирования минеральных ассоциаций обусловлена в первую очередь закономерным изменением активности анионов, а цикличность процесса — периодическим изменением активности главных катионов в карбонатитообразующей среде. В процессе формирования карбонатитов первой группы намечаются семь стадий минерализации, отличающихся по химизму минералоотлагающих растворов (от ранних к поздним): 1) силикатная; 2) сульфидно-окисная, 3) фторо-фосфатная, 4) карбонатная, 5) фторо-фосфатная (вторая), 6) окисно-сульфидная, 7) силикатная (вторая). Для циклов формирования карбонатитов второй группы характерны девять стадий минерализации, проявленных с различной степенью интенсивности. Помимо указанных, они включают сульфатную и вторую карбонатную стадии.

Выделение акцессорных редкометальных минералов карбонатитов приурочено преимущественно к фторо-фосфатным стадиям минерализации, причем минералы циркония и обогащенные танталом характерны для ассоциаций ранних разновидностей карбонатитов, а ниобий, помимо предкарбонатитовых пород, образует минералы в кальцитовых и ранних доломитовых карбонатитах. Редкоземельные акцессорные минералы (бербанкит, карбоцернаит, анкилит, гидроксил-бастнезит, сульфат-монацит, ортит и др.), характерные лишь для карбонатитов второй группы, выделялись на протяжении карбонатной, фосфатной и силикатной стадий, вместе с их поздними минеральными ассоциациями.

Изучение закономерностей распределения петрогенных и редких элементов в различных типах карбонатитов подтверждает намечающуюся по геологическим данным цикличность процесса карбонатитообразования. Выделение из раствора в определенной последовательности анионов и катионов, входящих в состав кристаллизующихся минералов, сопровождаемое падением температуры, приводило к изменению кислотности—щелочности оставшихся порций раствора. Предкарбонатитовые и посткарбонатитовые образования возникали в менее щелочной обстановке, чем карбонатиты. В карбонатитовой серии в условиях максимальной щелочности формировались кальцитовые карбонатиты, а меньшие величины pH характерны для образования доломитовых и анкеритовых (сидеритовых) пород. В зависимости от изменения величины pH находится и поведение редкоземельных элементов, Nb, Ta, Zr и других.

Общей геохимической особенностью редких земель в процессе карбонатитообразования является их связь главным образом с кальцием и натрием, определяющая эндокриптию редких земель решеткой кальцита на ранних стадиях формирования карбонатитов и кристаллизацию их в виде самостоятельных минералов в поздних карбонатитах после выделения основной массы кальция в виде карбонатов и апатита. Этому же способствует понижение щелочности растворов при формировании поздних карбонатитов, ведущее к распаду растворимых редкоземельных комплексов, а также процессы доломитизации и анкеритизации ранних кальцитовых карбонатитов.

По поведению в процессе карбонатитообразования редкие земли могут быть подразделены на две группы: 1) более основных, куда входят лантан и церий, имеющий прямую корреляцию с лантаном, и 2) менее основных (элементы от празеодима до лютеция, имеющие обратную корреляцию по отношению к лантану). Более основными редкими землями обогащены в акцессорных количествах карбонатиты Салланлатвинского массива, залегающие в щелочных породах; обеднены ими

карбонатиты Намаварского поля, залегающие в гранитоидных породах. В этом проявляется влияние вмещающих пород на состав редких земель в карбонатитах. В последовательно возникающих породообразующих карбонатах увеличивается отношение более основных редких земель к менее основным, а в редкоземельных минералах в том же направлении это отношение уменьшается, что свидетельствует о волновом характере изменения щелочности — кислотности среды. Причина последовательного изменения указанного соотношения, по-видимому, заключается в последовательном разрушении тех форм соединений, в которых переносятся редкие земли.

Изучение распределения ниобия и тантала в карбонатитах показало, что количество ниобия возрастает от ранних разновидностей к более поздним, проходит через максимум и уменьшается в конечных членах карбонатитовой серии. Тантал же в несколько больших количествах концентрируется в ранних и поздних карбонатитах. Таким образом, в средние этапы формирования карбонатитов происходит разделение ниобия и тантала и относительное накопление ниобия. При формировании ранних и поздних карбонатитов эти элементы проявляют сходные геохимические свойства.

Формирование изученных карбонатитов Карело-Кольской провинции, вероятно, происходило из растворов: надкритических при высоких температурах и жидких гидротермальных в условиях повышенных давлений или более низких температур. Такие растворы, просачиваясь по трещинам и порам силикатных пород, осуществляли диффузионный ионный обмен с окружающей средой, обогащались одними компонентами (Ca, Mg, Fe, Ti, Nb, Si, TR) и обеднялись другими (Na, K, CO_2, H_2O), что приводило к возникновению определенной зональности в составе и строении формирующихся карбонатитовых тел. Исследования взаимоотношений карбонатитов с вмещающими породами показали, что такой обмен был особенно интенсивным на больших глубинах. При этом исходные безводные силикатные минералы вмещающих пород вначале замещались воду- и щелочисодержащими силикатами, а затем фтор-фосфатами и карбонатами. При этом образующимся карбонатом последовательно замещались все ранее возникшие минералы переходных зон, вследствие чего в самих карбонатитах отмечается зональное строение. Схемы возникающей в ходе карбонатитообразования зональности приведены в таблице (в скобках указаны менее характерные минералы). В серии последовательно образующихся в зонах минералов наблюдается закономерная смена щелочных элементов щелочноземельными (натрия калием, а затем кальцием) и высвобождение значительной части кремния. Последнее сопровождалось замещением во фронтальных зонах менее богатых кремнием минералов более богатыми (например, нефелина и

Схемы зональности, возникающей при формировании карбонатитов

	Вмещающие породы	Переходные зоны			Карбонатит
Оливиниты	Диопсид, амфибол	Флогопит, магнетит (тремолит)		Апатит, магнетит	I группа
	Амфибол, магнетит	Флогопит (рихтерит, магнетит)	Вермикулит, клиногумит	Хлорит, серпентит (апатит, магнетит)	II группа
Пироксениты	Амфибол, магнетит (диопсид, форстерит)	Флогопит, магнетит, сфен (форстерит)	Форстерит, тремолит, магнетит (гранат)	Апатит, магнетит	I группа
	Щелочной амфибол, магнетит (эгирин-диопсид)	Флогопит, магнетит (гранат)	Щелочной амфибол, магнетит (вермикулит)	Апатит (магнетит)	II группа
Йолиты	Эгирин, канкринит, гранат (диопсид)	Щелочной амфибол, канкринит, магнетит (альбит, волластонит)	Биотит (флогопит), магнетит апатит		I группа
	Эгирин, канкринит	Эгирин, полевые шпаты (цеолиты)	Щелочной амфибол (полевые шпаты)	Биотит, магнетит (Апатит)	II группа
Фениты	Щелочной амфибол, эгирин, альбит	Актинолит, волластонит, магнетит, сфен (диопсид, форстерит)	Флогопит, магнетит	Апатит, магнетит	I группа
	Биотит (полевые шпаты)	Щелочные амфиболы	Полевой шпат, кварц (карбонат)		II группа

олигоклаза альбитом), а иногда и окварцеванием вмещающих карбонатиты пород (например, фенитов).

Сравнительный анализ изотопного состава петрогенных элементов карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород свидетельствует о том, что углерод и кислород карбонатитов имеют ювенильное происхождение и привносились в составе постмагматических растворов (Кухаренко, Донцова, 1962), а также элементы такие, как магний (и по предварительным данным — Са), могли заимствоваться из замещаемых щелочно-ультраосновных пород (Кириллов, Рылов, 1963). К аналогичным воводам приводит анализ литературных данных по изотопному составу углерода, кислорода, стронция ряда карбонатитовых месторождений Африки, США, Швеции, ФРГ и др. (Baertschi, 1957; Powell, 1965; Deans a. oth,. 1966; Taylor a. oth., 1967).

Установленный по совокупности наблюдений гидротермально-метасоматический механизм формирования изученных карбонатитов наилучшим образом объясняет такие их особенности, как зональное строение тел, явления перекристаллизации, избирательную карбонатизацию минералов вмещающих пород, известную зависимость состава от химического характера вмещающих пород, стадийность и цикличность процессов минералообразования. Температура формирования карбонатитов Карело-Кольской провинции вряд ли значительно превышала 500° С, что следует из анализа минеральных парагенезисов и других данных. Для карбонатитов первой группы, возникавших в условиях больших глубин, чем породы второй группы, интервал формирования устанавливается в 550—400° С. Температуры образования пород второй группы не превышали 400° С. С ходом падения температуры процесса связана определенная последовательность кристаллизации карбонатов (кальцит, доломит, анкерит, сидерит, кальцит), что обусловлено изменением термодинамических свойств многокомпонентного карбонатного раствора: pCO_2, pO_2, активности катионов и анионов, растворимости карбонатных комплексов.

Сопоставление условий формирования карбонатитов Карело-Кольского региона и других районов земного шара показывает, что многие особенности карбонатитов этой провинции свойственны и другим карбонатитам. В то же время опубликованные изотопные данные для некоторых карбонатитов Восточной Африки (лавы вулканов Кольянго и Мбуга) и ФРГ свидетельствуют о более высоких температурах их формирования по сравнению с карбонатитами Кольского полуострова и Карелии. Намечающиеся для них температуры (700—800° С) не исключают возможности возникновения этих карбонатитов при участии специфических (содовых) карбонатных расплавов. Возможность существования карбонатных расплавов определенного состава при температурах около 700° С

(и выше) и в широком интервале давлений доказана экспериментально (Вилли, Таттл, 1963).

Произведенные нами термодинамические расчеты реакций карбонатизации показали, что карбонатные расплавы (или надкритические растворы) натрового и кальциево-натрового состава с температурами около 900—800° С могли возникать при давлениях порядка 6 *кб*, что отвечает глубинам около 20 *км*. Расплавы такого состава могли формироваться в ходе углекислого метасоматоза силикатных пород. Возникшие таким путем «магматические карбонатиты», можно полагать, должны характеризоваться весьма однородным составом породообразующих карбонатов; малым количеством темноцветных силикатных минералов, магнетита и, возможно, минералов редких элементов; наличием слабо переработанных блоков вмещающих пород; отсутствием зонального строения отдельных карбонатитовых тел и достаточно широких зон около контактного изменения вмещающих пород; однородным преимущественно мелкозернистым сложением; более высокой температурой образования; отсутствием ясно выраженной цикличности процесса.

Глубины становления изученных масивов Карело-Кольской провинции намного меньше 20 *км* (около 8 *км*), что исключает возможность участия каких-либо специфических карбонатных магм в формировании карбонатитов этого региона.

Э. А. Багдасаров

О ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ АПАТИТА В КОМПЛЕКСЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛО-КОЛЬСКОЙ И ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ ПРОВИНЦИЙ)

При изучении типоморфизма минералов особого внимания заслуживают те из них, которые образуются в широком интервале физико-химических условий и характеризуются заметной изменчивостью состава и физических свойств. К числу таких минералов в комплексе щелочно-ультраосновных пород относится апатит.

На территории Кольского полуострова массивы ультраосновных — щелочных пород обладают общими чертами геологического строения (Кухаренко и др., 1965), петрографического состава и металлогении. Большинство из них в плане имеют округлую или эллиптическую форму и концентрически-зональное строение. Внутренние их части обычно сложены оливинитами и пироксенитами, представляющими образования ранних интрузивных фаз. Периферические зоны массивов

представлены породами последующих интрузивных фаз — мельтейгитами и ийолитами. Формирование массивов ультраосновных-щелочных пород завершается интрузиями щелочных пегматитов и образованием пестрой серии автометасоматических пород, возникновение которых связано с воздействием щелочных и карбонатных растворов, генерированных щелочной магмой, на породы различных интрузивных фаз. Сюда относятся: перовскитсодержащие кальцито-амфиболо-диопсидовые и существенно мелилитовые породы, слюдиты, породы рудного комплекса — апатито-форстерито-магнетитовые, кальцито-флогопито-магнетитовые, а также разнообразные по составу карбонатиты.

Апатит встречается во всех типах пород, различаясь особенностями морфологии кристаллов, физических свойств, химического состава и кристаллохимии.

Во всех щелочно-ультраосновных производных преобладающей формой нахождения апатита являются изометрические или округлые зерна, агрегаты зерен и, реже, ограненные кристаллы размером от 1 *мм* до 5 *см* и более по удлинению. Кристаллы апатита из оливинитов и дайковых пород имеют наиболее простые формы. Они образованы обычно гранями хорошо развитой гексагональной призмы $(10\bar{1}0)$, пинакоида и реже гексагональной дипирамиды $(10\bar{1}1)$. Широкое разнообразие форм устанавливается у апатитов щелочных пород — мельтейгитов, ийолитов, щелочных пегматитов. Облик кристаллов этих апатитов зависит от соотношения форм гексагональных дипирамид $(10\bar{1}1)$, $(10\bar{1}2)$, $(11\bar{2}1)$ и гексагональной призмы $(10\bar{1}0)$. Встречаются кристаллы призматического, пластинчатого и тонкоигольчатого габитуса. Грани призм кристаллов обычно бывают исштрихованы. В постмагматических образованиях — метасоматических слюдоносных и апатито-форстерито-магнетитовых породах, а также в разнообразных карбонатитах кристаллы апатита имеют длиннопризматический игольчатый габитус и образованы гранями гексагональной призмы (1010) и плохо развитыми, нередко искривленными гранями гексагональных дипирамид. Кристаллы часто срастаются в радиально-лучистые агрегаты, образуют друзы и «солнца».

Цвет апатитов различных морфологических типов непостоянен и варьирует от бесцветного, наиболее характерного для ранних генераций минерала, до разных оттенков зеленоватой, желтоватой, голубовато-зеленой и розовой окраски, свойственных поздним генерациям апатита.

Показатели светопреломления апатита находятся в пределах: No = 1,636—1,647; Ne = 1,629—1,642; No—Ne = 0,003—0,007. В пределах каждого массива наиболее высокие показатели преломления (No—1,644—1,646) отмечаются для апати-

Таблица 1

Среднее содержание основных компонентов (вес. %) в апатитах из пород Карело-Кольской щелочно-ультраосновной провинции

№ анализов	Минералы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TR_2O_3	MgO	CaO	SrO	$(Na, K)_2O$	P_2O_5	H_2O	F	Cl	Сумма
1	Апатит из пироксенитов	0,40 (5)	0,08 (5)	0,11 (6)	0,67 (6)	0,54 (4)	54,16 (6)	0,56 (4)	0,19 (4)	41,56 (6)	0,62 (6)	1,53 (6)	0,03 (5)	100,45
2	Апатит из щелочных пород	0,64 (4)	0,46 (5)	0,26 (6)	1,16 (5)	0,46 (5)	52,80 (5)	1,06 (2)	0,29 (4)	41,84 (5)	0,56 (5)	1,32 (5)	0,08 (5)	100,93
3	Апатит из флогопитоносных метасоматических зон	0,10 (8)	0,02 (8)	0,07 (8)	0,28 (6)	0,17 (8)	55,18 (6)	0,21 (6)	0,16 (6)	40,34 (6)	0,57 (8)	1,68 (2)	0,10 (2)	98,68
4	Апатит из апатито-форстерито-магнетитовых пород	0,04 (7)	0,20 (10)	0,18 (10)	0,40 (10)	0,48 (8)	55,25 (10)	0,29 (9)	0,17 (8)	41,48 (10)	0,52 (10)	1,42 (3)	0,64 (4)	101,07
5	Апатит из карбонатитов	0,16 (4)	0,07 (8)	0,18 (8)	0,69 (8)	0,48 (6)	54,92 (8)	0,23 (6)	0,32 (8)	41,45 (8)	0,49 (7)	1,54 (6)	0,06 (5)	100,59

Примечание. В скобках указано число анализированных образцов.

Таблица 2

Кристаллохимические формулы апатитов

№ анализов	Кристаллохимические группы		
	A	*B*	*X*
1	$(Ca_{4,93}Mg_{0,06}Sr_{0,03}TR_{0,02}Na_{0,03})_{5,07}$	$(P_{2,97}Si_{0,03}Al_{0,01}Fe_{0,01})_{3,02}$	$O_{12}(F_{0,41}OH_{0,34}Cl_{0,01}O_{0,21})_{0,97}$
2	$(Ca_{4,71}Mg_{0,05}Sr_{0,05}TR_{0,04}Na_{0,05})_{4,90}$	$(P_{2,94}Si_{0,05}Al_{0,01}Fe_{0,01})_{3,01}$	$O_{12}(F_{0,34}OH_{0,31}Cl_{0,01}O_{0,04})_{0,70}$
3	$(Ca_{4,97}Mg_{0,02}Sr_{0,01}TR_{0,01}Na_{0,02})_{5,03}$	$(P_{2,99}Si_{0,01}Fe_{0,01})_{3,01}$	$O_{12}(F_{0,47}OH_{0,38}Cl_{0,01}O_{0,07})_{0,93}$
4	$(Ca_{5,06}Mg_{0,05}Sr_{0,01}TR_{0,01}Na_{0,02})_{5,15}$	$(P_{2,98}Al_{0,01}Fe_{0,01})_{3,00}$	$O_{12}(F_{0,37}OH_{0,28}Cl_{0,01}O_{0,30})_{0,96}$
5	$(Ca_{5,06}Mg_{0,06}Sr_{0,01}TR_{0,02}Na_{0,05})_{5,20}$	$(P_{2,98}Al_{0,01}Fe_{0,01})_{3,00}$	$O_{12}(F_{0,42}OH_{0,27}Cl_{0,01}O_{0,31})_{1,01}$

Примечание. Нумерация соответствует номерам анализов табл. 1.

тов из меланократовых пород — оливинитов и пироксенитов, меньшие значения устанавливаются у апатитов из последующих возрастных серий пород — мельтейгитов, ийолитов и щелочных пегматитов. Аналогичное закономерное изменение в общем наблюдается у апатитов из постмагматических образований — высокие показатели преломления характерны для апатитов из апатито-форстерито-магнетитовых руд, наиболее ранних в серии рудоносных апатитсодержащих пород; меньшие значения (No = 1,634—1,639) отмечаются для апатитов из доломитовых и анкеритовых карбонатитов. Такое последовательное изменение оптических свойств апатита связано с соответствующим возрастанием фтористости анионной группы минерала.

Удельный вес апатитов находится в пределах 3,10—3,20, причем высокие значения отмечаются у апатитов (обычно из щелочных пегматитов), содержащих в своем составе повышенные количества Sr и TR.

Рентгенометрические исследования апатитов из различных пород, произведенные Е. П. Соколовой (Кухаренко и др., 1965) и Т. А. Лукьяновой (ВСЕГЕИ), показали, что параметры элементарной ячейки минерала варьируют в незначительных пределах и зависят от его состава. В возрастной серии магматических пород и постмагматических образований наиболее высокие значения параметров элементарной ячейки апатита — a_0 и c_0 — устанавливаются для ранних типов и последовательно снижаются в поздних производных. Это связано с эволюцией состава апатитов, выражающейся в снижении общего количества изоморфных примесей, что приводит в итоге к уменьшению расстояния катион—кислород в полиэдрах Ca_I и Ca_{II}, а также в PO_4-тетраэдрах.

Интересные закономерности выявляются при изучении особенностей химизма апатита. В табл. 1 приведен усредненный химический состав апатитов из различных типов пород Карело-Кольской щелочно-ультраосновной провинции.* Пересчет химических анализов апатита на кристаллохимическую формулу, исходя из стандартной ячейки PO_4-тетраэдра, в которой сумма катионных единиц равна 3, выявляет общий дефицит галоидов (табл. 2). Как известно, в природе наиболее распространены апатиты, являющиеся промежуточными членами изоморфного ядра $Ca_5(PO_4)_3F$—$Ca_5(PO_4)_3OH$. Описываемые апатиты занимают особое положение и по соотношению дополнительных анионов относятся к окси-фтор-гидроксил-апатитам. Последние в известной мере отражают специфику пород щелочно-ультраосновного комплекса, пересыщенность их основаниями и недосыщенность кремнеземом, что обусловило появление в составе апатитов в группе допол-

* По данным А. А. Кухаренко и др. (1965) и автора.

нительных анионов кислород-аниона, обладающего наименьшими кислотными свойствами в ряду O—OH—CO_2—F—Cl.

Состав апатита в процессах формирования различных серий пород закономерно эволюционирует. Вариационная диаграмма основных и некоторых второстепенных компонентов апатитов из разных типов пород (рис. 1, *б*), а также график изменения Ca и P с учетом отношения F : OH апатита (рис. 1, *а*) обнаруживают две самостоятельные ветви эволюции состава апатита с определенными соотношениями компонентов и направленностью их изменения: 1) эволюционная ветвь, характеризующая апатиты в серии гипербазиты — щелочные породы, и 2) закономерный ряд, отвечающий апатитам постмагматической серии пород.

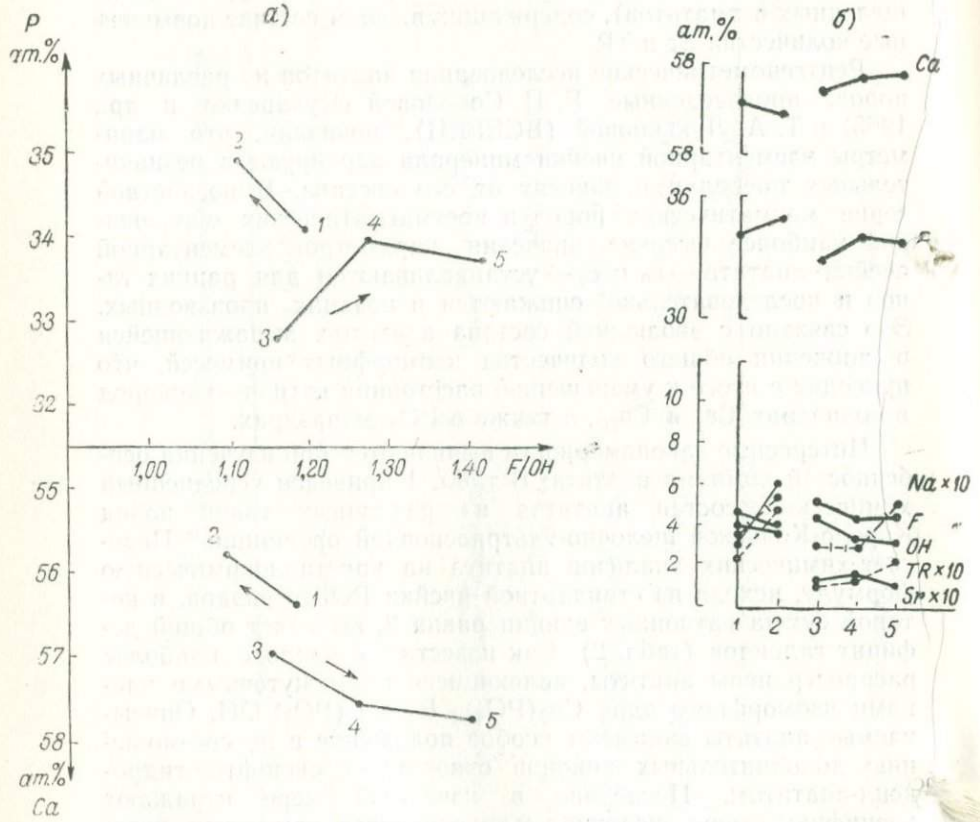


Рис. 1. *а* — график изменения содержания Ca и P в апатитах из различных типов пород в зависимости от отношения F/OH минерала). *б* — вариационная диаграмма химических компонентов апатитов из различных типов пород: *1* — пироксениты; *2* — щелочные породы; *3* — флогопитоносные метасоматиты; *4* — апатито-форстерито-магнетитовые руды; *5* — карбонатиты

Важными отличительными чертами такой эволюции состава апатитов являются: 1) обеднение кальцием и соответствующее возрастание TR, Sr и Na (K) в магматической серии и, напротив, последовательное обогащение кальцием и убывание отмеченных элементов в постмагматической серии; 2) полярность в изменении соотношения F : OH. В постмагматических породах при переходе от ранних метасоматических продуктов к карбонатитам апатиты заметно обогащаются фтором, в то время как в магматической серии пород апатиты обедняются им. Отмеченные особенности эволюции состава апатитов отражают глубокие различия условий образования пород этих серий и противоречат представлениям некоторых исследователей о едином происхождении апатитового оруденения.

К аналогичному выводу приводит и анализ эволюции состава лантанидов в апатитах. Усредненные составы редких земель апатитов из различных пород (результаты анализов см. Кухаренко и др., 1965), нанесенные на семикомпонентную диаграмму В. Н. Лодочникова, показывают существование двух комплементарных рядов, отличающихся друг от друга соотношениями La : Ce; Pr : Nd; Gd : Sm. Более наглядно специфика эволюции лантонидов в составе апатитов выявляется на вариационной диаграмме с использованием F : OH отношения (рис. 2). Как видно из диаграммы, четко отграниченные составы редких земель апатитов из пород обеих серий — магматической и постмагматической — занимают различный уровень, причем для большинства элементов редких земель выявляется полярный характер поведения в процессе дифференциации, что связано с различиями их химических свойств, щелочности среды минералообразования и ее эволюцией.

Та же диаграмма показывает, что в условиях магматической и постмагматической кристаллизации фракционирование и полярность поведения обнаруживают элементы крайних подгрупп группы лантаноидов — La, Ce, Nd, Dy, в то время как элементы промежуточной подгруппы — Sm, Eu, Gd — проявляют независимо от щелочности среды минералообразования сходную тенденцию изменения. Таким образом, указанные выше крайние элементы группы лантаноидов наиболее чувствительны к изменению режима щелочности среды и могут явиться в качестве индикаторов последней. Они могут быть использованы и при решении некоторых вопросов генезиса пород и руд.

Интересными представляются и некоторые типоморфные особенности апатитов из карбонатитов Восточно-Саянской провинции. Здесь выделяются несколько типов карбонатитов, соответствующих определенным стадиям развития процесса (Пожарицкая, 1966). В возрастной последовательности и по минералогическому составу выделяются кальцитовые, доломито-кальцитовые и анкеритовые карбонатиты. Апатит в них

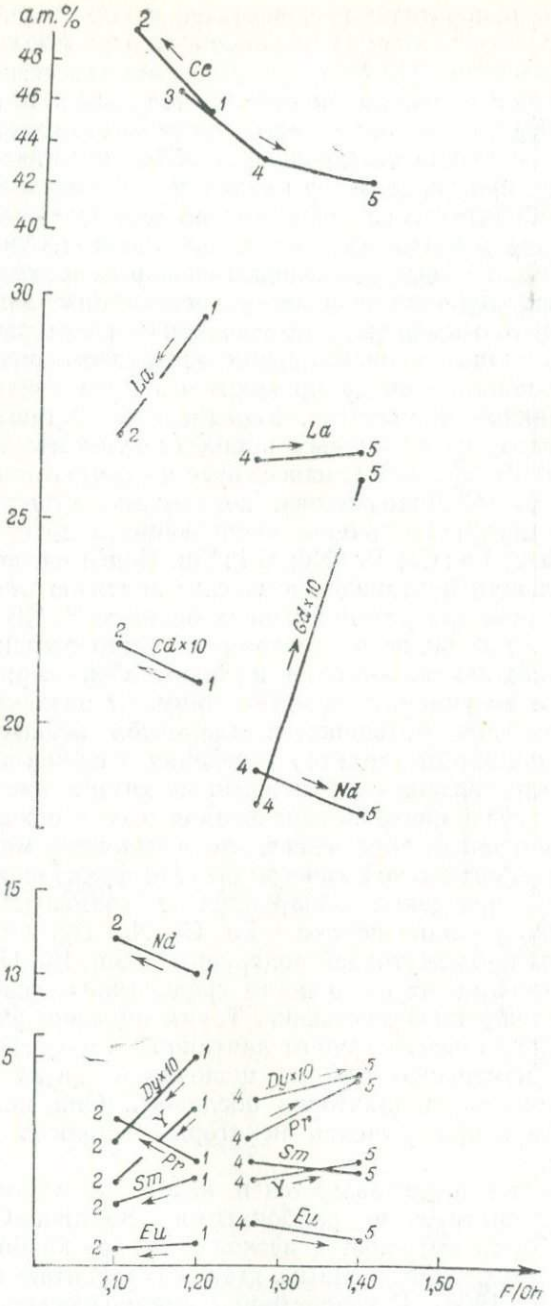


Рис. 2. Вариационная диаграмма редкоземельных элемечтов из апатитов различных пород с учетом отношения F/OH минерала. Номера 1, 2, 3, 4, 5 соответствуют названиям пород рис. 1

является постоянным и одним из распространенных минералов. О химическом составе апатитов из различных типов карбонатитов можно судить по данным табл. 3. Как видно из таблицы, состав апатита в процессе образования карбонатитов обнаруживает сложную эволюцию. В целом устанавливается возрастание содержания Ca, P, F и CO_2 и уменьшение количеств Fe и TR в составе апатитов поздних генераций.

Таблица 3

Среднее содержание характерных компонентов и их атомные соотношения в апатитах из карбонатитов (Восточный Саян, Центральный массив)

Тип карбонатита	Состав							Сумма
	CaO	Fe_2O_3	TR_2O_3	P_2O_5	CO_2	F	H_2O^+	
Кальцитовый, среднее из 5 анализов . . .	53,55	0,71	0,71	40,18	0,24	2,85	0,94	99,18
Атомные количества . .	956	8,8	4,30	566	5,4	150	104	—
Атомные %	53,2	0,45	0,23	31,53	0,30	8,40	5,80	100
Доломито-кальцитовый, среднее из 5 анализов	54,57	0,27	0,36	40,30	1,01	2,70	1,25	100,46
Атомные количества .	974	3,4	2,16	568	23	144	139	—
Атомные %	52,5	0,19	0,11	30,65	1,21	7,79	7,50	100
Анкеритовый	53,17	0,24	0,07	38,64	2,88	3,10	—	98,10
Атомные количества . .	949	2,8	0,4	550	65,4	1630	—	—
Атомные %	54,8	0,15	0,02	31,8	3,77	9,41	—	100

Экспериментальные исследования последних лет (Делицын, Мелентьев, 1966) позволяют считать, что группа CO_3^{2-} может находиться в решетке апатита в разных позициях — в группе дополнительных анионов (F, OH, Cl, O) и в позиции тетраэдрического радикала PO_4 (Поваренных, 1966).

Прогрессивное накопление CO_2 в составе апатитов по мере развития карбонатитового процесса, а также имеющиеся данные по содержанию этого компонента в апатитах из пород Карело-Кольской провинции позволяют полагать, что вхождение CO_2 в состав апатита регулируется в основном термодинамическими факторами системы.

Закономерное изменение обнаруживает и состав редких земель в апатитах из карбонатитов Восточного Саяна. В процессе карбонатитообразования состав редкоземельных элементов в апатитах эволюционирует в сторону уменьшения содержания элементов высокой основности и соответственного возрастания доли тяжелых элементов этой группы.

Сопоставляя особенности типохимизма апатитов из карбонатитов Карело-Кольской и Восточно-Саянской провинции, можно обнаружить однотипность не только основных характеристик, но и закономерностей распределения элементов-примесей. Это указывает на определенный петрогенетический уровень развития процесса с присущими ему минералого-геохимическим и металлогенетическим своеобразием.

Таблица 4

Среднее содержание P_2O_5 в породе и соотношение компонентов в составе апатита

Провинция, порода	Среднее содержание P_2O_5 в породе	Соотношение характерных компонентов в составе апатита				
		Ca/P	F/OH	CO_2/OH	CO_2/F	Ca:P/F:OH
Карело-Кольская						
Пироксениты	0,25	1,657	1,18	1,15	≪0,10	≪0,10	1,406
Щелочные породы	1,00	1,601	1,11				1,44
Постмагматические образования:							
Флогопитоносные метасоматиты	2,5—3	1,770	1,16				1,52	
Апатито-магнетито-форстеритовые породы	6—12	1,700	1,71	1,27	1,27	0,20	0,16	1,34	1,36
Карбонатиты	3,5—4,5	1,701		1,41				1,21	
Восточно-Саянская провинция, карбонатиты (среднее)	4	1,701		1,25		0,20	0,17	1,36

Отмеченные выше типоморфные особенности апатита в щелочно-ультраосновных производных, а также некоторые характеристики, приведенные в табл. 4, достаточно однозначно указывают на различия физико-химических условий образования апатита пород магматической и постмагматической серий, характеризуют особенности среды минералообразования, а также в определенной мере позволяют оценить степень магматической дифференциации, интенсивность проявления постмагматических процессов, а следовательно, и потенциальную рудоносность соответствующих дифференциатов. Так, широкий диапазон вариации состава, особенно анионной группы, повышение содержания CO_2 и F и соответственно та-

кие же соотношения CO_2/OH; F/OH в апатитах конечных производных характеризуют высокие уровни дифференциации, накопления летучих компонентов и развития метасоматических процессов. Именно с этими условиями и связано образование максимальных концентраций железо-титанового, флогопитового, апатитового и редкометального оруденения в массивах щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов.

Э. А. Багдасаров, Т. А. Лукьянова

О НЕФЕЛИНЕ, КАЛИШПАТЕ И КАЛЬСИЛИТЕ ИЗ ПОРОД ДИТРОИТОВОЙ СЕРИИ МАССИВА СЫННЫР

Сыннырский массив является замечательным примером широкого распространения уникальных ультракалиевых щелочных пород, привлекая внимание исследователей также особенностями внутреннего строения и характерной петрохимической специализацией.

Массив расположен на юге Северо-Байкальского нагорья в пределах междуречья Левой Мамы и Большой Чуи. Первое детальное исследование его было проведено А. Я. Жидковым в 1957—1965 гг. В последующем изучение геологии и петрологии массива проводили Г. В. Андреев (1964, 1965), В. В. Архангельская (1964), С. И. Зак (1967, 1968) и многие другие.

Массив представляет собой концентрически зональную интрузию субплатформенного типа. По мнению большинства исследователей, он сформировался в две интрузивные фазы: нефелиновых сиенитов, занимающих 80% площади массива, и щелочных сиенитов (пуласкитов, гедрумитов), составляющие центральное поле массива.

Среди пород первой интрузивной фазы в порядке последовательности их образования выделяются: приконтактовые меланократовые гибридные сиениты, псевдо-эпилейцитовые нефелиновые сиениты, нефелиновые сиениты различных текстурно-структурных типов и сыннырИты. Все перечисленные типы пород характеризуются постепенными и последовательными переходами, общностью состава и текстурно-структурных особенностей и могут быть отнесены к единой серии дитроитов. Наибольшие различия между собою обнаруживают крайние члены серий, занимающие различные гипсометрические уровни и зоны массива (рис. 1).

Породы сложены в основном калишпатом, в подчиненных количествах присутствуют нефелин, кальсилит, пироксен и биотит. Соотношение перечисленных минералов закономерно изменяется — количество цветных минералов убывает в породах от краевых и нижних горизонтов серии к дифференциатам,

располагающимся в верхних частях разреза. В этом же направлении устанавливается постепенная смена нефелиновой составляющей кальсилитовой. Такое закономерное изменение соотношений минералов в указанном ряду пород согласуется с эволюцией химического состава последних, что особенно четко прослеживается по коэффициентам концентрации основных породообразующих элементов — Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K и P. Коэффициенты концентрации Si, Al, K возрастают от пород ранних фаз к поздним. Напротив, степень накопления Ca, Mg, Fe, Na и P убывает в той же последовательности.

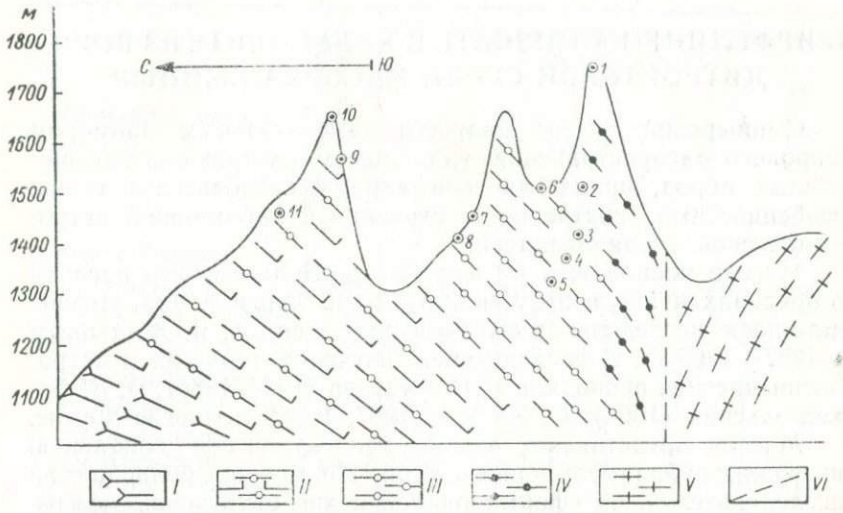


Рис. 1. Схематический геологический разрез верховьев рек Ушмун и Куйкипури. Горизонтальный масштаб 1 : 100 000:

I — эпи- и псевдолейцитовые сиениты; *II* — неравномернозернистые нефелиновые сиениты; *III* — нефелиновые сиениты средне- и мелкозернистые; *IV* — сынныриты; *V* — пуласкиты; *VI* — разлом. Точки взятия образцов: *1* — обр. 8122; *2* — обр. 8131; *3* — обр. 8138; *4* — обр. 8136; *5* — обр. 8135; *6* — обр. 8125; *7* — обр. 8160; *8* — обр. 8161; 9 — обр. 8215; 10 — обр. 8218, 11 — обр. 8263. Точки взятия образцов 8270, 8308, 8313, 8315 расположены севернее обн. 8263 вне линии разреза на гипсометрических уровнях 1640, 1522, 1480, 1450 соответственно.

Интересным представляется характер изменения состава и свойств породообразующих минералов в указанной дифференцированной серии пород. С этой целью проведено изучение плотности, показателей преломления, рентгенометрических характеристик и состава нефелина, калишпата и кальсилита.

Нефелин является характерным минералом пород рассматриваемой серии и встречается во всех их типах. Он обычно наблюдается в нескольких формах выделений. В участках пород, лишенных признаков перекристаллизации и вторичных изменений, нефелин образует ксеноморфные выделения (до 0,5 *см* в поперечнике) в промежутках между зернами

калишпата. В участках с крупнозернистым и пегматоидным сложением, помимо неправильных форм выделений нефелина, устанавливаются и хорошо образованные кристаллы его размерами до 1 *см*^{3}. В последних обычно наблюдаются мельчайшие включения калишпата и биотита. Как показывают наблюдения над структурными взаимоотношениями этих минералов, нефелин кристаллизуется несколько позднее. Он активно проникает во внутренние зоны калишпата и местами в виде микропрожилков рассекает его кристаллы. Нередко включения нефелина образуют в калишпате цепочки и разветвленную сеть и присутствуют в таком количестве, что калишпат теряет черты минерала-хозяина, и только совпадение оптической ориентировки разрозненных участков его указывает на первоначальные размеры и форму кристаллов. В этих же породах наблюдаются субграфическая и дактилоскопическая структуры срастаний нефелина и калишпата с постепенными переходами между собою и пойкилитовой. Часто можно видеть как от пойкиловключений нефелина в калишпате отходят червеобразные и клиновидные отростки, переходящие затем в более тонкие и своеобразные выделения с возникновением дактилоскопической структуры. Такие структурные взаимоотношения нефелина и калишпата пользуются развитием в породах верхних разрезов дифференцированной серии.

Макроскопически нефелин из различных типов пород характеризуется серой окраской с тем или иным оттенком (голубоватый и зеленоватый оттенки свойственны нефелину из пород верхних разрезов). В таблице приведены результаты исследования плотности, частных химических определений щелочей, рентгеновского анализа нефелинов из различных пород дифференцированной серии. Четко вырисовывается прямолинейная зависимость между плотностью нефелина и содержанием в нем K_2O* (таблица, рис. 2). Такая зависимость, на первый взгляд, может показаться ложной из-за механических примесей в нефелине других минералов — биотита, кальсилита и калишпата. Однако отмеченная закономерность хорошо согласуется с результатами рентгенометрического исследования этих же образцов нефелина, проведенного в рентгеновской лаборатории ВСЕГЕИ Т. А. Лукьяновой. Соотношения щелочей в составе нефелина (табл. 1), определенные по методу Смита и Сахамы (Smith a. Sahama; 1954), соизмеримы с величинами плотности нефелина.

Такая же зависимость намечается между показателями преломления нефелина и содержанием в его составе минала $K[ALSiO_4]$, хотя диапазон изменения преломления минерала

---

* Плотность минерала определялась на термоградиентном приборе ТГП-1, разработанном во ВСЕГЕИ. Точность метода гарантирует значимые различия в третьем знаке.

Физические свойства и состав нефелина и калишпата

№ обр.	Нефелин								Ортоклаз				
	плотность	No	Ne	K/K+Na+Ca** в ат %	K_2O	Na_2O***	фазовое содержание, в %		плотность		степень трикл. (Δ)	Na_2O****	Содержание биотита, в %
							кальсилит	биотит	чист.	с включ.			
8122*	2,598	1,542	1,537		19,56	5,18	80	10	2,590	2,604	0,0—0,2	0,45	8
8125	2,619	1,544	1,539	27—30	11,28	11,16	10	10	2,581	2,601	То же	0,49	8
8131	2,633	1,544	1,539		Н. о.	Н. о.	10	10	2,580	2,601	"	0,73	8
8138	2,628	1,544	1,539		11,20	11,40	8	10	2,583	2,620	"	Н. о.	8
8127	2,618	1,544	1,539	25—27	11,04	10,72	7	8	2,579	2,592	"	Н. о.	5
8136	2,634	1,544	1,539		10,40	12,20	5	7	2,571	2,579	"	0,95	5
8135	2,607	1,544	1,539		10,97	11.10	5	7	2,571	2,574	"	Н. о.	3
8160	2,599	1,542	1,537	20	Н. о.	Н. о.	—	7	2,557	2,581	"	1,49	5
8161	2,576	1,539	1,536		6,84	13,20	—	7	2,555	2,569	"	1,65	3
8171	2,601	Н. о.	Н. о.		Н. о.	Н. о.	—	5	2,571	2,568	"	Н. о.	2
8215	2,605	1,541	1,536	27	8,36	12,66	—	7	2,565	2,569	0,0—0,2; 0,4	Н. о.	1
8218	2,580	1,541	1,536		8,00	9,80	—	7	2,565	2,567	0,0—0,2; 0,4	0,62	—
8363	2,569	1,540	1,536	20—25	7,56	9,32	—	3	2,559	2,559	0,94	Н. о.	—
8270	2,564	1,541	1,536		7,05	9,70	—	5	2,560	2,561	0,3—0,4; 0,0—0,2	Н. о.	—
8308	2,611	1,542	1,537		10,54	9,38	—	5	2,560	2,558	0,86; 0,0—0,3	Н. о.	—
8313	2,610	1,542	1,537	~25	10,28	10,44	5	5	2,564	2,579	0,4—0,5; 0,0—0,2	Н. о.	—
8315	2,603	1,543	1,538		9,96	10,96	5	5	2,558	2,559	0,3—0,5; 0,0—0,2	1,54	—

Примечание. * — кальсилит; ** — рентгенометрическое определение; *** — частное химическое определение; **** — количественно-спектральное определение.

невелик. Нефелины с наибольшим процентом содержания $K[AlSiO_4]$ характеризуются наивысокими показателями преломления.

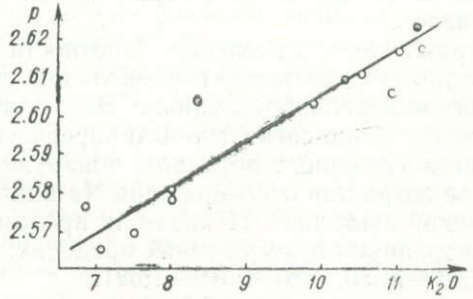


Рис. 2. Зависимость между плотностью нефелина и содержанием в нем K_2O

Данные таблицы определенно свидетельствуют об эволюции состава нефелина, согласующейся с последовательностью изменения натровости (Na/Na+K) пород в дифференцированной серии. В верхних частях разреза в силу высокого потенциала калия нефелин содержит предельное количество минала $K[ALSiO_4]$ (~30%). Этим же объясняется сужение поля кристаллизации нефелина и образование самостоятельной фазы кальсилита. Содержание последнего в этих условиях достигает до 45% по объему.

Таким образом, несмотря на высокий потенциал K в системе, существует предел изоморфной смесимости кальсилитового компонента в нефелине.

Калишпат является основным породообразующим минералом рассматриваемой серии. Количество его варьирует в пределах 45—70%, достигая максимума в породах верхнего горизонта. Он образует крупные лейсты (до 2 *см* по удлинению), мелкозернистые агрегаты в промежутках более крупных кристаллов нефелина, ортоклаза и тонкие срастания с кальсилитом и нефелином, отмеченные выше. Крупные кристаллы калишпата обычно сдвойникованы по карлсбадскому закону. Реже встречаются полисинтетические и решетчатые двойники, наблюдаемые в отдельных зернах под микроскопом. Окраска минерала в основном дымчато-серая с вариациями оттенков даже в пределах одного образца. Наиболее прозрачные со стеклянным блеском калишпаты устанавливаются в участках развития кальсилита. Непрозрачные мутные калишпаты характерны для пород приконтактных зон.

В калишпате (особенно в крупных его кристаллах) устанавливаются включения различных минералов — нефелина,

кальсилита, магнетита и биотита. Содержание последнего закономерно возрастает по направлению к центральной зоне массива и верхним частям разреза. В этом же направлении возрастает и плотность минерала (см. таблицу), что согласуется с последовательностью изменения плотности нефелина из тех же образцов.

Такое сопряженное изменение плотности и других свойств минералов свидетельствует об эволюции физико-химических условий минералообразования. Это подтверждается и данными количественно-спектрального определения Na в составе калишпатов указанных образцов, обнаружившего в целом постепенное возрастание содержания Na в последовательности, приведенной в таблице. Показатели преломления минерала, однако, варьируют в очень узких пределах: $Ng = 1{,}526$—$1{,}528$, $Nm = 1{,}524$—$1{,}526$, $Np = 1{,}519$—$1{,}521$.

Дифрактометрическое исследование калишпата, проведенное в рентгеновской лаборатории ВСЕГЕИ Т. А. Лукьяновой, позволило установить симметрию и степень триклинности минерала. Большинство исследованных образцов калишпата (см. таблицу) относится к моноклинной сингонии ($\Delta = 0{,}0$—$0{,}2$), что позволяет считать их ортоклазом. Следует отметить, что величина степени триклинности калишпата возрастает в породах приконтактовых зон, достигая «микроклиновой триклинности» в образцах 8263 и 8308. В отдельных образцах наблюдается двухфазное присутствие, что подтверждается макроскопически различной степенью прозрачности отдельных зерен калишпата. Такое несоответствие степени упорядоченности калишпата в приконтактовых зонах (быстрое охлаждение должно препятствовать упорядочению) требует дальнейшего изучения.

Кальсилит. Как указывалось, наибольшие концентрации этого минерала приурочены к породам, занимающим высокие гипсометрические уровни. Кальсилит главным образом встречается в виде тонких срастаний с калишпатом и включений в нефелине. Как видно из данных таблицы, количество включений кальсилита в нефелине закономерно снижается и сходит на-нет в образцах пород, принадлежащих к нижним горизонтам разреза. Индивидуализированные выделения кальсилита устанавливаются в самых верхних частях дифференцированной серии. Там же найдены кристаллы его призматического облика и двойниковые сростки размерами 2—3 *мм* по удлинению. Цвет кальсилита серый с зеленоватым оттенком. Под микроскопом он свежий, но содержит тонкие включения биотита. Оптически отрицательный. $No = 1{,}542$; $Ne = 1{,}537$. Плотность его равна 2,598. О составе кальсилита можно судить по данным частного химического определения щелочей образца 8122 (см. таблицу), содержащего 20% механической примеси нефелина, и дактилоскопического срастания

кальсилита и калишпата того же образца, обнаружившего 0,35% весовых Na_2O и 21,60 K_2O. Это дает основание считать, что в составе кальсилита содержится не более 5% молекулярных нефелинового минала.

Большинство исследователей связывает образование этого минерала с процессом распада лейцита, выделившегося из магматического расплава. Такое представление обосновывается главным образом нахождением псевдолейцитовых вкрапленников, имеющих кристаллографические ограничения тетрагонтриоктаэдра, и равными молекулярными соотношениями кальсилита и калишпата в овоидах и других образованиях, где эти минералы наблюдаются в тонких структурных срастаниях.

Изучение различных структурных взаимоотношений кальсилита с калишпатом в овоидах и других участках пород дифференцированной серии показывает отсутствие фиксированных соотношений минералов в срастаниях и определенных структурных взаимоотношений. Между дактилотипными, субграфическими и пойкилитовыми структурными срастаниями кальсилита и калишпата существует тесная связь и часто устанавливаются переходы, осуществляющиеся в определенной последовательности, аналогично отмеченной выше при описании структурных взаимоотношений нефелина и калишпата.

Так, по мере перехода от центральных частей кристалла калишпата к периферии, пойкилитовые вростки кальсилита становятся все более мельче и разнообразнее по форме, напоминая мирмекитовые и графические образования. В свою очередь, структурный рисунок последних постепенно изменяется в дактилоскопический. При более тонких срастаниях возникают криптокристаллические структуры, обнаруживаемые при сильных увеличениях микроскопа. В этих участках породы наблюдаются перистые, веерообразные, округлые с зазубренными очертаниями агрегаты, часто с облачным погасанием. Среди этих агрегатов нередко обнаруживаются свободные от включения ортоклазовые участки с изъеденными контурами, имеющие единую оптическую ориентировку с калишпатом в срастаниях. Эти данные свидетельствуют о принадлежности кальсилита различных структурных зон к одному генетическому и возрастному типу, а также о более позднем его образовании. На это достаточно определенно указывают и случаи развития кальсилита по двойниковым швам и ослабленным зонам в виде микропрожилков, расчленяющих монокристалл калишпата на отдельные участки. Позднее возникновение кальсилита подтверждается и геологическими наблюдениями. Часто отчетливо можно видеть участки интенсивного развития кальсилита в виде шлироподобных и разветвленной сети прожилков, неправильных зон, отдельных линз, пятен, обособлений, выделяющихся более светлой окраской на сером фоне

исходной породы. Образование кальсилита, замещающего калишпат и другие минералы, можно рассматривать как проявление метасоматического процесса, связанного с воздействием раствором повышенной щелочности.

Приведнный выше материал позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Сосуществующие в дитроитовой серии пород нефелин и ортоклаз обнаруживают сходную эволюцию состава, согласующуюся с последовательностью изменения состава (главным образом щелочности) пород.

2. Главными факторами, определяющими изменение состава нефелина и ортоклаза, являются эволюция щелочности системы и понижение температуры. Более калиевые составы этих минералов свойственны продуктам поздних дифференциатов, занимающих более высокие гипсометрические уровни.

3. Устанавливается определенная зависимость между физическими свойствами нефелина и ортоклаза и соотношением в них щелочей, что в совокупности с отмеченными выше может явиться критерием для суждения о физико-химических условиях минералообразования, уровнях петрогенического процесса и для выявления корреляционных связей между отдельными типами пород.

4. Основная масса кальсилита сосредоточена в породах верхнего разреза дифференцированной серии, где его образованию способствовал высокий потенциал калия в системе. Этим же объясняется слабое распространение нефелина в этих породах (до 5%) и наивысокий процент кальсилитовой молекулы в нем. Геологические наблюдения и данные структурных взаимоотношений кальсилита с другими минералами свидетельствуют о более позднем его образовании, связанном с процессами метасоматоза. Исключение, по-видимому, составляет кальсилит в нижних горизонтах и приконтактовых частях указанной серии пород, где он находится в срастаниях с ортоклазом во вкрапленниках с кристаллографическими ограничениями.

Э. А. Ланда

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ХИМИЗМА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

При формировании флогопитовых месторождений в массивах Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород (Гулинском, Одихинча, Маган, Бор-Урях) последова-

тельно проявились в том или ином сочетании метасоматические стадии нефелинизации (ранняя), гранатизации или флогопитизации (промежуточная), карбонатизации (поздняя) (Ланда, 1968).

Ведущие процессы ранней стадии: нефелинизация, флогопитизация, пироксенизация. Нефелинизацией в наибольшей степени были затронуты пироксениты и якупирангит-мельтейгиты, а также оливиниты. В результате нефелинизации возникли имеющие в основном площадное развитие метасоматические нефелиновые и нефелин-пироксеновые породы. Флогопитизация и пироксенизация широко проявились в оливинитах, пироксенитах, якупирангит-мельтейгитах, что привело к образованию флогопитовых, пироксеновых, флогопит-пироксеновых и флогопит-оливиновых пород, имеющих площадное, гнездово-площадное развитие или слагающих жилообразные тела. Генетическая связь процессов устанавливается в локальных метасоматических колонках с небольшой мощностью (сантиметры) отдельных зон:

Ийолит-мельтейгит (может отсутствовать)	Нефелин-пироксеновая порода, нефелиновая порода Нефелин-пироксеновая порода, нефелиновая порода	Флогопит-пироксеновая порода, флогопитовая порода, пироксеновая порода Флогопит-оливиновая порода	Пироксенит, якупирангит-мельтейгит, оливинит Оливинит

Для таких колонок рассчитаны баланс привноса—выноса вещества в ходе их формирования, а также активные составы растворов, т. е. составы растворов в отношении участвующих в метасоматических реакциях компонентов в начальный момент формирования каждой зоны (рис. 1, табл. 1—3).*

Главными составляющими исходных активных составов метасоматизирующих растворов являются щелочи и алюминий. Эта группа компонентов обнаруживает тесную взаимосвязь и однозначный характер своих количественных изменений по зонам во всех типах колонок. Содержание алюминия и суммарное содержание щелочей возрастает от тыловой зоны к передовой (см. рис. 1). Но если в передовой зоне фиксируется значительный привнос калия, а количество натрия по сравнению с исходным меняется незначительно (увеличивается или уменьшается), то в тыловой зоне резко увеличивается содержание натрия, а количество калия не менее резко уменьшается. Отсюда следует, что алюминий поступал в зоны метасоматических изменений в виде алюминатов щелочей.

---

* Методика расчета дана в работе автора (Ланда, 1969).

Таблица 1

Расчет привноса—выноса вещества при формировании апоякупирангитовой метасоматической колонки (стадия нефелинизации). Активные составы растворов, показатели активности и изменения содержания компонентов

Компоненты	Зона 0 Якупирангит *		Зона 1 (обр. Л-3) Флогопит-пироксеновая порода			Зона 2 (обр. Л-1) Нефелин-пироксеновая порода				Активные составы растворов, в г/100 см³			Показатели подвижности компонентов		Показатели изменения содержания компонентов	
	вес. %	г/100 см³	вес. %	г/100 см³	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 0	вес. %	г/100 см³	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 1	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 0	после образования зоны 1	после образования зоны 2	исходный	зона 1	зона 2	зона 1	зона 2
SiO_2	48,2	155,2	39,88	124,1	−31,1	40,52	115,5	−8,6	−39,7	70,8	39,7	—	−0,2	−0,25	−0,2	−0,25
Al_2O_3	4,6	14,8	11,62	36,1	+21,3	19,1	54,4	+18,3	+39,6	—	21,3	60,9	0	0,3	1,43	2,67
MgO	16,3	52,4	17,43	54,2	+1,8	5,15	14,7	−39,5	−38,5	36,7	38,5	—	0,96	−0,73	0,03	−0,73
CaO	18,7	60,2	8,02	24.9	−35,3	11,36	32,3	+7,4	−27,9	63,2	27,9	—	−0,58	−0,46	−0,58	−0,46
Na_2O	1,7	5,5	1,10	3,4	−2,1	8,44	24,1	+20,7	+18,6	2,1	—	18,6	−0,33	0	−0,33	3,38
K_2O	1,75	5,6	6,00	18,6	+13,0	3,26	9,3	−1,0	+3,7	—	13	16,7	0	0,77	3,32	0,66
Na_2O+K_2O	—	11,1	—	22,0	+10,9	—	33,4	+11,4	+22,3	—	—	—	—	—	—	—
Объемный вес, г/см³	3,20		3,07				2,81									

* По пересчету минералогического состава.

Активные составы растворов зависят от типа эдукта. Растворы, вступавшие в существенно пироксеновую породу, по отношению к породе были не насыщены кальцием, но когда те же растворы поступали в оливинит, кальций становился их избыточным компонентом. Активность кремнезема при действии растворов на оливиниты была различна в разных типах колонок и зависела, очевидно, от каких-то добавочных условий (pH растворов, давления углекислоты и т. д.).

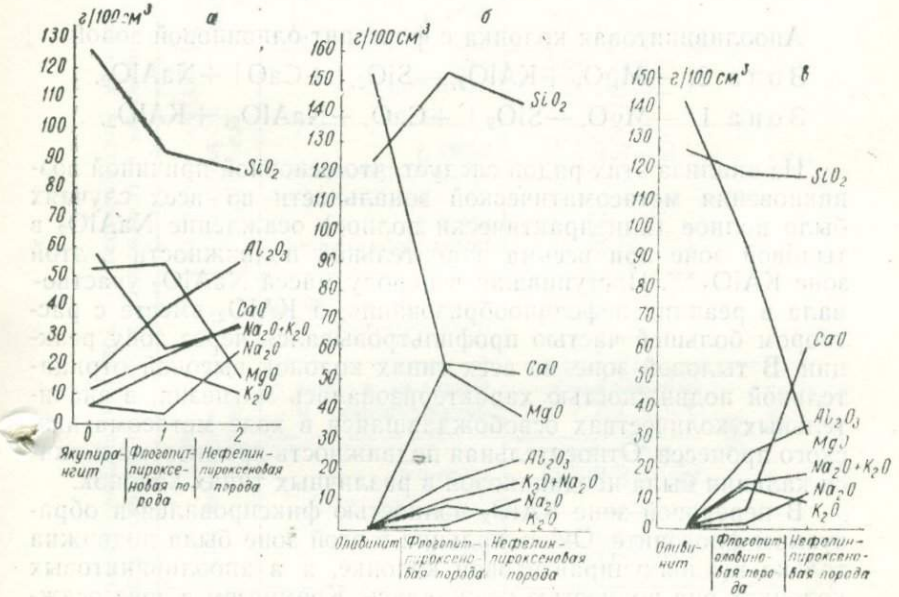


Рис. 1. Вариационная диаграмма привнос—вынос для стадии нефелинизации: *а* — для апоякупирангитовой колонки; *б* — для апооливинитовой колонки, с флогопит-пироксеновой зоной; *в* — для апооливинитовой колонки с флогопит-оливиновой зоной.

Важной характеристикой химизма метасоматического процесса являются показатели относительной подвижности компонентов (Ланда, 1969; Казицын, 1962).* По величине этих показателей (см. табл. 1) составлены ряды реальной подвижности компонентов. Компоненты в рядах расположены по степени убывания их подвижности и, соответственно, по степени возрастания их инертности** (осажденности).

* Предложенные Ю. В. Казицыным показатели подвижности в таблицах именуются «показателями изменения содержания компонентов».

** Термины «подвижность» и «инертность» здесь употребляются в их прямом значении, а не в том смысле, который им придается после работ Д. С. Коржинского.

Апоякупирангитовая колонка

Зона 2. $+KAlO_2$, $-MgO$, $-CaO$, $-SiO_2$ $|+NaAlO_2$*.

Зона 1. $-MgO$, $-CaO$, $-NaAlO_2 - SiO_2$ $| +KAlO_2$.

Апооливинитовая колонка с флогопит-пироксеновой зоной

Зона 2. SiO_2, $-MgO$, $+KAlO_2$, $+CaO$ $|+NaAlO_2$,

Зона 1. $-MgO$ $| +SiO_2+NaAlO_2$, $+KAlO_2$, $+CaO$.

Апооливинитовая колонка с флогопит-оливиновой зоной

Зона 2. $-MgO$, $+KAlO_2$, $-SiO_2$, $|+CaO|$ $+NaAlO_2$.

Зона 1. $-MgO$, $-SiO_2$ $| +CaO$, $+NaAlO_2$, $+KAlO_2$.

Из анализа этих рядов следует, что основной причиной возникновения метасоматической зональности во всех случаях было полное (или практически полное) осаждение $NaAlO_2$ в тыловой зоне при весьма значительной подвижности в этой зоне $KAlO_2$**. Поступившая в породу масса $NaAlO_2$ участвовала в реакции нефелинообразования, а $KAlO_2$ вместе с раствором большей частью профильтровывался через зону реакции. В тыловой зоне во всех типах колонок высокой отрицательной подвижностью характеризовалась магнезия, в значительных количествах освобождавшаяся в ходе метасоматического процесса. Относительная подвижность кремнезема и окиси кальция была неодинаковой в различных типах колонок.

В передовой зоне $KAlO_2$ полностью фиксировался в образуемом флогопите. Окись кальция в этой зоне была подвижна только в апоякупирангитовой колонке, а в апооливинитовых колонках она полностью осаждалась. Кремнезем в зоне осаждался при формировании флогопит-пироксеновой зоны, а в других типах колонок он обладал частичной подвижностью и выносился.

Промежуточная стадия метасоматизма проявилась, либо как стадия флогопитизации, либо как стадия гранатизации (Ланда, 1968).

Флогопитизация совершалась в нефелинизированных породах в условиях повышенного парциального давления CO_2 в растворах. Образованные в ее ходе флогопитовые метасоматиты слагают линейные тела, контролируемые зонами тектонических нарушений.

---

* Правее черты расположены практически полностью осажденные в зоне компоненты.

** Зоны с нефелином и зоны с флогопитом в одной колонке могут образовываться только в узком интервале температур. Анизотропия температурных условий внутри остывающего интрузивного массива нередко приводит к пространственному разобщению этих зон, а иногда и к несовпадению во времени процессов нефелинизации и флогопитизации.

Таблица 2

Расчет привноса—выноса вещества при формировании апооливинитовой метасоматической колонки с флогопит-пироксеновой зоной (стадия нефелизации). Активные составы растворов, показатели подвижности и изменения содержания компонентов

Компоненты	Зона 0 Оливинит*		Зона 1 (обр. Л-2) Флогопит-пироксеновая порода			Зона 2 Нефелин-пироксеновая порода*				Активные составы растворов, г/100 см³			Показатели подвижности компонентов		Показатели изменения содержания компонентов	
	вес. %	г/100 см³	вес. %	г/100 см³	привнос-вынос, в г/100 см³ к зоне 0	вес. %	г/100 см³	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 1	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 0	после образования зоны 1	после образования зоны 2	исходный	зона 1	зона 2	зона 1	зона 2
SiO_2	37,73	123,70	49,00	152,9	+29,2	48,1	142,4	—10,5	+18,7	—	29,2	37.9	0	0,77	0,23	0,15
Al_2O_3	0,15	0,47	5,00	15,6	+15,13	8,0	23,6	+8,0	+23,13	—	15,1	38,2	0	0,39	32,2	49,2
MgO	47,22	150,63	16,96	52,9	—97,73	12,9	38,2	—14,7	—112,43	210,1	112,4	—	—0,64	—0,74	—0,64	—0,74
CaO	0	0	17,72	55,3	+55,3	17,9	53,0	—2,3	+53,0	—	55,3	108,3	0	0,51	—	—
Na_2O	0,10	0,3	0,70	2,2	+1,9	3,7	10,9	+8,7	+10,6	—	1,9	12,5	0	0,15	6,3	35,3
K_2O	0,03	0,1	2,60	8,1	+8,0	1,8	5,3	—2,8	+4,2	—	8,0	13,2	0	0,6	80,0	52,0
Na_2O+K_2O	—	0,4	—	10,3	+9,9	—	16,2	+5,9	+15,8	—	—	—	—	—	—	—
Объемный вес, г/см³		3,19		3,12			2,96									

* По пересчету минералогического состава.

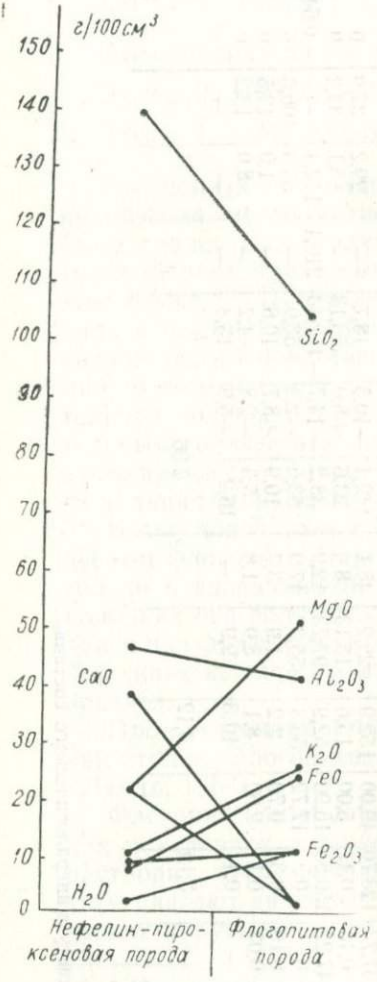


Рис. 2. Вариационная диаграмма привнос—вынос для случая флогопитизации нефелин-пироксеновой породы (стадия флогопитизации)

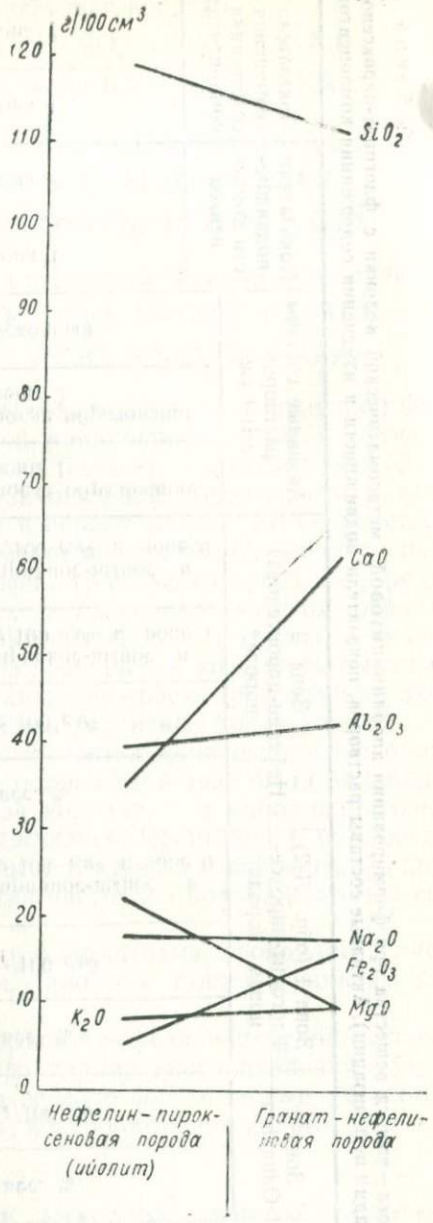


Рис. 3. Вариационная диаграмма привнос—вынос для случая гранатизации нефелин-пироксеновой породы (стадия грачатизации)

Таблица 3

Расчет привноса—выноса вещества при формировании ал.оливинитовой метасоматической колонки с флогопит-оливиновой зоной (стадия нефелинизации). Активные составы растворов, показатели подвижности и изменения содержания компонентов

Компоненты	Зона 0 Оливинит*		Зона 1 (обр. Л-781) Флогопит-оливиновая порода			Зона 2 (обр. Л-780) Нефелин-пироксеновая порода				Активные составы растворов, в г/100 см³			Показатели подвижности компонентов		Показатели изменения содержания компонентов	
	вес. %	г/100 см²	вес. %	г/100 см³	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 0	вес. %	г/100 см³	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 1	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 0	после образования зоны 1	после образования зоны 2	исходный	зона 1	зона 2	зона 1	зона 2
SiO_2	38,15	125,9	39,06	117,9	−8,0	39,90	117,3	−0,6	−8,6	16,6	—	—	−0,06	−0,06	−0,06	−0,06
Al_2O_3	0,40	1,3	7,88	23,3	+22,0	11,46	33,7	+11,7	+32,4	—	22	54,4	0	0,4	16,9	24,9
MgO	43,00	141,9	31,42	94,8	−47,1	10,52	30,9	−63,9	−111,0	148,1	—	—	−0,33	−0,78	−0,33	−0,78
CaO	1,20	3,9	1,97	5,9	+2,0	20,03	59,0	+52,1	+55,1	—	2	57,1	0	0,03	0,51	13,6
Na_2O	0,10	0,3	0,20	0,6	+0,3	3,65	10,7	+10,1	+10,4	—	0,3	10,7	0	0,02	1,9	34,6
K_2O	0,16	0,4	4,75	13,9	+13,5	3,14	9,2	−4,7	+8,8	—	13,5	22,3	0	0,6	33,75	22,0
Na_2O+K_2O	—	0,7	—	14,9	+14,2	—	19,9	+5,0	+19,2	—	—	—	—	—	—	—
Объемный вес, г/см³		3,19		3,02				2,94								

* Использован анализ оливинита месторождения Одихинча. (Цывьян и др., 1961).

Данные о балансе вещества в процессе их формирования приведены в табл. 4 и на рис. 2. В активном составе раствора преобладают магнезия и окись калия, полностью осаждающиеся в процессе. Ряд относительной подвижности компонентов:

$$-CaO, -Na_2O, -SiO_2, -Al_2O_3 \mid + Fe_2O_3, + \\ + MgO, + K_2O, + FeO, + H_2O.$$

Гранатизация протекала в условиях относительно низкого pCO_2. Это был достаточно широкий площадной процесс с очень неравномерным распределением новообразований граната. Иногда он контролировался линейными зонами тектонических нарушений (массив Одихинча). В результате гранатизации возникали гранат-пироксеновые породы (по пироксенитам и якупирангитам), гранат-нефелин-пироксеновые и гранат-нефелиновые породы (по метасоматическим и магматическим нефелин-пироксеновым породам), гранат-мелилитовые породы (по мелилитовым породам), мономинеральные гранатовые зоны и гнезда.

Баланс привноса — выноса вещества, активный состав раствора и показатели подвижности компонентов рассчитаны для случая формирования гранат-нефелин-пироксеновой породы по нефелин-пироксеновой (табл. 5, рис. 3). Из представленной диаграммы следует, что гранатизация совершалась при заметном привносе кальция и $Fe^{...}$ в породу и существенном выносе магния. Количество же остальных компонентов изменялось в меньшей степени. Показатели изменения содержания алюминия, натрия, калия очень невелики, что объясняется устойчивостью нефелина в данном процессе. Небольшая величина показателя изменения содержания кремнезема указывает на то, что при изохорическом замещении пироксена гранатом количество SiO_2 в породе практически не менялось.

Считая компоненты нефелина не участвующими в процессе, получаем следующий ряд подвижности компонентов для стадии гранитизации: $-MgO \mid SiO_2, +CaO, +Fe_2O_3$.

Процессы стадии карбонатизации носили площадный характер с практически полным изменением исходных пород (Гулинское месторождение). Мелилитовые породы при этом превращались в гулиты и кальцит-диопсидовые породы (Ланда, 1968) с многочисленными гнездами флогопита, кальцита, апатита, граната. В других случаях действие процессов стадии карбонатизации было ограничено только отдельными благоприятными участками: линейные зоны и гнезда (Одихинча) в относительно слабо измененных породах.

В локальных метасоматических колонках (Ланда, 1966) устанавливается следующее пространственное расположение метасоматических зон:

Кальцитовый карбонатит	Кальцит-флогопитовая порода, кальцит-флогопит-диопсидовая порода	Кальцит-диопсидовая порода	Пироксенит, якупирангит-мельтейгит, нефелин-пироксеновая порода	
	Кальцит-флогопитовая порода, кальцит-флогопит-диопсидовая порода	Кальцит-диопсидовая порода	Гулит	Мелилитовая порода

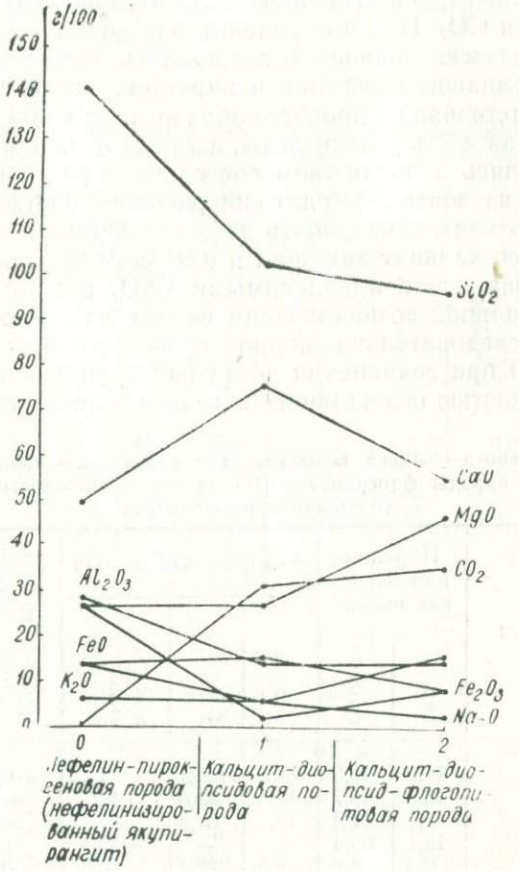


Рис. 4. Вариационная диаграмма привнос—вынос для случая карбонатизации нефелин-пироксеновой породы (стадия карбонатизации)

Для случая карбонатизации нефелин-пироксеновой породы (табл. 6, рис. 4) рассчитаны баланс привноса — выноса вещества, активные составы метасоматизирующего раствора и показатели подвижности компонентов. Получены следующие

ряды подвижности компонентов для каждой из образующихся зон:

Зона 2. $+CaO$, $-Na_2O$, $-Fe_2O_3$, $-Al_2O_3$, $+CaO$, $+CO_2$, $-FeO$, $-SiO_2$, | $+MgO$, $+K_2O$.

Зона 1. $-Fe_2O_3$, $+FeO$, $-Na_2O$, $-Al_2O_3$, $-SiO_2$, | $+CaO$, $+MgO$, $+CO_2$.

Таким образом, на нефелин-пироксеновые породы воздействовали растворы, пересыщенные относительно этих пород K_2O, MgO, CaO и CO_2. При поступлении растворов в породу K_2O и MgO практически полностью осаждались, связываясь во флогопите, замещавшем нефелин и пироксен. Углекислота также активно участвовала в процессе образования кальцита. Однако существенная часть углекислоты, а также большая часть кальция оставались в подвижном состоянии в растворе. Поэтому по выходе из зоны флогопитообразования раствор сохранял способность кальцитизировать нефелин-пироксеновую породу. Только здесь кальцит замещал в основном нефелин (углекислота связывалась с привносимыми CaO, а не с CaO пироксена). Причиной возникновения метасоматической зональности было, следовательно, полное осаждение в тыловой зоне K_2O и MgO при сохранении достаточной подвижности у CaO и CO_2, полностью осаждавшихся только в передовой зоне.

Таблица 4

Расчет привноса—выноса вещества для случая замещения нефелин-пироксеновой породы флогопитом. Показатели подвижности и изменения содержания компонентов

Компоненты	Нефелин-пироксеновая порода		Флогопитовая порода			Показатели подвижности компонентов	Показатели изменения содержания компонентов
	вес. %	г/100 см³	вес. %	г/100 см³	привнос-вынос в г/100 см³		
SiO_2	47,5	139,8	37,5	105,1	−34,7	−0,24	−0,24
Al_2O_3	15,6	45,7	14,8	41,5	−4,2	−0,09	−0,09
MgO	7,2	21,3	18,4	51,5	+30,2	0	1,8
CaO	13,1	38,4	—	—	−38,4	−1,0	−1,0
FeO	2,3	6,9	9,4	26,4	+19,5	0	2,9
Fe_2O_3	2,9	8,5	3,6	10,1	+2,6	0	0,3
Na_2O	7,3	21,6	0,6	1,8	−19,8	−0,9	−0,9
K_2O	3,0	9,7	9,1	25,7	+16,0	0	1,6
H_2O	0,3	1,1	3,9	11,0	+9,9	0	9,0
Объемный вес, г/см³	2,93		2,8		—	—	—

При формировании обеих зон SiO_2, Al_2O_3, Na_2O и Fe_2O_3 обнаруживали заметную подвижность и выносились в существен-

ных количествах. Как и в тыловой зоне, показатель подвижности MgO в передовой зоне близок нулю, но это связано с относительной устойчивостью здесь пироксена.

К сожалению, мы не располагаем анализами пород, слагающих зоны в апомелилитовой колонке. Количественно можно оценить только химизм процесса псевдоморфного замещения мелилита юанитом и цеболлитом, * т. е. процесс формирования передовых зон такой колонки. Исходные данные для этого взяты из работы Е. М. Эпштейна, Л. И. Аникеевой и А. Ф. Михайловой (1961). Результаты соответствующих расчетов приведены в табл. 7 и на рис. 5.

Таблица 5

Расчет привноса—выноса вещества для случая формирования гранат-нефелиновой породы. Показатели подвижности и изменения содержания компонентов

Компоненты	Нефелин-пироксеновая порода*		Обр. Л-638-1 Гранат-нефелиновая порода		Привнос — вынос в г/100 см³	Показатели изменения содержания компонентов	Показатели подвижности компонентов
	вес. %	г/100 см³	вес. %	г/100 см³			
SiO_2	40,9	119,0	36,2	111,1	−7,9	−0,05	−0,05
Al_2O_3	13,6	39,6	13,8	42,3	+2,7	0,06	0
MgO	7,6	22,1	3,1	9,5	−12,6	−0,57	−0,57
CaO	12,0	34,9	20,25	62,1	+27,2	0,77	0
Na_2O	6,1	17,7	5,6	17,2	−0,5	−0,03	−0,03
K_2O	2,8	8,1	3,0	9,2	+0,9	0,11	0
Fe_2O_3	5,5	16,0	11,0	33,8	+17,8	1,1	0
Объемный вес, г/см³	2,91		3,06		—	—	

* По пересчету минералогического состава.

При замещении мелилита юанитом большинство компонентов перемещалось в крайне малых количествах. Можно говорить о практическом сохранении масс кремнезема, глинозема, магнезии, извести. Суммарное содержание железа также менялось очень незначительно. Заметно изменялось в ходе процесса только содержание натрия, который выносился при юанитообразовании и конституционной воды, привносившейся в относительно больших количествах.

При образовании цеболлита тенденция к практически полному наследованию состава мелилита сохранялась. Показате-

* Юанит и цеболлит — главные составляющие гулитов. Нередко они слагают мономинеральные апомелилитовые агрегаты.

ли изменения содержания в этом процессе ничтожно малы для кремнезема, магнезии, натрия, невелики они у глинозема и кальция. Заметное изменение наблюдается лишь в содержании железа (суммарного), хотя нельзя исключить возможность частичного загрязнения анализировавшегося цеболлита примесью магнетита. В относительно большом количестве при цеболлитообразовании привносилась вода. В целом процессы

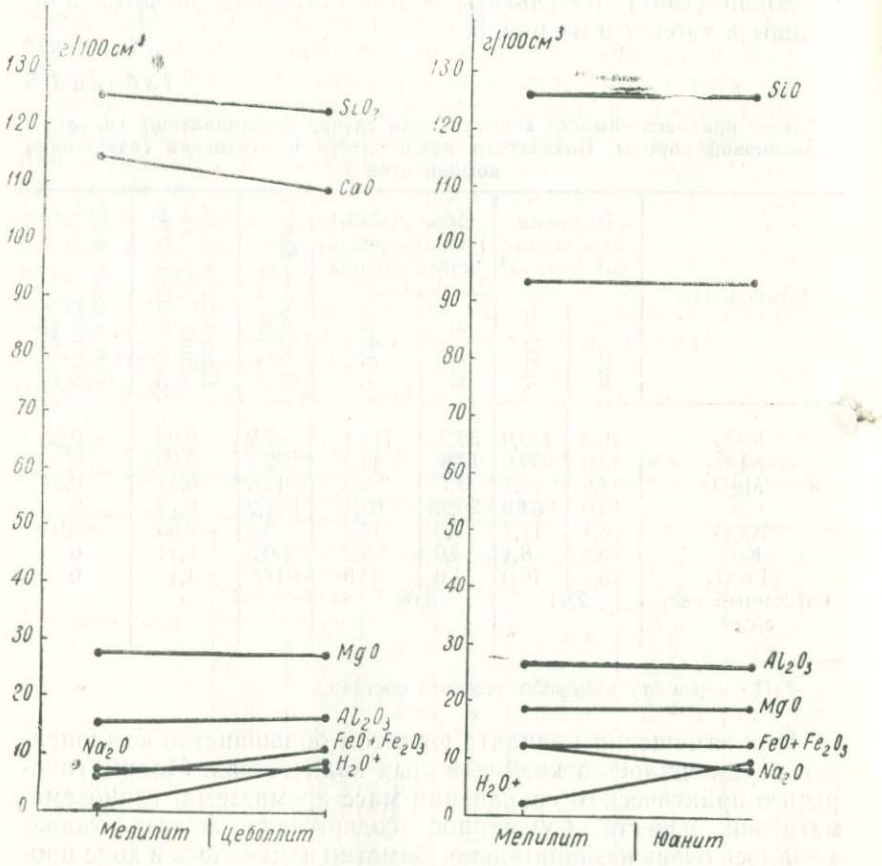


Рис. 5. Вариационная диаграмма привнос—вынос для случая псевдоморфного замещения мелилита цеболлитом и юанитом (стадия карбонатизации)

юанитообразования и цеболлитообразования очень близки метаморфическим реакциям гидратации, идущим только с поглощением воды.

Таким образом, общая эволюция химизма рассматриваемых метасоматических процессов заключалась в том, что реак-

Таблица 6

Расчет привноса—выноса вещества для случая формирования прикарбонатитовой метасоматической колонки по нефелин-пироксеновой породе. Активные составы растворов, показатели подвижности и изменения содержания компонентов

Компоненты	Зона 0 нефелинизированный якупирангит *		Зона 1 (обр. 469б) Кальцит-диопсидовая порода			Зона 2 (обр. 469а) Кальцит-диопсид-флогопитовая порода				Активные составы растворов в г/100 см³			Показатели подвижности компонентов		Показатели изменения содержания компонентов	
	вес. %	г/100 см³	вес. %	г/100 см³	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 0	вес. %	г/100 см³	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 1	привнос-вынос в г/100 см³ к зоне 0	после образования зоны 1	после образования зоны 2	исходный	зона 1	зона 2	зона 1	зона 2
SiO_2	45,65	141,05	35,98	102,54	−38,51	32,97	95,61	−6,93	−45,44	83,95	45,4	—	−0,27	−0,32	−0,27	−0,32
Al_2O_3	9,00	27,81	5,02	14,30	−13,51	5,05	14,64	+0,34	−13,17	26,7	13,2	—	−0,52	−0,47	−0,52	−0,47
MgO	8,80	27,19	9,60	27,36	+0,17	16,14	46,80	+19,44	+19,61	—	0,17	19,78	0	0,008	0,006	0,72
CaO	16,30	50,36	26,40	75,24	+24,88	19,02	55,15	−20,09	+4,79	—	24,88	29,67	0	0,84	0,49	0,09
Na_2O	4,20	12,97	2,10	5,98	−6,99	1,00	2,90	−3,98	−10,07	17,76	10,1	—	−0,58	−0,77	−0,58	−0,77
K_2O	2,10	6,48	2,10	5,98	−0,50	5,42	15,71	+9,73	+9,23	0,5	—	9,2	−0,08	0	−0,08	1,42
FeO	4,55	14,05	5,48	15,61	+1,56	2,94	8,52	−7,09	−5,53	3,97	5,53	—	0,71	−0,39	0,11	−0,39
Fe_2O_3	8,70	26,88	1,06	3,02	−23,86	2,48	7,19	+4,17	−19,69	43,55	19,69	—	−0,88	−0,73	−0,88	−0,73
CO_2	—	—	11,6	31,35	+31,35	12,30	35,05	+3,70	+35,05	—	31,35	66,4	0	0,47	∞	∞
Объемный вес, г/см³	3,09			2,85			2,90									

* По пересчету минералогического состава.

Таблица 7

Расчет привноса—выноса вещества для случаев псевдоморфного замещения мелилита юанитом и цеболлитом. Показатели изменения содержания компонентов

Окислы	Мелилит Обр. 1165а		Цеболлит Обр. 1165б		Привнос-вынос в г/100 см³	Показатели изменения содержания компонентов	Мелилит Обр. 1033б		Юанит Обр. 326		Привнос-вынос в г/100 см³	Показатели изменения содержания компонентов
	вес. %	г/100 см³	вес. %	г/100 см³			вес. %	г/100 см³	вес. %	г/100 см³		
SiO_2	43,34	125,68	41,27	122,57	−3,11	−0,02	43,50	125,71	42,27	125,54	−0,17	−0,001
Al_2O_3	5,38	15,60	5,59	16,60	+1,0	+0,06	9,08	26,24	9,81	26,65	+0,41	+0,01
Fe_2O_3	0,99	2,87	2,83	8,4	—	—	1,31	3,78	3,47	10,19	—	—
FeO	1,67	3,84	0,85	2,52	—	—	3,09	8,93	0,47	1,39	—	—
FeO+ Fe_2O_3		6,71		10,9	+4,19	+0,62		12,71		11,6	−1,11	−0,08
MgO	9,53	27,63	9,22	27,38	−0,25	−0,001	6,31	18,23	6,13	18,20	−0,03	−0,002
CaO	36,03	104,48	33,42	99,24	−5,24	−0,05	32,49	93,89	31,25	92,81	−1,09	−0,01
Na_2O	2,68	7,77	2,48	7,36	−0,41	−0,05	4,24	12,25	2,87	8,52	−3,73	−0,31
K_2O	0,21	0,60	0,31	0,92	+0,32	+0,53		—	0,40	1,17	—	—
H_2O	0,05	0,14	3,47	8,96	+8,82	+63,07	0,44	1,27	3,02	8,95	+7,68	+6,1
Объемный вес, г/см³	2,90		2,97				2,89		2,97			

ции с поглощением алюминатов натрия и калия, сменялись затем реакциями с поглощением оснований (Ca, Mg, Fe) и калия (при флогопитизации), а еще позднее в метасоматизирующих растворах основную роль вместе с калием и щелочными землями играла углекислота и возрастала активность воды.

Такое изменение химизма процессов позволяет предполагать, что хотя среда метасоматического минералообразования на всех стадиях была щелочной, от ранней стадии к поздней относительная кислотность растворов в целом возрастала*. Можно указать две возможные причины, определявшие эволюцию метасоматических процессов и, соответственно, стадийное их течение: а) изменение химизма растворов вследствие метасоматических реакций и последовательного падения температуры в ходе становления массивов; б) изменение источника этих растворов; растворы, генерированные силикатной нефелин-пироксеновой магмой, сменяются растворами, генетически связанными с карбонатитовой магмой.

Не исключено, что оба этих фактора проявлялись совместно. Конкретные особенности формирования массивов на определенных их глубинных уровнях и различное сочетание этих факторов могли обусловить различный характер проявления рассмотренных метасоматических стадий.

---

* Это предположение, высказавшееся и другими исследователями (Эпштейн и др., 1961), делается на основании общих соображений. Оно нуждается в более строгом подтверждении.

А. М. Мусаев, И. Х. Хамрабаев

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССА ТУРМАЛИНИЗАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Турмалинизация — один из широко развитых метасоматических процессов в гранитоидных интрузиях Западного Узбекистана. Связь некоторых типов золотого и редкометального оруденения с проявлениями турмалиновой минерализации в упомянутом регионе и в других регионах давно установлена (Лященко, 1939; Хамрабаев, 1958; Смирнов, 1944; Радкевич, 1951; Абдулин, 1961). Это обстоятельство выдвигает на передний план детальное изучение турмалинизации и близко связанных с ней процессов.

В Институте геологии и геофизики им. Х. М. Абдулаева АН УзССР проводились экспериментальные работы, направленные на установление оптимальных физико-химических условий процесса турмалинизации.

Примеры экспериментального воспроизведения турмалинизации в изученной авторами геологической литературе не встречены. Все прежние экспериментальные работы представляли собой синтез турмалина из основных составляющих его частей. Впервые он был осуществлен в 1947 г. Фронделем. Было найдено, что турмалин образуется в нейтральных и слабокислых средах. В том же 1947 г. турмалин был получен другим американским ученым Ф. Смитом нагреванием существенных частей турмалина с водой до температуры 400—500° в автоклавах высокого давления со степенью наполнения 60—70%. Были определены пределы устойчивости турмалина при 400—500° как функции от концентрации Na_2O и B_2O_3. Оказалось, что турмалин устойчив в слабощелочных растворах и не стоек в сильнощелочных. В 1949 г. турмалин совместно с еремееви-том был получен Мишель-Леви во Франции при давлении 500 *атм* и температуре 500°. В 1958—1962 гг. безжелезистые разности турмалина дравит-увитового ряда были синтезированы Роббинсом и Йодером. Из работ советских авторов, занимавшихся синтезом турмалина, следует указать работы

Е. Н. Емельяновой (1960), которая при температуре 350—600° и давлениях 400—2000 *атм* получила кристаллы турмалина при реакции водного раствора H_3BO_3 и NaCl или NaF с топазом, пирофиллитом, а также с окислами элементов, входящих в состав турмалина. В 1963—1965 гг. появились работы И. Е. Воскресенской, которая синтезировала литиевые разности искусственного турмалина при температурах 550—600° С и давлении 2000 *кГ/см²*. В результате экспериментов было выявлено, что образование искусственных турмалинов проходит интенсивнее в слабокислых средах. В 1963 г. оловосодержащие бораты людвигит-вонсенитового ряда были синтезированы И. Я. Некрасовым и Е. Н. Диман при температуре 500—650° и коэффициентах заполнения 0,43—0,46%. Людвигит в 1964 г. был синтезирован и С. М. Александровым.

Наши опыты проводились в прессе-экзоклаве, сконструированном в КБ АН УзССР. Эта аппаратура позволяла воссоздать термодинамические условия с широким диапазоном колебаний их параметров (T до 800—900° С; P до 1500—2000 *кГ/см²*). Принципиальная схема этой аппаратуры раньше была опубликована Э. Искандаровым (1966). Автоклавы были изготовлены из жаропрочной стали с размерами рабочих камер в 20 и 43 *см³*. Температура печи контролировалась через пульт управления хромель-алюмелевой термопарой, горячий спай которой помещался в специальный карман в теле автоклавов. Точность измерения температуры составляла ±10° С. Продолжительность опытов не превышала 5—6 часов.

Методика эксперимента заключалась в испытании исходной породы под воздействием боросодержащих водных растворов H_3BO_3, $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O \cdot KB_5O_6 \cdot 4H_2O$ при температурах от 400 до 550° С. Кислотность растворов измерялась до опыта при $T = 25°$ С и задавалась в определенных значениях усилением концентрации кислотных компонентов, или прибавлением необходимого количества 10%-ного раствора NaOH. Вес навески в опытах колебался в пределах 10—11 *г*. Исходным материалом служил наименее измененный среднезернистый биотитовый гранит, отобранный из юго-восточной части Тосбулакского интрузива (Южные Кызылкумы, Зап. Узбекистан). Главными составными частями в нем являются плагиоклаз (№ 22—24) — 35%, микроклин — 30,5%, кварц — 26,2%, биотит — 6,7%; встречаются редкие зерна циркона, апатита, суммарное количество которых меньше 1%.

Поскольку наши опыты являются только предварительными и качественными, в них не обязательно достигалось полное равновесие между раствором и испытуемой пробой, хотя за время опыта система могла оказаться приближенной к равновесию.

В первых сериях опытов изучалось влияние на исходную породу водных растворов тетраборнокислого натрия

($Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$), увеличение концентрации которого в растворе обусловливает увеличение его щелочности. При $T=400$—500°, $P=400$—1000 *кГ/см²*, концентрации растворов — 3% и pH — более 8 в пробе происходит разрушение и частичное ожелезнение биотита, растворение и растрескивание зерен кварца и отчасти микроклина. Мелкие серицитовые чешуйки в полевых шпатах в интенсивно измененных участках пробы исчезают. Порода осветляется. Применение вместо тетраборнокислого натрия водных растворов $KB_5O_8 \cdot 4H_2O$ в такой же концентрации при тех же режимах опыта дает аналогичные изменения в пробе, но с тем отличием, что микроклин и серицитовые чешуйки в пробе оказываются почти неизмененными.

При использовании водных растворов чистой борной кислоты (H_3BO_3) при $T=400$—500°, $P=500$—1000 *кГ/см²*, концентрации раствора 2—4%, pH=3—5, за 5—6 часов опыта новообразований в пробе не наблюдалось.

Прибавление в раствор борной кислоты с концентрацией 4% и pH=3,7 равного количества водного раствора хлористого натрия с концентрацией 3% при 400° сильно изменяет исходную породу. Кварц и часть зерен полевых шпатов растворяется. Биотит разрушается и покрывается гидроокислами железа, которые распространяются и на соседние с биотитом зерна светлых минералов. При уменьшении концентрации борной кислоты до предела, когда pH раствора становится близким к 6—7, в породе происходит слабая альбитизация. Увеличение в растворах такой концентрации pH до 8,5 приводит к усилению процесса альбитизации. Полевошпатовые зерна по краям или вдоль трещин в породе замещаются тонкой каймой белого непрозрачного вещества, которое по оптическим свойствам может быть диагностировано как альбит: очень низкое двупреломление, показатель преломления 1,540, двуосный, отрицательный. При дальнейшем увеличении pH раствора до 9,5—10 при температурах выше 400° степень разрушения биотита усиливается, его зерна начинают замещаться рудным веществом. Их окраска становится темно-бурой или почти черной. При изучении рудного вещества, покрывающего биотитовые зерна, под бинокулярной лупой, в пробах было замечено, что это вещество интенсивно прилипает к стальной игле; на том основании было предположено образование магнетита по биотиту в ходе опыта.

Образование мелких иголочек турмалина в опытах было достигнуто при применении сложных растворов. К 1 *л* 4%-ного раствора H_3BO_3 были прибавлены 4 *г* $Na_2B_5O_7 \cdot 10H_2O$ и 2 *г* $KB_5O_8 \cdot 4H_2O$. Это позволило понизить кислотность раствора до 6—8. При применении таких растворов в интервале температур 450—500° при давлении 600—700 *кГ/см²* в пробе наблюдались новообразования турмалина. Исключение из состава раствора борнокислого калия при предварительной нейтрализации оставшегося раствора добавлением определенного коли-

чества 10%-ного раствора NaOH не изменило результатов опыта. Турмалин также был получен при $T=475°$, $P=500$ *кГ/см*^{2} в случае замены $Na_2B_5O_7 \cdot 10H_2O$ хлористым натрием равного или несколько большего количества, также при регулировании значений pH в пределах 6—8 добавлением раствора NaOH. Это даже несколько усилило процесс образования турмалиновых кристалликов, причем наибольшая интенсивность наблюдалась при pH, равном 6. Увеличение температуры в интервале 400—500° также усиливало процесс образования турмалина. Изменения, происходившие в исходной породе при турмалинизации, сводились к заметному осветлению, частичному округлению и растворению кварцевых зерен пробы, разрыхлению биотита и частичному обесцвечиванию его краевых частей.

Новообразования турмалина представляют собой мельчайшие микрокристаллики, образующие зеленоватого цвета налет на стенках реактора и на поверхности кусочков гранита. Относительно равномерное распределение этих мелкокристаллических выделений на поверхности пробы не дает возможности судить, за счет какого минерала они образовались. В прозрачных шлифах это также было невозможно определить. Остается предполагать, что турмалин выкристаллизовывается из раствора после того, как исходная порода подвергается частичному растворению и разложению, вследствие чего в раствор переходят компоненты (SiO_2, $Fe^{"}$, $Fe^{'''}$, Mg, Al), необходимые для кристаллизации турмалина.

Под микроскопом новообразования турмалина — это хорошо оформленные кристаллики размером до 0,01 *мм* в длину. Они всегда удлинены, призматического габитуса, в некоторых случаях с пирамидальными концами (чаще в одной стороне). Кристаллики в проходящем свете слабо-зеленоватые. В их скоплениях окраска минерала сгущается и очертания кристалликов становятся неясными. Нередко встречаются скелетные образования, состоящие из двух или более индивидов. Плеохроизм улавливается с трудом. Схема адсорбции турмалиновая, удлинение отрицательное, погасание прямое. Показатель преломления по $Ng=1{,}632$, по $Np=1{,}615$. Двупреломление 0,017. Эти константы нововообразованного минерала близко подходят к оптическим константам слабоокрашенной дравитовой разности природных турмалинов, по А. Н. Винчеллу (1953).

Спектральным анализом в составе кристалликов турмалина было определено около 24 элементов, из которых такие, как Si, Al, Ca, Na, Fe, B, содержались в количестве $>1\%$.

Более надежные результаты по идентификации новообразованного турмалина дало изучение полученных материалов под электронным микроскопом.

Морфология кристалликов, полученная при больших увеличениях в электронном микроскопе, показывает их схожесть

с формами выделения природных и некоторых искусственно полученных (Смит, 1947) турмалинов.

В опытах были сделаны попытки выращивания более крупных кристалликов турмалина, однако условия его роста остались неопределенными. Изменение состава раствора и увеличение его концентрации хороших результатов не дали. Вероятно, для роста больших кристаллов необходимо было увеличить продолжительность опытов, которую мы из-за технических причин не могли продлить более 6 часов.

Выводы

1. В лабораторных условиях турмалин может быть получен путем воздействия на неизмененный биотитовый гранит борсодержащим водным раствором с небольшой концентрацией катионов натрия. Присутствие в растворе подобных же концентраций калия не влияет на образование турмалина.

2. Поле устойчивости турмалина меняется в узких пределах в зависимости от концентрации в растворе бора и натрия и от значения его pH.

3. Наиболее оптимальной температурой для образования турмалина в опытах оказываются пределы 450—500°. Изменение давления в пределах 500—1000 *кГ/см*^{2} существенного влияния на образование турмалина не оказывает.

В. С. Балицкий, С. С. Горохов, В. В. Комова, Л. Т. Литвин

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГРАНИТОИДОВ И МРАМОРОВ С ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ ЩЕЛОЧНЫМИ КРЕМНЕЗЕМСОДЕРЖАЩИМИ РАСТВОРАМИ

В последнее время появилось много работ, посвященных экспериментальному изучению взаимодействия различных пород и минералов с водными растворами при повышенных температурах и давлениях (Иванов, 1961; Хитаров и др., 1962; Федотьев, 1962; Григорьев и Лушников, 1964; и др.). Эти работы имеют большое значение для понимания многих процессов природного минералообразования. Несравненно меньше экспериментов посвящено выяснению реакционного взаимодействия между контактирующими породами в присутствии воды или ее пара. Важными в этом отношении явились опыты Н. И. Хитарова с сотрудниками (1962), воспроизведшими процессы скарнообразования на контакте гранитов с мраморизованными известняками. Эти опыты проводились в широком диапазоне температур (400—1200° С) и давлений (500—3000 *атм*) с участием водяного пара и позволили получить в зоне соприкосновения гранита с известняком волластонит, тремолит и геленит при температуре выше 500° С.

Однако в природных условиях в зонах контакта силикатных и карбонатных пород нередко встречаются более низкотемпературные образования, среди которых присутствуют различные гидросиликаты кальция (Флоренский и Барсанов, 1936; Бетехтин, 1950; и др.). Экспериментальными работами (Бабушкин и Матвеев, 1965; Morehead, Cartney, 1965; Diamond, 1966) показано, что образование последних из смесей CaO и SiO_2 в присутствии воды или при воздействии растворов извести или силикатов натрия соответственно на кристаллический кварц и кальцит происходит также при относительно низких и средних (200—350° С) температурах. Как экспериментальные данные, так и частый парагенезис гидросиликатов кальция с цеолитами (Сендеров, 1965) указывают на щелочной характер образующих их растворов.

Учитывая изложенное, мы провели опыты, целью которых являлось выяснение характера контактного взаимодействия карбонатных и алюмосиликатных пород под воздействием среднетемпературных щелочных кремнеземсодержащих растворов. Опыты проводились в жаропрочных стальных автоклавах при температуре 340—320° С и давлениях 390—400 *атм*. Объем раствора в автоклаве был несоизмеримо больше объема исследуемых образцов пород. Система двухсекционного обогрева позволяла задавать заранее выбранные температуры в нижней и верхней частях автоклава, создавать необходимый темпертурный перепад и тем самым приводить раствор в постоянное конвекционное движение. Контроль температур и давления осуществлялся по внутренним хромель-копелевым термопарам и манометрам. Насыщение раствора кремнеземом протекало за счет растворения мелкораздробленного кварца, помещенного в нижней (более горячей) зоне автоклава. В верхней, менее нагретой части автоклава избыток кремнезема выпадал в виде кристаллов кварца. Это позволяло оценить влияние на процесс контактного взаимодействия пород относительной активности ионов растворенного кремнезема. Задаваемая величина температурного перепада, определяющая степень недосыщения — пересыщения раствора кремнеземом, составляла 10—20° С.

В качестве исходного раствора был взят 7%-ный (по весу) водный раствор карбоната натрия. Исследуемые образцы гранитов, гранодиоритов и мраморов выпиливались в виде пластинок толщиной 5—10 *мм*; алюмосиликатные и карбонатные породы накладывались друг на друга пришлифованными поверхностями (площадь соприкосновения 25—30 $см^2$), крепко закреплялись в таком положении железной проволокой и подвешивались в нижней и верхней зонах автоклава. Исходные гранодиориты и граниты были представлены массивными, среднезернистыми разностями. Минеральный состав гранодиоритов:

Таблица 1

Рентгенограмма окенита

№ п/п	I	$\frac{d}{n\alpha}$	Окенит, табл. 725, по Михееву, 1957	№ п/п	I	$\frac{d}{n\alpha}$	Окенит, табл. 725, по Михееву, 1957	№ п/п	I	$\frac{d}{n\alpha}$	Окенит, табл. 785, по Михееву, 1957	№ п/п	I	$\frac{d}{n\alpha}$	Окенит, табл. 725, по Михееву, 1957
1	2	6,5	6,7 (7)	11	2	2,80	—	21	4	1,879	1,88 (6)	31	2	1,493	1,48 (3)
2	5 ш.	4,6	4,7 (9)	12	9	2,64	2,7 (7)	22	3	1,80	1,80 (5)	32	3	1,451	1,444 (4)
3	3	4,3	4,23 (7)	13	3 ш.	2,50	2,5 (4)	23	1	1,774	1,76 (3)	33	1	1,435	—
4	7	4,0	4,08 (7)	14	3 ш.	2,30	2,4 (6)	24	3 ш.	1,721	1,725 (2)	34	4	1,408	1,393 (3)
5	3	3,84	3,9 (7)	15	3	2,18	2,21 (4)	25	1	1,678	1,67 (3)	35	2 ш.	1,365	1,357 (4)
6	6	3,5	3,56 (9)	16	2	2,12	—	26	3	1,661	1,63 (1)	36	2 ш.	1,319	1,326 (4)
7	5	3,2	3,35 (6)	17	1	2,06	—	27	3	1,620	—	37	1 ш.	1,265	1,283 (2)
8	4	3,09	3,09 (9)	18	1	2,02	—	28	3	1,583	1,584 (4)	38	1	1,154	—
9	2	3,00	—	19	3	1,932	1,98 (6)	29	3	1,565	1,55 (3)	39	3	1,133	1,144 (1)
10	10	2,92	2,92 (9)	20	1	1,903	—	30	4	1,515	1,514 (4)	40	1	1,112	1,108 (1)

соссюритизированный плагиоклаз среднего состава (35—40%), пелитизированный ортоклаз (~20%), кварц (10—15%), роговая обманка (15—20%), пироксены (авгит и гиперстен до 5%); акцессорные — апатит, сфен, магнетит, рутил. Минеральный состав исходного гранита был проще: кварц (30%), калиевый полевой шпат (частично серицитизированный) с пертитовыми вростками альбита (60—65%), биотит (1—5%); акцессорные — апатит, флюорит и циркон. Мрамор представлен массивной разностью и сложен довольно крупными (до 2—3 *мм*) зернами кальцита неправильной формы. Отмечено присутствие единичных листочков хлорита.

Продолжительность опытов составляла от 10 до 150 суток. В результате их проведения выяснилось следующее. В нижней зоне автоклава на обнаженных поверхностях мрамора образовались многочисленные мелкие (до 1,5 *мм*) прозрачные (иногда с желтоватым оттенком) пластинчатые кристаллики псевдогексагонального облика, имеющие прямое погасание в плоскости 010. Твердость минерала около 5, удельный вес 2,3. Оптические константы: Ng = 1,535; Np = 1,520. Двуосный, оптически отрицательный, $2V$ большой. Указанные признаки с учетом полученной рентгенограммы (табл. 1) позволяют диагностировать данный минерал как окенит. Обнаженные участки гранита претерпели интенсивное выщелачивание. Максимально (на глубину 5—7 *мм*) растворены зерна породообразующего кварца; значительно меньшему растворению (до 1 *мм* с поверхности) подвергся микроклин-пертит. Альбит пертитовых вростков остался без изменений и обнажился в виде характерных ячеистых образований на поверхности выщелоченных образцов. Чешуйки биотита вспучились и заместились агрегатом тонковолокнистого минерала грязно-зеленого цвета, хорошо диагностируемого оптически и рентгенометрически, как рибекит. Аналогичные изменения претерпел и гранодиорит, но входящая в его состав роговая обманка оказалась значительно устойчивее биотита и заместилась рибекитом с поверхности образцов.

На участках контакта мраморов с гранитом и гранодиоритом образовалась тонкая (до 1 *мм*) реакционная оторочка. Она возникла только на участке плотного прилегания контактирующих гранитоидов и карбонатных пород и имеет в плане зональное строение. Во внешней части ее образовались, так же как и на незакрытой поверхности мраморов, кристаллики окенита. В направлении к центральной части образца зона окенитом сменяется зоной со спутанноволокнистыми и сноповидными агрегатами минерала серого цвета с низким двупреломлением (Ng = 1,591; Np = 1,582), очень малым $2V$, твердостью порядка 5 и удельным весом 2,7. Минерал растворим в HCl (1 : 1) с образованием студенистого кремнезема. Указанные признаки и полученная порошкограмма (табл. 2) позво-

ляют отнести его к ксонотлиту. Центральная зона образца сложена также спутанноволокнистыми и сноповидными агрегатами минерала, но имеющими белый цвет. Размер отдельных волокон — доли миллиметров. Минерал характеризуется также слабым двупреломлением, но показатели преломления его уже другие — Ng = 1,620 и Np = 1,597; твердость порядка 3, удельный вес около 2.7. Отмеченные признаки и порошкограмма (табл. 3) позволяют отнести этот минерал к другой разновидности гидросиликатов кальция — фошагиту.

Таблица 2

Рентгенограмма ксонотлита

№ п/п	I	$\frac{d}{n\alpha}$	Ксонотлит, табл. 728, по Михееву, 1957		№ п/п	I	$\frac{d}{n\alpha}$	Ксонотлит, табл. 728, по Михееву, 1957	
			I	$\frac{d}{n\alpha}$				I	$\frac{d}{n\alpha}$
1	—	—	3	8,59	20	—	1	1	1,675
2	—	—	7	7,06	21	1	1,60	4	1,633
3	8	4,25	9	4,24	22	3	1,57	4	1,592
4	6	3,81	4	3,89	23	—	—	4	1,567
5	1	3,60	3	3,62	24	4	1,50	7	1,512
6	—	—	1	3,413	25	2	1,43	6	1,418
7	7	3,24	9	3,234	26	3	1,35	6	1,382
8	8	3,09	10	3,060	27	—	—	1	1,358
9	7	2,79	9	2,815	28	—	—	1	1,346
10	7	2,65	7	2,689	29	—	—	3	1,317
11	—	—	1	2,616	30	—	—	3	1,300
12	5	2,51	7	2,495	31	3	1,21	4	1,248
13	—	—	3	2,326	32	—	—	4	1,216
14	—	—	4	2,245	33	—	—	1	1,190
15	6	2,32	9	2,029	34	—	—	1	1,174
16	6	2,00	9	1,938	35	—	—	1	1,149
17	4	1,79	7	1,827	36	—	—	1	1,115
18	1	1,75	3	1,740	37	—	—	4	1,101
19	—	—	7	1,702	38	—	—	3	1,075
					39	—	—	3	1,065

Иной характер носят изменения образцов, помещенных в верхней, менее нагретой зоне автоклава, где раствор уже пересыщен кремнеземом и отлагает его избыток в виде кварца. Зерна породообразующего кварца в этих условиях разрастаются в виде многочисленных кристаллов. Микроклин замещается тонкозернистым агрегатом альбита, причем в длительных опытах (100—150 суток) микроклин замещается альбитом нацело. Биотит и роговая обманка также замещаются рибекитом. Акцессорные — апатит и циркон изменений не претерпевают, а флюорит и магнетит замещаются псевдоморфно соответственно кальцитом и гидрогетитом (?). Интересно, что в данных условиях на обнаженных поверхностях мраморов

гидросиликаты кальция не образуются. В зоне же контакта мраморов с гранитами и гранодиоритами также возникает реакционная оторочка, но состав и строение ее уже несколько иные, чем в образцах, помещенных в нижней части автоклава. Только по периферии контакта было отмечено несколько таблитчатых кристалликов типа окенита. Непосредственно же в зоне контакта наблюдается тонкая (0,5—1 *мм*) оторочка, имеющая в разрезе зональное строение. Со стороны мраморов оторочка сложена шестоватыми и радиально-лучистыми агрегатами минерала розовато-бурого цвета с размером отдельных зерен 0,2—0,6 *мм*, с хорошо заметным плеохроизмом в розовых тонах по Ng и почти бесцветных по Np. Блеск стеклянный. По удлинению хорошо видна спайность. Твердость 5, удельный вес 2,9. Двуосный, оптически отрицательный. Погасание прямое. Ng=1,659; Np=1,612; Nm=1,618; 2 *V* около 30°. По отмеченным константам и полученной рентгенограмме (табл. 4) минерал можно отнести к параволластониту.

Таблица 3

Рентгенограмма фошагита

№ п/п	*I*	$\frac{d}{n\alpha}$	фошагит, табл. 730, по Михееву, 1957	№ п/п	*I*	$\frac{d}{n\alpha}$	фошагит, табл. 730, по Михееву, 1957	№ п/п	*I*	$\frac{d}{n\alpha}$	фошагит, табл. 730, по Михееву, 1957
1	3	6,1	—	13	4	2,62	2,68 (4)	25	2	1,620	1,623 (2
2	3	5,4	—	14	3	2,48	2,46 (6)	26	4ш.	1,565	1,585 (6)
3	2	4,9	4,9 (4)	15	5ш.	2,33	2,30 (6)	27	4	1,498	1,52 (6)
4	3	4,6	—	16	4ш.	2,19	2,16 (6)	28	5	1,470	1,48 (4)
5	3	4,1	—	17	2	2,11	2,10 (4)	29	1	1,393	—
6	4	4,0	—	18	2	2,02	2,04 (6)	30	2	1,380	—
7	2	3,85	—	19	1	1,960	1,96 (6)	31	1	1,360	1,35 (4)
8	4	3,5	3,51 (4)	20	3	1,89	1,87 (4)	32	3	1,307	1,26 (6)
9	7	3,35	3,34 (6)	21	3	1,835	1,82 (8)	33	3	1,169	1,18 (6)
10	8	3,08	3,13 (4)	22	4ш.	1,78	—	34	2	1,139	1,15 (6)
11	10	2,93	2,93 (10)	23	5	1,721	1,73 (8)	35	3ш.	1,105	—
12	4	2,77	2,79 (6)	24	2ш.	1,67	1,67 (2)	36	2	1,049	—
								37	1	0,995	—

Непосредственно к гранитам и гранодиоритам примыкает оторочка другого минерала, образующего сноповидные, тонковолокнистые агрегаты белого цвета и по оптическим константам и рентгенограмме подобного описанному выше фошагиту.

Выбранные условия и результаты проведения экспериментов позволяют представить себе химизм образования реакционных минералов в зоне контакта гранитоидов и мраморов.

В условиях относительно высокой активности кремнезема (нижняя зона автоклава, в которой происходит растворение кварца) при омывании раствором обнаженных поверхностей мраморов и в периферийной части контакта образуется наиболее кремнеземистый гидросиликат кальция — окенит с соотношением $CaO : SiO_2 = 1 : 2$. В направлении к центральной части контактирующих пород окенит сменяется менее кремнеземистым ксонотлитом (с соотношением $CaO : SiO_2 = 1 : 1$) и далее еще менее кремнеземистым фошагитом (с соотношением $CaO : SiO_2 = 4 : 3$). Характер смены гидросиликатов указывает на уменьшение в том же направлении активности кремнезема.

Таблица 4

Рентгенограмма параволластонита

№ п/п	I	$\frac{d}{n\lambda}$	Параволластонит, ASTM
1	4	5,7	5,73 (40)
2	5 оч. шир.	4,3)	4,39 (40)
		4,1)	3,97 (10)
3	4	3,5	3,4 (40 ш.)
4	4	3,3	3,20 (100)
5	1	3,06	
6	1	2,81	2,79 (80)
7	4	2,63	2,69 (10)
8	2	2,09	1,96 (80)
9	3	1,824	1,828(30)

Это и понятно, так как условия обмена между раствором и контактирующими породами в зоне контакта затруднены. В то же время относительная активность ионов кальция в центральной зоне контактирующих пород возрастает, что и приводит к образованию все более известковистых гидросиликатов кальция. Поскольку общий потенциал кремнезема в гранитоидах во всех участках контакта одинаков, образование гидросиликатов кальция происходит в основном за счет реакционного взаимодействия поступающих кремнеземсодержащих растворов с карбонатами. Роль диффузионного обмена здесь ничтожна (в отличие от хорошо известных опытов по образованию контактных минералов в высокотемпературных условиях). Взаимодействие между контактирующими гранитоидами и мраморами и раствором в верхней относительно менее нагретой зоне автоклава в условиях меньшей активности кремнезема происходит несколько иначе. На обнаженных поверхностях мраморов окенит уже не образуется. В условиях относительно повышенной ак-

тивности ионов кальция (со стороны мраморов) здесь образуется высокоизвестковистый гидросиликат кальция — фошагит, а со стороны гранитоидов — менее известковистый параволластонит.

Н. Г. Родзянко

К МЕТОДИКЕ МИНЕРАЛОГО-ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ СКАРНОВ ТЫРНЫАУЗСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В последние годы минералого-термометрические методы широко используются при изучении Тырныаузского рудного поля и одноименного с ним редкометального месторождения, характеризующегося зональным строением и сложными условиями формирования.

В геологическом строении рудного поля и месторождения принимают участие изверженные и осадочно-метаморфические образования. Изверженные породы представлены разнообразной гаммой от ультрабазитов до лейкократовых гранитоидов. Среди осадочно-метаморфического комплекса основное значение имеют биотитовые и пироксеновые роговики, мраморы и скарны в основном пироксен-гранатового состава.

Обособленное положение в пределах Тырныаузского рудного поля занимает участок «Северный», отделенный от месторождения Центральным разломом (рис. 1). По условиям обнаженности и геологоструктурным особенностям в пределах Северного участка выделяются несколько перспективных аномалий. Одна из них — аномалия № 3 представлена тремя скарновыми телами (Верхний, Средний и Нижний скарны), прослеживающимися в виде узкой полосы на расстоянии около 1 *км*. Абсолютные отметки их соответственно равны 2850, 2725 и 2600 *м*. Несмотря на различное положение в вертикальном разрезе, эти тела характеризуются сходным минералогическим составом. Наряду с обычными минералами скарнов — гранатом андрадит-гроссулярового ряда и мелкозернистым пироксеном диопсид-геденбергитового состава (пироксен I—IV), здесь присутствуют крупнокристаллические (до 10—15 *см*) разновидности геденбергита (пироксен V)*, кальцит и лиеврит. Детальные минералогические исследования показали близкие свойства соответственных минералов скарнов всех трех тел.

---

* Далее по тексту и на рисунках ранние генерации пироксена диопсид-геденбергитового состава (пироксен I—VI) условно объединены в пироксен I, а поздний пироксен V (геденбергит) показан как пироксен II.

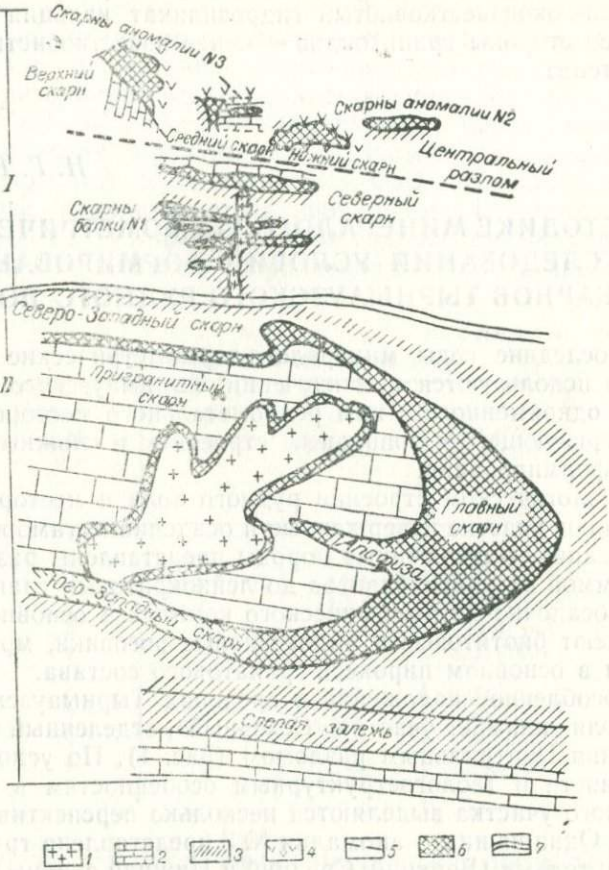


Рис. 1. Схема расположения основных скарновых тел рудного поля Тырныауз:

I — схема поверхностных выходов; *II* — схема погоризонтного плана; масштабы зарисовок неодинаковы. *1* — лейкократовые гранитоиды; *2* — известняки (мрамор); *3* — роговики; *4* — вулканогены; *5* — тектонические нарушения; *6* — скарны; *7* — линия разрыва разномасштабных зарисовок

Методика изучения

В начальной стадии для установления температурных условий образования минералов скарнов использовался декрепитометр РУД-I. В процессе работы был внесен ряд конструктивных изменений как в схему усилителя, так и в систему нагревательной камеры. Большинство включений в минералах Тырныаузского месторождения имеют субмикроскопические размеры порядка 30—90 μ, и, следовательно, небольшую силу взрыва. Поэтому первоочередной задачей было увеличение чувствительности прибора. Термопара нагревательной камеры,

вводимая ранее сбоку и проходящая в 3 *мм* от спирали, показывала в основном не температуру исследуемого минерала, а температуру спирали. Для устранения этого недостатка была высверлена керамическая пробка, в которую сверху введена и закреплена хромель-алюмелевая термопара, градуированная по точкам плавления металлов и солей; точка спая термопары непосредственно касается исследуемого образца.

Мембрана, вмонтированная ранее вплотную к стенкам нагревательного стакана, при нагревании (вследствие расширения и последующей деформации) производила дополнительные шумы, искажающие декрепитограмму. Это явление вызывало необходимость, имея кривую нагревания пустой камеры (кривую деформации мембраны), сопоставлять ее с декрепитограммой минерала, т. е. при расшифровке исключать эффекты нагревания пустой камеры. Для устранения этого недостатка мембрана была выгнута в форме блюдца. Такая конструкция позволяет иметь независимое положение мембраны; края ее не касаются стенок нагревательной камеры, сама мембрана держится только на игле, конец которой вмонтирован в поляризационное реле-датчик усилителя. Пустая камера при нагревании перестала давать эффекты вследствие отсутствия контакта мембраны со стенкой камеры. Однако и после внесения всех этих изменений нагревательная камера применяемой конструкции имеет, на наш взгляд, ряд существенных недостатков.

Конструкция камеры не позволяет визуально наблюдать взрывы включений. Это не дает возможности однозначно интерпретировать интервалы взрывов включения в образце в зависимости от условий образования и агрегатного состава включений.

Нагревательный стакан недостаточно изолирован. Через отверстие, в которое в нагревательную камеру вводится игла датчика, проникает окружающий воздух. Это приводит к неравномерному прогреву всего образца. Градиент температуры, по экспериментальным данным, в пределах поля применяемой мембраны составляет 35—50° С. Таким образом, одни и те же включения могут давать пики взрывов в разном временном режиме (по мере прогрева).

В процессе работы выявилась также недостаточная чувствительность поляризационного реле. Для исключения отмеченных недостатков нами предложена нагревательная камера шарового типа. Такая конструкция, как показали экспериментальные исследования, дает возможность параллельно с декрепитацией наблюдать и гемогенизацию в проходящем и отраженном свете при достаточном максимальном увеличении в 250—300 раз. Отверстие для иглы датчика расположено снизу, верхнее и нижнее наблюдательные отверстия закрыты кварцевыми стеклами. Это позволяет повысить точность измерений температуры и снизить температурный градиент до 8—12°.

Вместо датчика — поляризационного реле применен пьезокристалл, что увеличивает чувствительность прибора ориентировочно в 4—5 раз. Выводы датчика соединены с усилителем электронного автоматического потенциометра с ленточной диаграммой ЭПП-9. Таким образом, колебания мембраны, вызываемые вскрытием вакуоли, изменяют ЭДС в пьезокристалле датчика и передаются на усилитель самописца. Такая конструкция, по-видимому, позволит количественно измерять силу взрывов через сопоставление суммарной энергии взрывов включений с величиной пика на декрепитограмме.

Для определения величины выделяемой энергии использовалась формула: $\sum_{i=1}^{n} = \Sigma_1 + \Sigma_2 + \ldots + \Sigma_n$, где $\sum_{i=1}^{n}$ полная сумма взрывов включений.

Имитируя энергию взрывов включения и сравнивая полученные пики с пиками декрепитограмм, очевидно, можно однозначно судить об относительной энергии взрывов включений в минералах. Эксперимент для определения энергии взрыва проводился следующим образом. Навеска массой в 1 *кг* сбрасывалась на мембрану датчика с высоты 2 *см*. Перо самописца вычерчивало на диаграмме пик, относительная величина которого приравнивалась к энергии удара навески о мембрану. Расчеты этой энергии проводились по формуле:

$$W_{\text{полн}} = W_{\text{к}} + W_{\text{п}};\ W_{\text{п}}{}^1 = mgh;\ W_{\text{к}}{}^1 = 0;\ W_{\text{п}}{}^2 = 0;$$

$$W_{\text{к}}{}^2 = \frac{mV^2}{2}\ W_{\text{п}}{}^1 = W_{\text{к}}{}^2 = mgh,$$

где W — энергия тела, $W_{\text{к}}$ — кинетическая энергия, $W_{\text{п}}$ — потенциальная энергия, m — масса навески, g — ускорение свободного падения, h — высота сбрасывания, V — скорость падения.

В рассматриваемом случае величина пика в 90 делений диаграммы соответствовала энергии, равной: $W = 0{,}001\ г \cdot 980\ см/сек^2 \cdot 2\ см = 1{,}960\ г \cdot см^2/сек^2 = 1{,}96\ эрг$.

Следовательно, одному делению на декрепитограмме соответствует, при данной чувствительности усилителя, энергия, равная 0,021 *эрг*.

При декрепитационном анализе важно правильно оценить температуры разрывов по получаемой кривой нагревания.

В проводимых исследованиях расшифровка кривой производилась в следующем порядке. На диаграмме отмечается начало и конец пиков, принимаемых за начало и конец интервалов взрывов включений. В этом интервале выбирается участок наибольшей частоты колебаний (взрывов), который является максимумом для данного интервала. Имеющийся фактический материал позволяет сделать вывод о том, что в пределах одного интервала отмечаются иногда два и больше максимума. Од-

нозначно относить интервалы разрывов вакуолей к тому или другому типу включений, по условиям образования и агрегатному составу, можно только после сопоставления с результатами гомогенизации.

Размер и агрегатный состав включений, так же как и размер фракций, тесно связаны с величиной получаемого эффекта взрыва вакуоли — с величиной пика на декрепитограмме. Поэтому представляется весьма важным при минералотермометрических исследованиях подготовка монофракций минералов по размеру зерен, в зависимости от агрегатного состава и размера включений.

Эти исследования являются продолжением ранее начатых нами опытов и проводились для всех изучаемых скарновых минералов.

Методику подбора удобной для прогрева фракции, которая давала бы равномерные по частоте пики во всех температурных режимах, можно иллюстрировать, в частности, на примере кальцита (проба 539). Были взяты три фракции кальцита этой пробы: меньше 0,25 *мм*, больше 0,25 *мм* и больше 0,5 *мм*. Каждая из трех фракций прогревалась дважды. Сопоставление получаемых декрепитограмм показало, что с увеличением размера фракции увеличивается частота взрывов включений в верхних пределах температур (250—300° С). Так, двукратный прогрев кальцита фракции меньше 0,25 *мм* дал наибольшие интервалы пиков в нижних (100—120°) пределах температур, у кальцита фракции больше 0,5 *мм* этот интервал был менее четким, зато интервал взрывов при температуре 250—300° С оказался более мощным, чем при прогреве фракции меньше 0,25 *мм*.

Для выяснения причин наблюдаемых явлений были исследованы агрегатный состав включений и температура разрушения минерала, возможно оказывающая влияние на получение этого эффекта.

Как показало изучение, включения в кальците пробы 539 преимущественно жидкие, копьевидной формы, первичные. Размер их 100—160×5—8. Вторичные включения — жидкие, значительно меньших размеров и встречаются редко вдоль трещинок в минерале.

Очевидно, что при подготовке фракции меньше 0,25 *мм* большая часть крупных первичных включений оказывается вскрытой, тогда как во фракции более 0,25 *мм* они на единицу объема минерала сохраняются в большем количестве. При нагреве минерала фракции больше 0,25 *мм* основная масса первичных включений прогревается равномерно и растрескивается в одном интервале. Мелкие вторичные включения в связи со значительной величиной фракции дают слабый эффект при разрыве (рис. 2). При нагреве фракции меньше 0,25 *мм* инертность массы обломков при разрыве вторичных включений становится

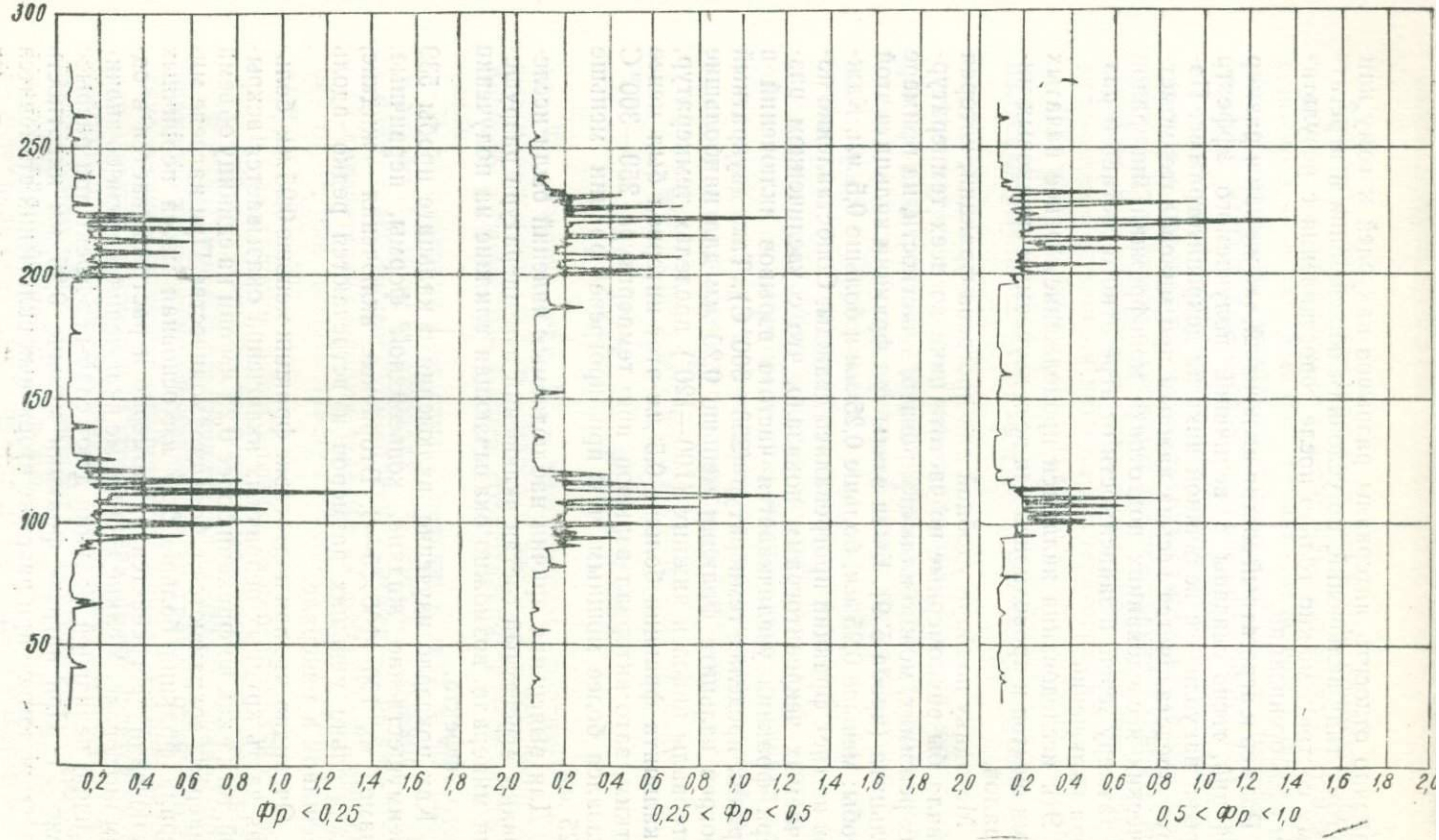


Рис. 2. Зависимость декрепитационного эффекта от величины выбранной фракции кальцита.

меньше, что обусловливает хороший эффект растрескивания мелких вторичных включений; разрыв же первичных включений дает более слабый эффект из-за небольшого количества сохранившихся первичных включений во фракции.

Влияние температуры разрушения минерала не отразилось на качестве декрепитограмм первичных и вторичных включений. По данным прогрева кальцита в муфельной печи с дифференциальной установкой температур типа МП-2У, его разрушение (увеличение числа зерен) началось с 350° С, т. е. уже после полного завершения разрывов первичных включений.

Результаты изучения агрегатного состава и температуры декрепитации включений в минералах

Агрегатный состав включений в минералах скарновых тел аномалии № 3 Северного участка изучался в гранатах, пироксенах и кальците. Исследование включений в лиеврите затруднено из-за малой прозрачности минерала. Попытка изучения агрегатного состава включений в лиеврите в отраженном свете оказалась малоэффективной.

Гранаты всех трех скарновых тел очень похожи по агрегатному составу установленных в них включений. По условиям образования включения в гранатах делятся на первичные и вторичные. Первичные включения часто можно наблюдать по зонам роста ромбододэкаэдров граната. К ним следует отнести жидкие, двухфазовые жидкие, газовые и многофазовые включения. Преобладающим типом являются двухфазовые жидкие, реже встречаются многофазовые (рис. 3). Вторичные включения располагаются по микротрещинам, секущим зерна вкрест зонам роста. К ним относятся двухфазовые жидкие и газовые включения. В целом, по-видимому, гранаты всех трех скарновых тел образовались из близких по концентрации и составу растворов.

Пироксены представлены двумя генерациями, имеющими однако близкие по агрегатному составу включения. По условиям происхождения эти включения первичные. Следует заметить, что пироксены являются минералами, изучение агрегатного состава включений в которых затруднено из-за малой прозрачности зерен. Поэтому, как правило, более мелкие вторичные включения могли оказаться просто незамеченными. Среди первичных включений обнаружены газово-жидкие, существенно газовые и многофазовые. Наиболее распространены газово-жидкие включения. Многофазовые встречаются реже (рис. 4). Основываясь на этих данных, можно считать, что пироксены, так же как и гранаты, образовались из близких по составу и концентрации растворов. Однако в отличие от грана-

тов, концентрация растворов, из которых выпадал пироксен, была, видимо, несколько ниже, так как количество многофазовых включений в пироксене меньше, чем в гранате.

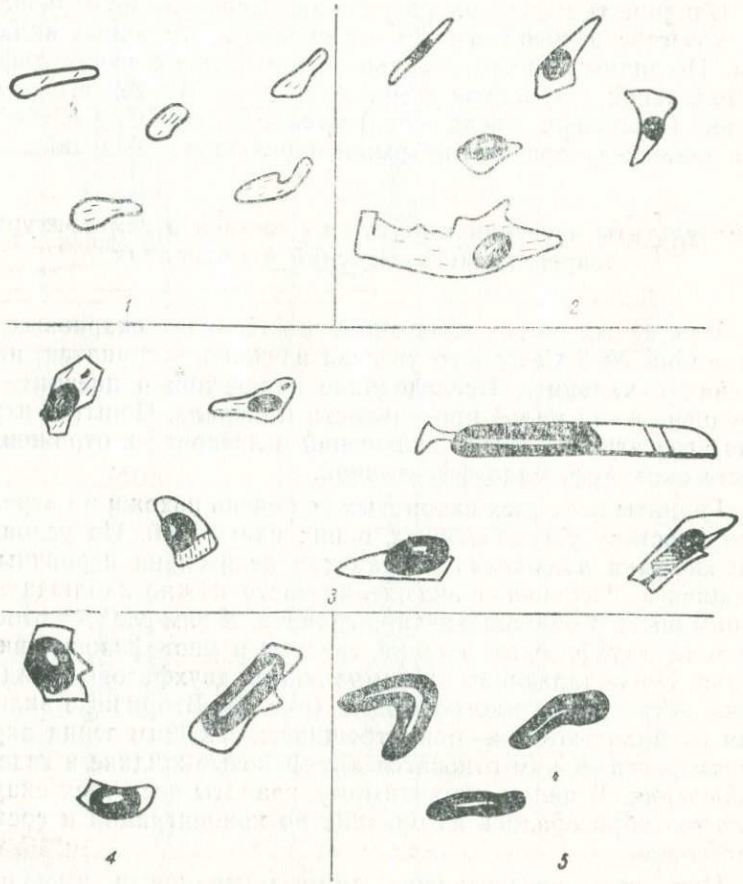


Рис. 3. Агрегатный состав включений в гранатах скарнов аномалии № 3: *1* — жидкие включения; *2* — двухфазовые жидкие включения; *3* — многофазовые включения; *4* — существенно-газовые включения; *5* — газовые включения

Кальцит Верхнего скарна содержит обычное количество жидких и двухфазовых жидких первичных включений, очень часто заключенных в отрицательном кристалле. Преобладают газово-жидкие включения. Вторичные включения приурочены к редким микротрещинам и по агрегатному составу газово-жидкие. Кальцит Среднего скарна отличается от вышеописанных лишь наличием редких первичных газовых включений и вытянутой, остроугольной формой двухфазовых жидких включений. В кальците Нижнего скарна, кроме вышеописанных, об-

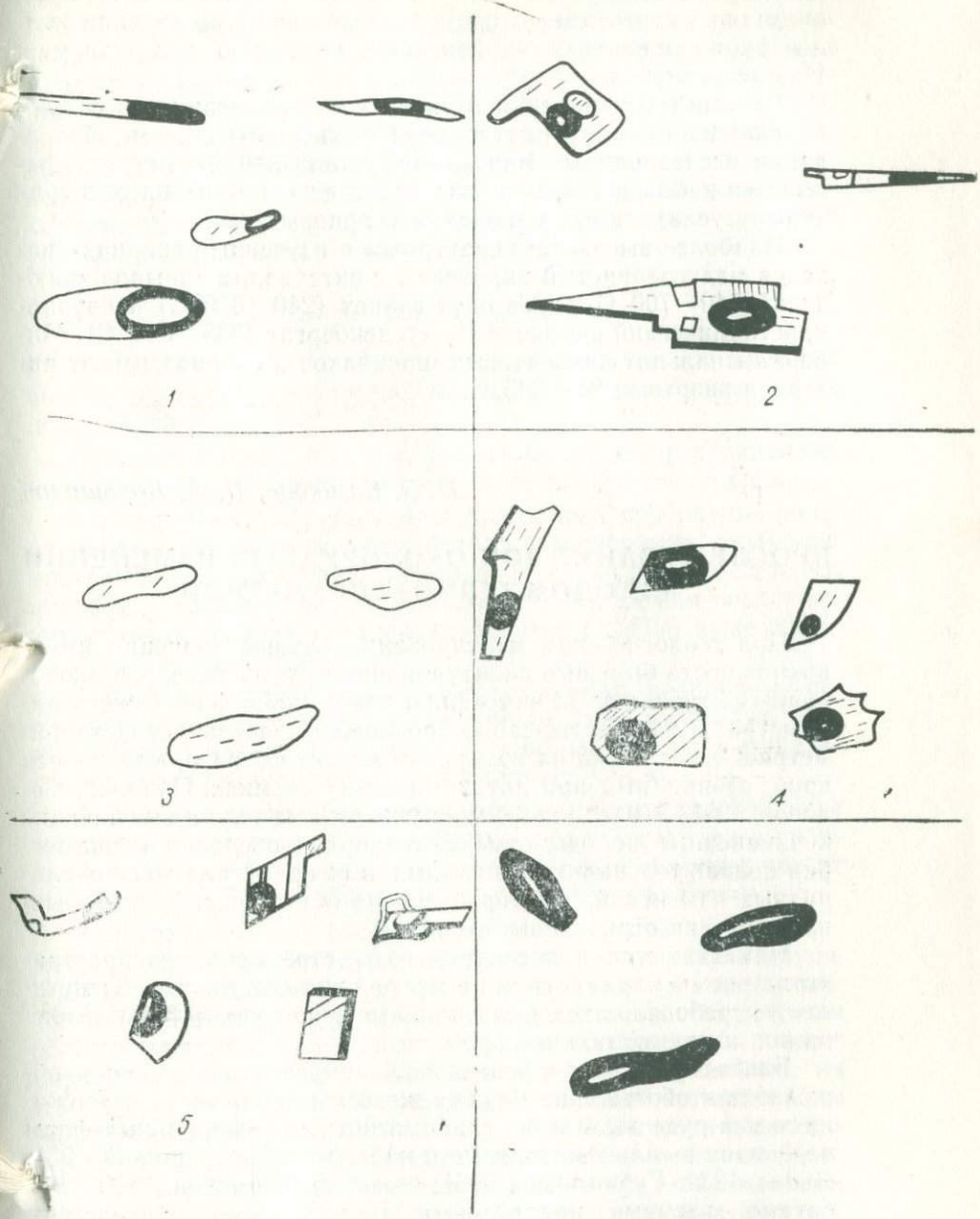


Рис. 4. Агрегатный состав в пироксенах скарнов аномалии № 3:

1 — двухфазовые жидкие включения; *2* — многофазовые включения; *3* — жидкие включения; *4* — двухфазовые жидкие включения; *5* — многофазовые включения; *6* — газовые включения

наружены единичные первичные многокомпонентные включения. Сравнение результатов изучения кальцита позволяет, очевидно, судить о некотором относительном увеличении концентрации маточных карбонатных растворов в Среднем и Нижнем скарнах.

Результаты измерения температур декрепитации по каждому скарновому телу подтвердили последовательность образования исследованных минералов, установленную петрографическими наблюдениями, и свидетельствуют о близких температурных условиях формирования скарновых тел.

Наиболее высокотемпературным в изученных скарнах оказался мелкозернистый пироксен I с интервалом взрывов включений 340—700° С, далее идут гранат (240—650° С) и крупнокристаллический пироксен II — геденбергит (335—600° С). Минералы кальцит-лиевритовых прожилков в скарнах имеют интервал разрывов 95—325° С.

Н. З. Евзикова, Н. А. Ворошилов

ПРОСЛЕЖИВАНИЕ ЗОН ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ МЕТОДОМ ТЕРМОКАППАМЕТРИИ

При геологическом картировании важное значение имеет возможность быстрого оконтуривания рудных тел и зон околорудных изменений по изменению какого-либо физического параметра. В частности, давно предложен полевой метод каппаметрии, основанный на измерении магнитной восприимчивости проб, отбираемых при литохимических съемках (Миллер, Соловов, 1955). Содержащие магнетит рудные тела и вмещающие неизмененные породы отмечаются при проведении каппаметрии положительными аномалиями, в то время как зоны околорудных изменений, в которых магнетит разрушен, дают обычно аномалии отрицательного знака.

Наметившееся в последние годы стремление распространить приемы каппаметрии на месторождения, бедные магнетитом, потребовало введения в каппаметрию дополнительной операции, а именно обжига проб.

Благодаря обжигу, использовавшемуся ранее главным образом для обогащения бедных железных руд, часть содержащегося в руде железа из слабомагнитных минеральных форм переходит в сильномагнитные и наоборот (Масленицкий, 1931; Девис, 1932; Губин и др., 1961; Файнберг, Семенов, 1960). Работами, впервые начатыми в ВИРГе под руководством Н. Н. Сочеванова, было показано, что многие зоны оруденения, не отмечаемые каппаметрией в ее общепринятом варианте, хорошо выявляются термокаппаметрией—разновидностью каппа-

метрии, включающей в себя обжиг проб (Ворошилов, Сочеванов, 1966).

Мы изучали возможности термокаппаметрии для прослеживания рудных тел и зон околорудных изменений на различных гидротермальных месторождениях Забайкалья (Озерное, Лугиинское, Козловское, Савинское № 5, Акатуевское). В ряде случаев применение термокаппаметрии для этой цели оказалось весьма эффективным. Это дает основание считать полезным ознакомление с принципом и опытом применения термокаппаметрии геологов, интересующихся прикладной стороной учения об околорудных изменениях.

Принцип термокаппаметрии

В термокаппаметрии используется различие в магнитной восприимчивости железосодержащих проб до обжига ($\varkappa$) и после обжига при 900° ($T\varkappa$).

По соотношению этих величин наиболее распространенные минералы железа можно разделить на следующие группы:

1. Слабомагнитные минералы, при обжиге необратимо переходящие в сильномагнитные (пирит, арсенопирит, пирротин, пентландит, халькопирит, блеклые руды, марматит, сидерит, анкерит, гематит, гетит, лепидокрокит). Магнитная восприимчивость проб, содержащих минералы этой группы, после обжига увеличивается: $T\varkappa > \varkappa$.

2. Сильномагнитные минералы, при обжиге необратимо переходящие в слабомагнитные (магнетит, титаномагнетит, хромит). Магнитная восприимчивость проб, содержащих минералы этой группы, после обжига снижается: $T\varkappa < \varkappa$.

3. Слабомагнитные минералы, обжиг которых при 900° С не вызывает их перехода в иные фазы (породообразующие силикаты железа). Магнитная восприимчивость проб, содержащих эти минералы, после обжига почти не меняется: $T\varkappa = \varkappa$.

В литохимических пробах, используемых при термокаппаметрии, часто присутствуют представители всех трех групп. Пробы различаются по содержанию природных восстановителей и окислителей, что не может не сказаться на результатах обжига; вариации в гранулометрическом составе проб создают неравноценные условия окисления при обжиге; наконец, на магнитную восприимчивость проб до и после обжига способны влиять не только минералы железа, но и парагенетически связанные с ними минералы других элементов (марганца, кобальта, никеля). Все это показывает, что даже при максимальном соблюдении постоянства режима обжига, величина положительного ($T\varkappa > \varkappa$) или отрицательного ($T\varkappa < \varkappa$) эффекта термокаппаметрии не может быть строго истолкована как зависящая от концентрации какого-либо компонента пробы.

Другая причина невозможности точной количественной интерпретации данных термокаппаметрии связана со способом измерения магнитной восприимчивости проб. В термокаппаметрии используется полевой прибор ИМВ-2, не позволяющий получать абсолютные значения магнитной восприимчивости на литохимических пробах из-за несоблюдения представительности размеров пробы, степени ее разрыхления, постоянства электропроводности и пр. Относительные же значения $\varkappa$ и $T\varkappa$ при резком различии проб в отношении минерального и гранулометрического состава несопоставимы между собой.

Таким образом, ясно, что в теоретическом аспекте метод термокаппаметрии пока не совершенен. Практически же он позволяет, хотя и грубо, выявлять и оценивать зоны околорудных изменений, исходя из следующих допущений: 1) участки положительных термокаппаметрических аномалий совпадают с зонами оруденения или зонами гидротермально измененных пород, которые содержат термические неустойчивые минералы железа; 2) величина положительных аномалий в общем тем больше, чем больше в породе легкоразлагаемых при обжиге минералов железа.

Главные реакции обжига

Изменение магнитной восприимчивости проб после обжига обусловлено прежде всего образованием новых магнитных фаз. В зависимости от того, в какую сторону изменяется значение магнитной восприимчивости, можно различать обжиг магнитизирующий и размагничивающий. Главные реакции, которые протекают в обжигаемых пробах и вносят самый существенный пай в изменение магнитной восприимчивости проб, ясны уже сейчас. Они являются частью реакций, осуществляющихся в процессах металлургии, выращивания искусственных кристаллов, обогащения, получения серной кислоты. Механизм их достаточно хорошо изучен. Так, известно, что в продуктах магнитизирующего обжига различных рудных смесей ведущая роль принадлежит магнетиту и другим ферритам (Будников, Бережной, 1948; Борисенко, 1951; Курцева, 1952; Лапин, 1956), а в продуктах размагничивающего обжига — гематиту (Генделев, Юрьева, 1964). Синтез магнетита и гематита в зависимости от состава пробы может осуществляться на разных стадиях обжига. Наиболее быстро синтезируются магнетит и гематит при обжиге карбонатов и гидроокислов железа (Цветков, Вальяшихина, Пилоян, 1964). В прокаленных пробах этих минералов различными видами анализа магнетит обнаруживается как результат окисления закиси железа, получающейся при термической диссоциации карбонатов ($t = 540$—580° С) или, наоборот, восстановления окиси железа, получающейся при диссоциации гетита и лепи-

докрокита (t=380—400° С) сопутствующими им органическими веществами (Васютинский, Гребнев, 1961; Васютинский, 1964).

Схема обжига сидерита: $FeCO_3 = CO_2 + FeO$; $6FeO + O_2 = 2Fe_3O_4$.

Схема обжига лимонита: $2FeO(OH) = Fe_2O_3 + H_2O$; $3Fe_2O_3 + C = 2Fe_3O_4 + CO$.

Перекаливание проб ведет к окислению синтезированного магнетита и снижению положительного эффекта термокаппаметрии: $2Fe_3O_4 + O = 3Fe_2O_3$.

Чаще всего в конечных продуктах обжига наблюдается гематит, но в особых условиях (невысокая температура, специфический состав пробы, наличие стабилизирующих примесей), по-видимому, может присутствовать и маггемит (Сальдау, 1956, 1961; Карпова, 1963; Васютинский, 1963; Багин, 1966). Процесс диссоциации и окисления (или восстановления) минералов развивается постепенно по направлению от поверхности зерен к их центру. Зерна в недокаленных пробах поэтому часто сохраняют зональное строение, например, в ядре — арсенопирит, в кайме — пирротин (проба арсенопирита); в ядре — сидерит, в кайме — магнетит (проба сидерита); в ядре — магнетит, в кайме — гематит (проба магнетита). Синтез магнетита при обжиге сульфидов протекает сложнее. При температуре до 500° С на зернах сульфидов сначала образуется корочка разнообразных сульфатов (Смирнов, Тихонов, 1958): $FeS + 2O_2 = FeSO_4$; $FeS_2 + 3O_2 = FeSO_4 + SO_2$; $CuFeS_2 + 4O_2 = FeSO_4 + CuSO_4$ и т. д.

Интенсивное окисление сульфидов приводит в итоге к их воспламенению, за которым начинаются превращения, резко меняющие первоначальную магнитную восприимчивость проб. Из всех сульфидов магнетит раньше всего образуется по пирротину. Имевшаяся на пирротине корочка сульфатов при температуре выше 500° С неустойчива и разлагается с образованием гематита: $2FeSO_4 = SO_2 + SO_3 + Fe_2O_3$.

Гематит действует на пирротин как сильный окислитель и вместо корки сульфата на пирротине вырастает корка магнетита: $10Fe_2O_3 + FeS = SO_2 + 7Fe_3O_4$.

Дальнейшее утолщение корки магнетита осуществляется за счет диффузионного обмена «кислород—сера», происходящего между ядром пирротина и окружающим воздухом; при этом состав и магнитные свойства пирротина оказываются различными в различных точках зерна (Desborough, Carpenter, 1965): $3FeS + 5O_2 = Fe_3O_4 + 3SO_2$.

Пирит до своего превращения в магнетит испытывает диссоциацию на пирротин и серу при температуре 700° С (Удинцева, Чуфаров, 1941; Кузьминых, 1955; Цветков, Вальяшихина, 1958; Arnold, 1962; Paulik, Erdey, Gal, 1962): $FeS_2 = FeS + S$.

Арсенопирит и халькопирит также диссоциируют с образованием пирротина соответственно при температуре 740 и 560° С. Побочными продуктами при этом являются сера, мышьяк и борнит: $FeAsS = FeS + As$; $5CuFeS_2 = 4FeS + Cu_5FeS_4 + 2S$.

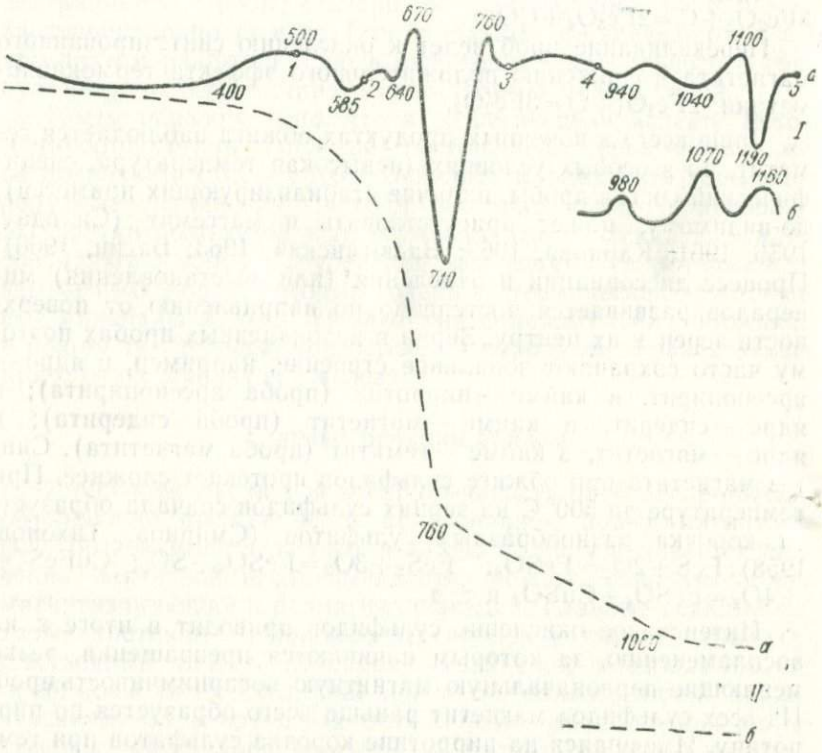


Рис. 1. Термограмма пробы пирита.

I — дифференциальная термическая кривая: *а* — нагревание; *б* — охлаждение. *II* — кривая изменения веса: *а* — нагревание; *б* — охлаждение. Условия обжига умеренно-окислительные, фракция 1 *мм*, скорость нагрева 10° С/*мин*., прибор «МОМ». Фазовый состав пробы: *1* — пирит; *2* — пирит, пирротин; *3* — пирротин, магнетит, гематит; *4* — гематит, магнетит, пирротин; *5* — гематит

Борнит в свою очередь способен диссоциировать на пирротин, халькозин и серу; халькозин — на ковеллин и медь. Новообразованный пирротин, вступая в реакцию с кислородом воздуха, превращается в магнетит уже описанным способом. Если в пробах, кроме железа, присутствуют другие двувалентные катионы, вместо магнетита по пирротину могут образоваться ферриты меди, цинка, магния, кальция. Медь окисляется до куприта и тенорита, мышьяк — до арсенолита. При температуре выше 900° С в пробах с сульфидами происходит

выплавление ряда эвтектик (FeS—FeO, FeS—Fe, FeS—Cu_2S, FeS—ZnS и др.), а также образование летучих комплексов железа. На конечный результат обжига, кроме температуры, сильно влияет степень доступа кислорода к пробе. Сидерит в нейтральных условиях обжига может дать вюстит, в окислительных — магнетит или гематит, а в восстановительных — металлическое железо; сульфиды при недостаточном окислении могут остаться на стадии пирротина, а не преобразоваться в магнетит; при избыточном окислении магнетит также не возникнет. Следовательно, для достижения максимального прироста магнитной восприимчивости проб — синтеза магнетита — требуется умеренно-окислительный режим окисления. Именно при таком режиме осуществляется образование магнетита в природе при подземных серно-колчеданных пожарах (Вертушков, 1940). Последовательность минералообразования пирит—пирротин—магнетит—гематит, наблюдающаяся при подземных серно-колчеданных пожарах, легко воспроизводится на кристаллах пирита, подвергаемых обжигу при умеренном доступе кислорода (рис. 1).

Техника термокаппаметрии

Термокаппаметрия, так же как и каппаметрия, рассчитана на применение ее в условиях, наиболее приближающихся к полевым. Работа ведется на небольших объемах проб (около 15 $см^3$), доведенных дроблением до размера частиц 1 *мм* (коренные породы) или ситованием до <1 *мм* (рыхлые отложения). Измерение величин $\varkappa$ и $T\varkappa$ производится на приборе ИМВ-2 в одном и том же бюксе с высотой насыщенного слоя, устанавливаемого экспериментально по нескольким пробам с различной магнитной восприимчивостью. Контроль за правильностью измерений осуществляется с помощью магнитных эталонов. Обжиг проб ведется сериями по 12—16 штук в каждой. Для обжига используются муфельная печь с термопарой и одинаковые фарфоровые тигли с крышкой. Температура обжига 900° С, время обжига — 15 мин. Перед измерением $T\varkappa$ охлажденные пробы тщательно перемешиваются. Последовательность операций такая: измерение $\varkappa$ — обжиг — измерение $T\varkappa$. При соблюдении идентичности всех операций воспроизводимость результатов получается удовлетворительной. В результате статистической обработки 660 повторных определений $T\varkappa$ устанавливается, что максимальное отклонение точек эмпирической кривой накопления от усредняющей линии не превышает 5,3%. Отсюда, согласно критерию Колмогорова, следует, что при уровне значимости 0,05 распределение ошибок измерений $T\varkappa$ согласуется с логнормальным законом распределения. При широком диапазоне измеряемых величин от 10 до $6000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ случайная ошибка характе-

ризуется следующими параметрами: σ_0 (среднеквадратичная ошибка логарифмов значений) $=0{,}11$, ε_0 (коэффициент вариации случайных ошибок) $=1{,}3$.

Изображение результатов термокаппаметрии (графики, изолинии на планах и разрезах) строится в соответствии с правилами, принятыми при литохимической съемке.

Примеры использования термокаппаметрии

Опыт прослеживания зон околорудных изменений методом термокаппаметрии на гидротермальных месторождениях Забайкалья показал, что наиболее благоприятными объектами для него служат колчеданные, колчеданно-полиметаллические руды и зоны околорудных изменений в богатых темноцветными минералами эффузивах и гранитоидах. Ниже приводятся два примера оконтуривания рудных тел и зон околорудных изменений по данным каппаметрии: коренных пород и рыхлых отложений.

1. Руды прожилково-вкрапленного типа на месторождении Лугиинском (Дудин и др., 1963) состоят из галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, арсенопирита, пирротина, блеклой руды и станнина. Зоны оруденения приурочены к крутопадающим трещинам в вулканогенных отложениях (порфириты, туфы и пр.). Последние обладают низкой магнитной восприимчивостью до $30 \cdot 10^{-6}$ СГСМ. Лишь для отдельных проб, взятых непосредственно из рудных тел, магнитная восприимчивость повышается до $240 \cdot 10^{-6}$ СГСМ. Околорудные изменения заключаются в серицитизации, окварцевании, пиритизации, турмалинизации. По данным каппаметрии литохимических проб,

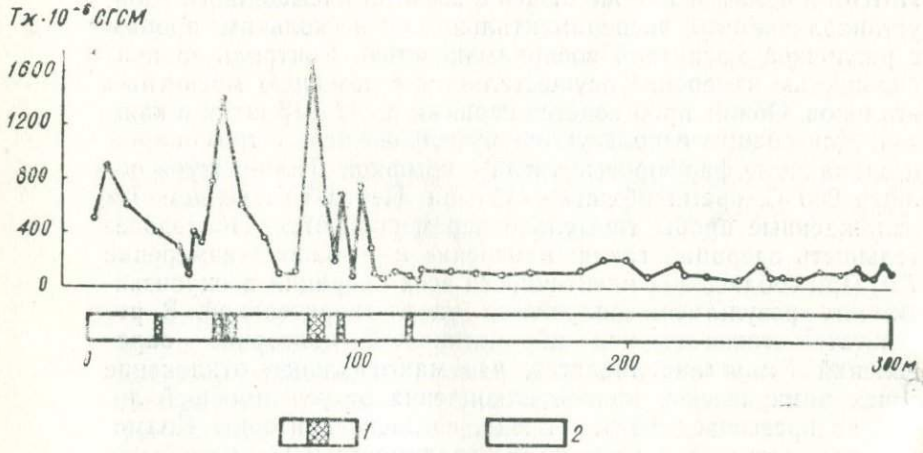


Рис. 2. Результаты термокаппаметрии по керну. Месторождение Лугиинское. скв. 413:
1 — рудные жилы; *2* — вмещающие породы

взятых по керну скважин, вырисовываются лишь узкие полосы рудных жил. Обжиг проб и последующее измерение $T\varkappa$ позволяют резко усилить контрастность выделения не только рудных жил, но и зон околорудных изменений. Максимальное значение $T\varkappa$ для рудных проб достигает $1800 \cdot 10^{-6}$ СГСМ (рис. 2).

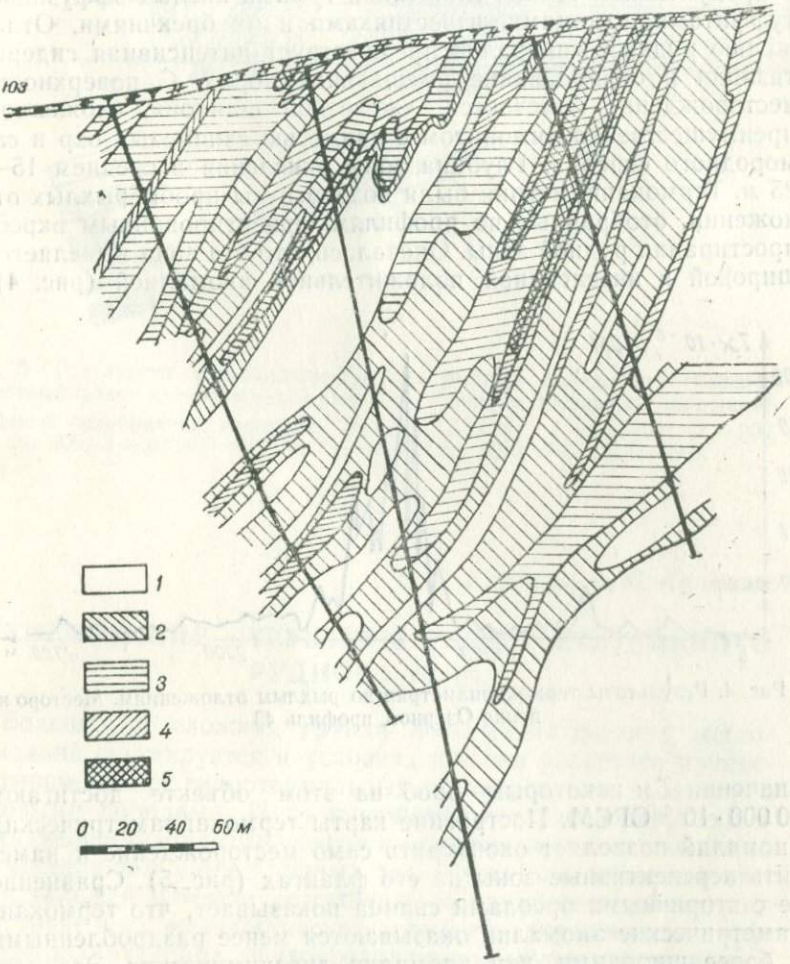


Рис. 3. Результаты термокаппаметрии по керну. Месторождение Лугиинское, разрез. Аномалии $T\varkappa$ в 10^{-6} СГСМ: *1* — до 200; *2* — от 200 до 400; *3* — от 400 до 800; *4* — от 800 до 1200; *5* — более 1200.

В разрезе по керну трех скважин выявлены интенсивные аномалии $T\varkappa$ (рис. 3). Они окаймляют серии сближенных ку-

лисообразно расположенных рудных тел и пространственно совпадают с эндогенными ореолами свинца, будучи несколько шире последних и более чем в 10 раз шире самих рудных тел.

2. Руды массивного типа на месторождении Озерном (Филько и др., 1967) состоят из пирита, сфалерита, галенита, магнетита, халькопирита, арсенопирита, гематита, блеклой руды, станнина и аргентита. Они образуют пластовые залежи в продуктивной толще, сложенной туфами кислых эффузивов, туффитами, сланцами, известняками и их брекчиями. Отложению рудных минералов предшествует интенсивная сидеритизация и окварцевание вмещающих пород. С поверхности месторождение отмечается «железной шляпой», сложенной преимущественно лимонитом с примесью свинцовых охр и самородного серебра. Глубина зоны окисления в среднем 15—25 *м*. Термокаппаметрии были подвергнуты пробы рыхлых отложений, отобранные по профилям, ориентированным вкрест простирания рудной зоны. Оказалось, что эта зона выделяется широкой и интенсивной положительной аномалией (рис. 4).

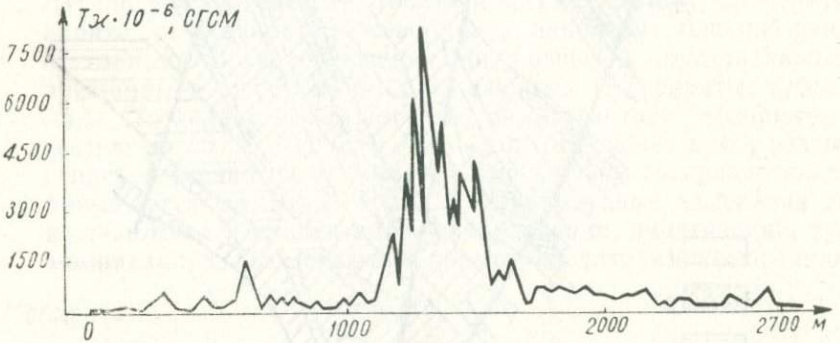


Рис. 4. Результаты термокаппаметрии по рыхлым отложениям. Месторождение Озерное, профиль 43

Значения $T_{ж}$ некоторых проб на этом объекте достигают $20\,000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ. Построение карты термокаппаметрических аномалий позволяет оконтурить само месторождение и наметить перспективные зоны на его флангах (рис. 5). Сравнение ее с вторичными ореолами свинца показывает, что термокаппаметрические аномалии оказываются менее раздробленными и более широкими, чем аномалии литохимические. Эта особенность термокаппаметрических аномалий, подтверждающаяся не только на Озерном и Лугиинском, но также на других исследованных нами месторождениях Забайкалья, по-видимому, дает некоторое преимущество термокаппаметрии перед обычными геохимическими методами при поисках глубоко залегающих рудных месторождений.

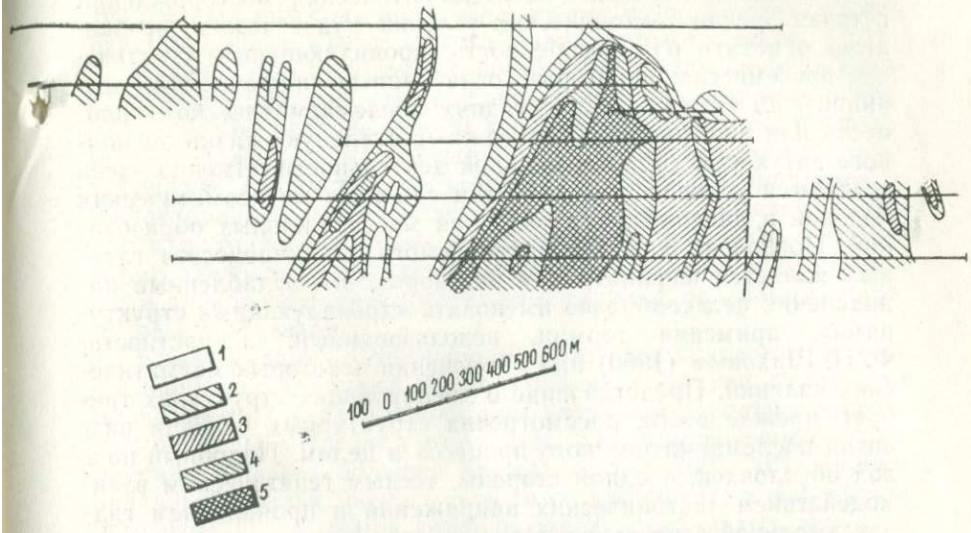


Рис. 5. Результаты термокаппаметрии по рыхлым отложениям. Северо-восточный фланг месторождения Озерного. Линиями обозначено положение профилей опробования. Аномалии $T\varkappa$ в 10^{-6} СГСМ: *1* — до 200; *2* — 200 до 400; *3* — от 400 до 800; *4* — от 800 до 1600; *5* — более 1600.

В. Г. Гладков, А. С. Калинин

ДРЕНИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ РЕДКОМЕТАТЕЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА

Большая и сложная группа послемагматических месторождений формируется в условиях широко развитого процесса перемещения гидротермальных растворов и их реакций с боковыми породами. Пути проникновения растворов, сопровождающиеся зонами изменения, одновременно оказываются и вместилищем самих рудных тел — жил или метасоматических залежей. Отсюда естественно и применение таких распространенных в геологической литературе терминов, как «рудоконтролирующая», «рудоподводящая», «рудовмещающая» и другие структуры. Вместе с тем, понятия, обозначаемые этими терминами, характеризуют обычно только какую-то одну сторону рудного процесса и, если последний сложен, требуют дополнительных пояснений.

---

* По техническим причинам статья помещена не в своем отделе (прим. ред.).

Подходя к изучению послемагматических месторождений с точки зрения тектонических условий рудогенезиса, необходимо отметить одну особенность, проявляющуюся практически повсеместно: некоторые ослабленные направления, возникшие на самых ранних стадиях послемагматического процесса или еще раньше, продолжают активную жизнь до полного затухания гидротермальной деятельности. Именно здесь создаются условия для развития сложных метасоматических колонок и располагается основная масса жильных образований. Поскольку для рассматриваемого типа процессов главным является инфильтрация растворов, эти ослабленные направления целесообразно именовать «дренирующими структурами», применяя термин, использованный, в частности, Ф. Н. Шаховым (1960) при объяснении некоторых магматических явлений. Представление о дренирующих структурах требует, прежде всего, рассмотрения структурных условий развития послемагматического процесса в целом. Подобный подход обусловлен, с одной стороны, тесным генетическим взаимодействием тектонических напряжений и проявлением гидротермальной деятельности и, с другой стороны, он позволяет в исторической последовательности исследовать развертывание во времени и пространстве рудных процессов. Кроме того, он дает возможность судить о морфологии рудных полей, о путях движения гидротермальных растворов, о возможном месте их отделения, о пространственном распределении послемагматических продуктов и т. д.

В связи с вышеизложенным определенный интерес представляют дренирующие структуры, выделенные нами на одном редкометальном рудном узле. Этот узел характеризуется четкой связью послемагматических процессов с интрузивными образованиями, широким развитием различных метасоматических и жильных рудоносных пород и хорошо выраженной зависимостью ориентировки жильных и метасоматических тел от общего плана деформации вмещающих пород.

Редкометальный рудный узел охватывает территорию обширного поля песчано-сланцевых верхнепалеозойских отложений, которая характеризуется четкими проявлениями гидротермальной деятельности, связанной с верхнеюрскими гранитными массивами. Общая площадь рудного узла около 400 *км*^{2}, из которых подавляющая часть приходится на литологически однообразную толщу песчаников и сланцев, отвечающих фации зеленых сланцев метаморфизма (по Н. А. Елисееву). Три гранитных массива (J_3) располагаются приблизительно в центре рудного узла вдоль широтной тектонической структуры и имеют соответственно (с запада на восток) площади выходов на поверхность 1,5, 7 и 0,08 *км*^{2}. Вблизи массивов и на некотором удалении от них встречаются дайковые

тела мелкозернистых аплитовидных гранитов, которые можно считать производными общего магматического очага.

Рудный узел приурочен к восточному крылу крупной антиклинальной складки субмеридионального простирания и размером в поперечнике 20—30 *км*. Ядерная часть ее, расположенная восточнее нашей территории, сложена толщей переслаивания слюдистых песчаников, песчанистых филлитов и филлитовидных алевропелитовых сланцев, а крылья — слюдистыми тонкозернистыми песчаниками с прослоями слюдистых гравелитов и эффузивов, филлитовидными алевролитовыми и алевропелитовыми сланцами, также с прослоями гравелитов и эффузивов.

Крыло складки в пределах рудного узла осложнено многочисленными складками более высоких порядков вплоть до плойчатости. Складки имеют асимметричное строение, различные размеры, в среднем от 1—2 до 4 *км* в поперечнике. Углы падения крыльев большей частью крутые (60—70°), причем западные крылья несколько положе восточных, в результате чего отмечается общая запрокинутость складчатых структур к востоку. Ядерные части их имеют очень сложное строение и характеризуются значительным количеством более мелких складок. По форме складки наклонные, открытые, реже изоклинальные, пережатые, сундучные и т. д.; по кинематическому типу они относятся к складкам течения, значительно реже — складкам изгиба с концентрическим скольжением.

Общим для складчатых структур рудного узла является погружение их к югу под углом 10—15—20° со ступенчатыми перегибами шарниров в отдельных местах, когда углы падения их увеличиваются до 40—50°. Простирание осей складок непостоянное, в южной части рудного узла азимут простирания 320—330°, а в северной — 360°. В результате этого осадочно-метаморфические породы образуют в плане дугу, выпуклую к западу.

Формирование складчатых структур сопровождалось образованием кливажа (называемого главным), параллельного осевым плоскостям, который является одним из характерных структурных элементов пород. Трещиноватость, развитая по главному кливажу, имеет широкое распространение и проявляется во всех разновидностях пород, нередко затушевывая первичную слоистость. Она имеет выдержанные элементы залегания — азимут падения 250—260°∠65—75°.

Значительным распространением в пределах рудного узла пользуются разрывные нарушения. Наиболее характерными из них являются север-северо-западные, согласные с общим простиранием осадочно-метаморфических пород и приуроченные большей частью к ядерным частям складок высоких порядков. Генетически они связаны с основной складчатостью субмеридионального простирания и в связи с этим относятся

к взбросам и взбросо-надвигам, возникающим в период ее завершения. К ним приурочены дайки лампрофиров, кварцево-микроклиновые и кварцевые тела. Ко второй системе относятся разрывные нарушения восток-северо-восточного (субширотного) простирания. Они представлены зонами повышенной трещиноватости, большей частью сколового характера, реже брекчиями, резкими флексурообразными перегибами (ундуляцией) шарниров складок. В общем, эта система разрывных нарушений в поверхностных условиях проявлена слабо, тем не менее их существование и важное значение в структуре рудного узла не вызывает сомнений. Они ориентированы поперечно к основной складчатости и, судя по структурным формам проявления, фиксируют (отражают) более глубокие расколы фундамента, подстилающего чехол среднепалеозойских отложений.

Кроме двух основных систем разрывных нарушений, значительно меньшая часть их имеет северо-восточное и северо-западное простирание, располагаясь диагонально к простиранию складчатых структур. Они относятся к типу сколовых трещин и играют небольшую роль в формировании общей структуры рудного узла.

Одной из характерных особенностей всех трех гранитных массивов является чрезвычайно широкое развитие послемагматических процессов изменения пород. Эти изменения затронули массивы в различной степени, что находится в зависимости от уровня их эрозионного среза и наличия мощных дренирующих структур. Кроме того, определенное влияние оказала и возможная неодновозрастность центрального и двух меньших по размерам гранитных тел, которые, очевидно, представляют собой несколько более поздние и лейкократовые образования. Однако по своему характеру метасоматические преобразования пород в массивах весьма сходны.

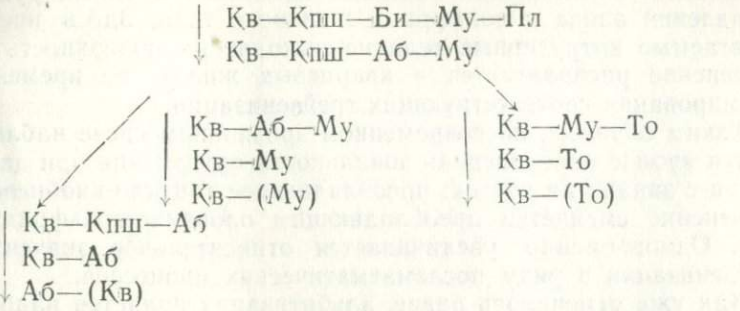
В общем виде особенности изменений гранитов можно представить в виде следующих колонок. Для центрального массива *:

Кв—Кпш—Би—Му—Пл
Кв—Кпш—Му—Аб
(Кв)—Кпш—Му—Аб
(Кв)—Кпш—Аб
↓ (Кв)—(Кпш)—Аб

Здесь типичные грейзены встречены не были и единственным результатом грейзенизации является появление мусковита.

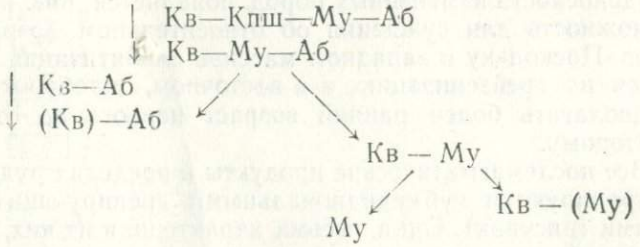
* Здесь и далее: Кв — кварц, Кпш — калиевый полевой шпат, Би — биотит, Му — мусковит, Пл — плагиоклаз, Аб — альбит, То — топаз.

Для западного массива колонка имеет несколько иной вид:



В этой колонке левая ветвь, отвечающая альбитизации, накладывается на правую, соответствующую процессам образования мусковит-кварцевых и топаз-кварцевых грейзенов.

Восточный массив в целом значительно интенсивнее изменен и во вскрытой части сложен в различной степени альбитизированными и грейзенизированными гранитами. Развитым здесь процессам отвечает следующая метасоматическая колонка:



Левая ветвь здесь также соответствует интенсивному щелочному метасоматозу — альбитизации, а правая — грейзенизации. В отличие от западного массива грейзенизация в этом случае накладывается на альбитизацию и, кроме того, характеризуется хорошо выраженным процессом образования позднего мусковита, развивающегося по существенно кварцевым метасоматическим породам и кварцевым жилам грейзеновой стадии.

Метасоматические и жильные породы западного и восточного массивов рудоносны и являются месторождениями, причем последние располагаются в местах пересечения массивов крупными дренирующими структурами.

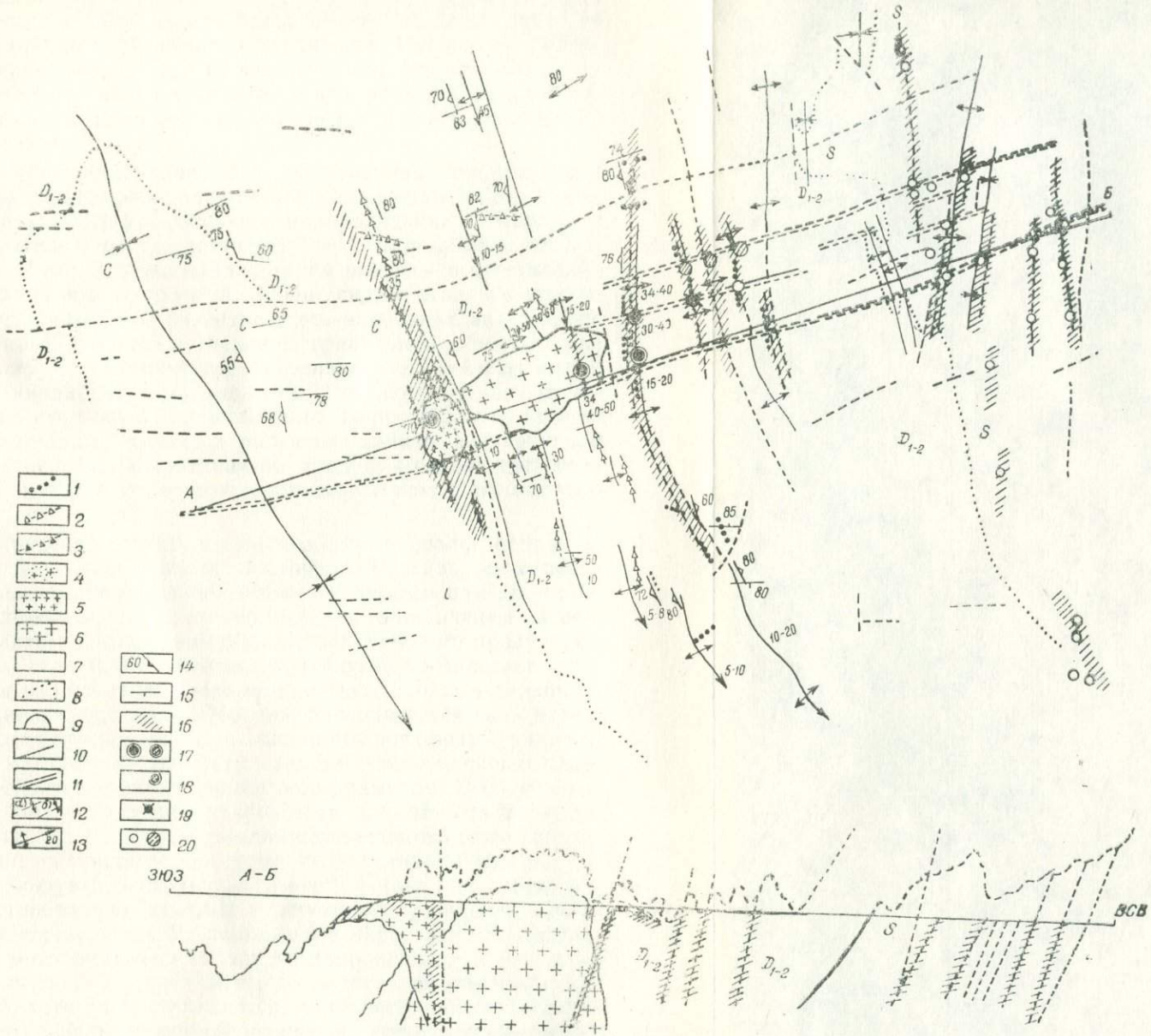
При рассмотрении всего рудного поля легко усматривается определенная зональность оруденения. Западный массив отличается тантало-ниобиевым оруденением с подчиненной вольфрамовой и бериллиевой минерализациями; восточный массив содержит резко преобладающее вольфрамовое оруденение, а также бериллиевую и тантало-ниобиевую минерализации. Да-

лее на восток, среди метаморфизованных палеозойских песчано-сланцевых отложений залегают несколько крупных рудопроявлений олова и вольфрама жильного типа. Здесь предполагаемые интрузивные тела не выходят на поверхность и оруденение располагается в кварцевых жилах, по времени формирования соответствующих грейзенизации.

Таким образом, на современном эрозионном срезе наблюдается вполне определенная зональность оруденения при движении с запада на восток: преобладающее тантало-ниобиевое оруденение сменяется преобладающим оловянно-вольфрамовым. Одновременно увеличивается относительное значение грейзенизации в ряду послемагматических процессов.

Как уже отмечалось ранее, альбитизация является наиболее интенсивным послемагматическим процессом, затронувшим практически все рудное поле и выходящим далеко за пределы материнских интрузивов. Последнее обстоятельство заставляет предполагать более глубинный источник существенно натриевых растворов и рассматривать альбитизацию как единый мощный процесс, характеризующий определенный этап формирования рудного поля. При таком допущении, учитывая особенности метасоматических колонок различных массивов и рудоносность измененных пород, появляется дополнительная возможность для суждения об относительном возрасте массивов. Поскольку в западном массиве альбитизация накладывается на грейзенизацию, а в восточном, наоборот, следует предполагать более ранний возраст первого по отношению ко второму.

Все послемагматические продукты в пределах рудного узла контролируются субмеридиональными дренирующими структурами (рисунок). Одна, весьма характерная из них, проходит в краевой части восточного массива и прослеживается в северном и южном направлениях на несколько километров. Вблизи массива (к северу) на интервале около 700 *м* отмечаются две линии смещений, отстоящие друг от друга на 15—20 *м*. Они имеют простирание 330—340°, согласное со складчатыми структурами, и падение на запад под углом 45—70°. Породы вблизи смесителей интенсивно рассланцованы, перемяты, милонитизированы и катаклазированы. Анализ мелких структурных форм свидетельствует о надвиговых перемещениях по смесителям западных блоков к востоку. Далее к северу появляется несколько прерывистых зон рассланцевания и смятия, расположенных кулисообразно. Они прослеживаются на несколько сотен метров и, по-видимому, скрываются под наносами пади. Все разрывные нарушения проходят в западном крыле антиклинальной складки, которая по своему строению представляет в миниатюре антиклинорий. Для осложняющих его складок высоких порядков (с размером в поперечнике от нескольких метров до 100—200 *м*) характерна виргация,



Тектоническая схема и дренирующие структуры редкометального рудного узла. Дренирующие структуры второго типа показаны на разрезе:

1 — кварцевые жилы с вольфрамитом; *2* — калишпат-кварцевые жилы; *3* — амазонит- кварцевые жилы; *4* — интенсивно альбитизированные и грейзенизированные граниты; *5* — альбитизированные граниты; *6* — двуслюдяные граниты; *7* — песчано-сланцевые отложения, *8* — установленные контакты свит; *9* — контакты выхода гранитных массивов на поверхность; *10* — разрывные нарушения; *11* — зоны трещиноватости; *12* — осевые линии складок (*а* — антиклиналей, *б* — синклиналей); *13* — направления погружения шарниров складок; *14* — главный кливаж; *15* — трещины скола; *16* — дренирующие структуры; *17* — месторождения, залегающие в метасоматически измененных гранитах; *18* — месторождения, залегающие в измененных песчано-сланцевых отложениях; *19* — месторождения штокверкового типа; *20* — рудопроявления (жильные коренные — заштриховано, кружок — свалы глыб с рудной минерализацией)

к стр. 424

изгибы шарниров в плане и продольном направлении. Этим, по-видимому, и обусловлено прерывистое, кулисное строение рассматриваемого разрывного нарушения. Последним объясняется неравномерная и в то же время интенсивная насыщенность всей зоны дайками лампрофиров, кварцево-полевошпатовыми и кварцевыми жилами, а также гидротермальными изменениями пород.

Среди послемагматических образований дренирующей структуры резко преобладают кварцевые жилы, содержащие интенсивную вольфрамитовую минерализацию. Мощность жил в отдельных местах достигает 1—1,5 *м*, но обычно составляет 20—30 *см*; нередко наблюдаются раздувы и ответвления более мелких жил от главной. Особо следует отметить относительно незначительное развитие здесь альбитизации — самого характерного процесса изменения гранитов и обычную для этой дренирующей структуры грейзенизацию. Грейзены имеют мусковит-кварцевый и мусковитовый составы и образуют маломощные оторочки у кварцевых жил. Таким образом, несмотря на длительный характер развития, данная дренирующая структура «специализирована» на продукты стадии грейзенизации (к которой относятся кварцевые жилы с вольфрамитом).

Дренирующая структура другого типа располагается в северо-восточной части того же восточного массива, захватывая измененные граниты и лишь незначительно вмещающие породы. Она лежит непосредственно под полого падающим на восток контактом и выполнена послемагматическими продуктами различных стадий. У самого эндоконтакта здесь залегает крупное кварц-калишпатовое тело мощностью до 20 *м* и длиной по простиранию около 30 *м*. Под ним располагается зона интенсивно альбитизированных и каолинизированных гранитов, а ближе к северному контакту массива — тело мусковит-кварцевых грейзенов с вкрапленным вольфрамитом. Весь участок насыщен более поздними кварцевыми жилами без вольфрамита и еще более поздними жилами халцедоновидного кварца. Как видно на прилагаемой схеме, тела метасоматических пород в дренирующей структуре имеют форму линзообразных или пластообразных залежей с нечеткими границами; кроме того, наблюдается как бы постепенное нарастание последовательных метасоматических зон по направлению от контакта внутрь массива. За пределами последнего рассматриваемая структура, хотя и прослеживается, но не несет следов сколько-нибудь интенсивных послемагматических процессов изменения пород, отсутствуют и кварцевые жилы.

Таким образом, отчетливо выделяются два типа дренирующих структур, типичными представителями которых являются две выше рассмотренные. Суммируя признаки ряда дренирую-

щих структур каждого типа, сравнительные отличия выделяемых типом можно представить следующим образом:

1-й тип	2-й тип
Четкие линейные зоны, выполненные плитообразными послемагматическими телами (жилами)	Преобладают неправильные по форме залежи и жильные тела
Четкие контакты	Контакты обычно постепенные
Сопровождаются относительно незначительными метасоматическими изменениями боковых пород	Ореолы изменения боковых пород значительны
Преобладают жилы мономинерального или почти мономинерального составов	Широко развиты многоминеральные метасоматические породы типов грейзенов, апогранитов и пр.
Рудные тела имеют жильную форму	Залежи, штокверки и жилы
Весьма хорошо выражена стадийность послемагматического процесса	Стадийность выражена менее четко, обычно «местное» перемещение вещества

Приведенные особенности дренирующих структур находятся в зависимости от их генезиса.

Дренирующие структуры первого типа представлены хорошо проработанными тектоническими зонами проницаемости, линейно вытянутыми на значительные расстояния. Заложенные во время варисской складчатости, они неоднократно подновлялись с различными знаками перемещения по ним, свидетельствующим о смене сжимающих и растягивающих усилий. В связи с этим субмеридиональные дренирующие структуры образуют мощные зоны (50—200 *м*) разрывных нарушений, состоящих из системы более мелких разрывов и имеющих прерывистое и кулисное строение. По простиранию отдельные разрывы прослеживаются до 500—1000 *м*, а вся зона — до 5—10 *км* и более. Естественно, что подобное строение структур, дренирующих послемагматические рудные растворы, привело к формированию протяженных линейных зон жильных проявлений, генетически связанных с массивами гранитов.

Дренирующие структуры второго типа характеризуются прежде всего приуроченностью к купольным частям гранитных массивов. При наличии более или менее мощной зоны приконтактовых роговиков, как это имеет место у западного и восточного массивов, особое значение приобретают зоны трещиноватости, приблизительно параллельные контакту, которые и становятся главным распределителем послемагматических растворов. Отражая морфологию гранитного массива, а также структуру пород вмещающей рамы, они обычно располагаются у одного контакта массива и редко заметно выходят за его пределы. Эти закономерности, в частности, отмечены и у ряда других гранитных массивов Забайкалья, несущих редкометальное оруденение.

В связи со сказанным, дренирующие структуры первого типа мы называем «открытыми», а второго — «экранированными».

В заключение, рассматривая дренирующие структуры рудного узла, следует отметить одну интересную закономерность, заключающуюся в том, что рудный узел в целом контролируется субширотными разрывными нарушениями, а все послемагматические продукты — субмеридиональными. Отмеченная специализация разрывных нарушений обусловлена различной их генетической сущностью, а следовательно, и строением. Субширотные разрывные нарушения имеют наложенный характер и не связаны с варисской складчатостью. Они отражают более глубинные сколы подстилающего фундамента, в связи с чем и являются структурами, дренирующими магматический материал. В отличие от них субмеридиональные разрывные нарушения наибольшее развитие получили в верхнем структурном этаже, при формировании варисской складчатости и в последующее время. Поэтому они являлись наиболее проницаемыми для послемагматических растворов.

Выявленные закономерности распределения магматических и послемагматических образований, приуроченность их к определенным структурам и морфологические особенности позволяют оконтурить рудный узел и входящие в него рудные поля месторождения, выявить зональность в распределении послемагматических продуктов, а также предложить ряд рекомендаций по поискам в его пределах рудных месторождений и отдельных рудных тел.

РЕФЕРАТЫ СТАТЕЙ, ПОМЕЩЕННЫХ В СБОРНИКЕ «ПРОБЛЕМЫ МЕТАСОМАТИЗМА», 1969.

УДК 553.065

О максимальной глубине образования гидротермальных месторождений и возможных давлениях в этих условиях. Овчинников Л. Н. Стр. 3—7.

Процессы, связанные с отделением рудообразующих растворов и их передвижением, эффективно протекают на глубинах не более 5 *км*. Обсуждается влияние физических свойств горных пород на разных глубинах на процессы рудообразования.

Илл. 2.

УДК 553.22 : 553.241.6

Структура поля тектонических напряжений как фактор изменения физико-химических параметров раствора при грейзенизации. Иициксон Г. В. Стр. 7—17.

Анализ кристаллохимической направленности процесса грейзенизации свидетельствует, что энергия активизации и скорость реакций минералообразования заданы структурой поля напряжений в ореоле метасоматоза.

Илл. 2.

УДК 553.22

К теории метасоматической зональности. Гулин С. А. Стр. 17—25.

Развиваются представления об одновременности и стадийности возникновения метасоматических колонок. Характеризуются механизмы формирования простых и сложных (разветвленных) колонок.

УДК 553.065

Некоторые специфические задачи исследования гидротермально измененных пород рудоносных площадей. Предовский А. А. Стр. 26—30.

Указывается на возможность разных путей генерации гидротермальных растворов. Развиваются представления о мобилизации рудных компонентов

из осадочных и метаморфических образований. В связи с этим рекомендуется более внимательно изучать особенности структуры и состава вмещающих пород.

УДК 553.22

Энергетический анализ основных типов метасоматической зональности. Летников Ф. А. Стр. 30—40.

Рассчитаны величины A для типичных случаев образования скарнов, вторичных кварцитов, грейзенов и других метасоматитов. Предполагается, что по этой величине можно оценивать температурные особенности процессов.

Табл. 4.

УДК 553.22

К энергетическому анализу метасоматических явлений. Давиденко И. В. Стр. 40—43.

Рассматривается энергетическая сторона процессов замещения для силикатов с помощью расчетов катионной энергоемкости. Указывается, что расчет катионной энергоемкости для минералов иногда удобнее, чем определение традиционных термодинамических характеристик.

Табл. 1.

УДК 553.22 : 552.163

О связи щелочно-кислотного режима с давлением и температурой при региональном метаморфизме. Кейльман Г. А. Стр. 43—46.

На основе анализа кристаллохимических особенностей минералов можно судить о влиянии давления и температуры на кислотность-щелочность минералообразования.

Илл. 2.

УДК 552.11 : 553.22

Петрохимические особенности пород в связи с проявлением постмагматического щелочного метасоматизма. Груза В. В. Стр. 47—52.

Рассматриваются петрохимические критерии отличия неизмененных магматических пород и пород, подвергшихся наложенному щелочному метасоматизму.

Табл. 3.

УДК 553.22

К классификации метасоматических процессов по источникам виртуальных компонентов. Романович И. Ф. Стр. 52—57.

Предлагается классификация месторождений. А. Метаморфические — метасоматические (биметасоматические и инфильтрационно-биметасоматические, инфильтрационные, биметасоматически-инфильтрационные); собственно метаморфические. Б. Метаморфические, преобразованные в зоне гипергенеза.

Илл. 3.

УДК 546.32 : 553.22

К вопросу об источнике калия при метасоматозе. Давиденко И. В. Стр. 58—61.

На основе имеющихся экспериментальных данных и статистических методов доказывается, что источником калия в метасоматических процессах являются флюиды, отделяющиеся при кристаллизации гранитной магмы.
Табл. 4.

УДК 553.22 : 551.21 (577.62)

Гидротермально измененные породы Нижнеамурской вулканогенной зоны. Сухов В. И. Стр. 62—72.

Выделено несколько типов метасоматической зональности гидротермально измененных пород. Установлена связь некоторых полезных ископаемых с определенными типами изменений.
Табл. 6, илл. 1.

УДК 553.22 : 551.21

Вторичные (алунитовые) кварциты Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня и связанные с ними рудопроявления. Мусин Р. А. Стр. 72—77.

Доказывается, что главным фактором в формировании первичных фаций вторичных кварцитов являются экзогенные процессы. Эти первичные фации в результате воздействия более поздних гранитоидных интрузий преобразуются, при этом происходит концентрация ряда элементов и образование месторождений.

УДК 549.514.63 : 553.22 : 551.21

О рутиле во вторичных кварцитах. Кулькин П. В. Стр. 78—80.

На основании морфогранулометрического анализа показано, что в различных фациях вторичных кварцитов присутствуют различные по своим формам кристаллы рутила.
Табл. 2.

УДК 553.22 : 552.323.5 : 553.435

Изменения рудовмещающих спилитов Бурибайского медно-колчеданного месторождения (Южный Урал) и их соотношения с преобразованием площадного характера. Кривцов А. И. Стр. 80—87.

На месторождении выявлены два типа метасоматических колонок: существенно хлоритовых метасоматитов и кварц-серицитовых метасоматитов. Первые рассматриваются как результат среднетемпературной пропилитизации, вторые — гипогенного выщелачивания.
Илл. 3.

УДК 553.2 : 553.22 : 551.21 (574.31)

Фации глубинности вторичных кварцитов Северо-Западного Прибалхашья и их металлогенические особенности. Гаврикова С. Н. Стр. 87—96.

На основе геологических данных и анализа диаграммы химических по-

тенциалов серной кислоты и воды выделены фации глубинности вторичных кварцитов и рассмотрены условия их образования.

Табл. 1, илл. 2.

УДК 553.24 : [553.497.2+553.499]

Околорудные изменения на ртутно-сурьмяных месторождениях. Федорчук В. П. Стр. 97—107.

Для ртутно-сурьмяных месторождений различных генетических типов характерны следующие типы процессов изменения рудовмещающих пород: 1) опалитизация и маршаллизация, 2) кальцитизация и арагонитизация, 3) аргиллитизация, 4) гематитизация и лимонитизация, 5) алунитизация, 6) геарксутизация, 7) огипсование. Рассматривается поисковое значение гидротермально измененных пород ртутно-сурьмяных месторождений.

Илл. 4.

УДК 553.2 : 553.241.9

О минералогических критериях рудоносности аргиллизированных пород. Волостных Г. Т. Стр. 107—114.

Дается характеристика различных типов аргиллизированных пород, их зональности, связи с рудообразованием.

Илл. 1.

УДК 552.16 : 553.634.12

Относительные температурные интервалы околорудного метаморфизма вмещающих пород на Каянчинском месторождении плавикового шпата. Пузанов Л. С., Коплус А. В., Якубович К. И. Стр. 114—122.

Методом декрепитации установлены температуры околорудного метаморфизма и особенности агрегатного состояния постмагматических растворов на месторождении плавикового шпата.

Илл. 2.

УДК 553.22 : 553.661

Два подтипа метасоматических серных месторождений. Петраченко Е. Д. Стр. 122—128.

Месторождения серы первого типа приурочены к зонам интенсивной метасоматической переработки с образованием вторичных кварцитов и пропилитов. Месторождения второго типа в зонах низкотемпературной гидротермальной деятельности: опалитизации, сапонитизации, каолинизации.

УДК 553.24 : 553.065 : 553.495

Околорудные изменения на гидротермальных месторождениях урана. Околова Н. Т. Стр. 128—133.

Рассмотрены околорудные изменения, сопровождающие жилы, прожилки и метасоматическую вкрапленность минералов рудной стадии разных типов гидротермальных месторождений урана. Приведена классификация таких изменений.

Табл. 1.

УДК 553.24 : 552.54 : 553.441/447

Тремолитизация — самостоятельный тип околорудных изменений карбонатных пород на свинцово-цинковых месторождениях. Шлыгин А. Е. Стр. 133—138.

Доказывается существование самостоятельной апокарбонатной околорудной формации, в которой процессы метасоматизма проходили в основном в условиях среднетемпературной щелочной стадии и выражались в основном в тремолитизации. Рассматриваются генетические особенности формации.

УДК 553.24 : 553.44

Околорудные изменения на полиметаллических месторождениях «Текелийского типа». Байкенев Ш. А. Стр. 138—144.

Дается характеристика особого типа колчеданно-полиметаллических месторождений. Для них характерны пластообразная форма тел, широкое развитие пирита, отсутствие доказательств генетической связи с интрузивным или эффузивным магматизмом. Приводится описание месторождений подобного типа.

УДК 550.4 : [546.47+546.81] : 552.321.1

Миграционная способность Pb и Zn при гидротермальном изменении гранитных пород. Злобин Б. И., Гаврилин Р. Д., Певцова Л. А. Стр. 144—148.

Обсуждаются проблемы миграции свинца и цинка в ходе метасоматической переработки гранитоидов. Указывается на вероятность ювенильной природы свинца в жильных гидротермальных рудопроявлениях полиметаллической провинции Северного Тянь—Шаня.

Табл. 1.

УДК 553.24

О соотношении процесса березитизации и свинцово-цинкового оруденения на примере Замбаракского месторождения (Восточный Карамазар, Средняя Азия). Лурье Л. М. Стр. 148—159.

Рассматриваются особенности строения и зональности месторождения. Доказывается, что процессы околорудных изменений и процессы образования рудных тел являются сопряженными и генетически связанными.

Табл. 3, илл. 5.

УДК 553.22 : 553.43

Некоторые особенности метасоматических процессов при формировании медно-молибденового месторождения (Восточное Забайкалье). Ежов А. И. Стр. 159—167.

Рассматриваются магматический и постмагматический этапы образования медно-молибденового месторождения. В постмагматическом этапе выделяется несколько стадий, каждой из которых свойствен свой тип оруденения и околорудных изменений.

Табл. 1, илл. 2.

УДК 553.22

Взаимоотношения регионального и околорудного метаморфизма пород, вмещающих золото-колчеданные месторождения Баймакского района. Кац Ш. Н. Стр. 167—174.

Метаморфизм имеет изохимический характер, околорудный метасоматизм-аллохимический. Причина метаморфизма — погружение на разную глубину осадочных и вулканогенных образований. Причина метасоматизма — действие движущихся растворов.

Табл. 1, илл. 1.

УДК 553.24 : 553.43

Особенности проявления околорудных изменений на месторождении Джезказган. Ким В. А. Стр. 174—180.

На основе анализа измененных пород доказывается, что месторождения Джезказганского типа образуются при гидротермальных низкотемпературных процессах.

УДК 553.22 : 553.45(571.6)

Особенности околожильного метасоматизма на месторождениях касситерито-сульфидной формации Северо-Востока СССР. Флеров Б. Л. Стр. 180—191.

Рассмотрены вопросы стадийности, зональности, фациальности образования околожильных метасоматитов на месторождениях касситерито-сульфидной формации. Составлена диаграмма парагенезисов околожильных пород месторождений.

Илл. 3. Табл. 3.

УДК 553.22

Два типа окологнездовых метасоматитов хрусталеносных жил Приполярного Урала. Буканова В. А., Буканов В. В. Стр. 191—199.

Выделяются два типа окологнездовых изменений: а) с выносом кремнезема из вмещающих пород, б) с окварцеванием. Обсуждаются условия формирования метасоматитов.

Табл. 2. Илл. 1.

УДК 553. 22

Особенности метасоматизма пород ряда редкометально-гюбнеритовых и золоторудных месторождений Восточного Урала. Грабежев А. И., Покровский П. В. Стр. 199—207.

Рассмотрены особенности зональности вещественного состава ряда месторождений. Намечены их генетические особенности, разобран химизм метасоматических процессов.

Табл. 2. Илл. 4.

УДК [549 : 546.27] : 553.22

Турмалиновая и аксинитовая минерализация в околорудно-измененных породах. Куршакова Л. Д. Стр. 207—217.

Рассматриваются закономерности локализации формализации бороси-

ликатных минералов в различных типах метасоматических пород, образующихся на различных месторождениях.
Табл. 2.

УДК [552.321.1+553.22] : 553.465/466

Генетические типы апогранитов, их зональность, условия формирования и связь с ними редкометальной минерализации. Коваленко В. И., Коваль П. В., Пополитов Э. И., Знаменский Е. В., Цыханский В. Д., Петров Л. Л. Стр. 218—228.

На основе парагенетического анализа минеральные парагенезисы апогранитных метасоматитов объединены в две формации: 1) щелочных (агпаитовых) апогранитов, характеризующиеся определенным набором факторов состояния. В зависимости от вариаций температуры, активности кислорода и натрия в пределах формации выделен ряд фаций и субфаций и дана их минералогическая и геохимическая характеристика.
Табл. 2. Илл. 2.

УДК 553.22 : 552.321.1

Эволюция химизма слюд в процессе послемагматического метасоматоза в гранитах. Залашкова Н. Е., Сырицо Л. Ф. Стр. 228—246.

На примере одной интрузии Забайкалья рассмотрены особенности изменения состава биотита, мусковита, лепидолита в ходе метасоматического преобразования гранитоидов. Сделан вывод, что слюды являются весьма чутким индикатором эволюции послемагматических растворов.
Табл. 2. Илл. 3.

УДК 549.646.1 : 553.241.6

О влиянии состава вмещающих пород на локализацию бериллиевого оруденения грейзеновой формации. Куприянова И. И., Шпанов Е. П. Стр. 246—256.

Бериллиевые месторождения грейзеновой формации в зависимости от состава вмещающих пород разделяются на пять групп: 1) в карбонатных толщах, 2) в алюмосиликатных породах повышенной основности, 3) в переслаивающихся карбонатных и алюмосиликатных породах, 4) в алюмосиликатных породах кислого состава, 5) в скарнах. Рассматриваются особенности этих групп.
Табл. 1. Илл. 4.

УДК 550.4 : [546.27+546.16] : 553.241.6

К геохимии бора и фтора в процессе грейзенизации при формировании бериллиевых месторождений. Субботин К. Д. Стр. 256—263.

Рассматриваются особенности распределения бора и фтора в грейзенах. Доказывается разновозрастность бороносных и фторосных гранитных интрузий. Обсуждается возможность заимствования бора из осадочных пород, скарнов, гранитоидов гидротермами.
Табл. 1.

УДК 552.161+553.22

Пример образования известковых скарнов магматической стадии (Кумышканское рудное поле, Кураминская подзона). Хаджиев Т. Ш. Стр. 264—266.

Доказывается, что известковые гранатовые скарны Кумышканского рудного поля относятся к образованиям магматической стадии интрузии кварцевых порфиров.

УДК 552.161+553.22

Роль вмещающих пород в образовании скарново-рудных месторождений западной части Зеравшанского хребта. Баймухамедов Х. Н, Арифджанов Т. Х. Стр. 267—269.

Особенности скарнов региона и оруднения в них определяются их залеганием внутри различных типов вмещающих пород.

УДК 553.22

Парагенетический анализ бедных кальцием кварцево-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов. Беляев Г. М. Стр. 270—277.

С помощью диаграммы химических потенциалов μK_2O—μH_2O обсуждаются условия формирования метасоматических пород формации кварц-ортоклазовых метасоматитов. Метасоматиты рассматриваются как полигенетические образования, сформировавшиеся на месте различных по минеральному составу бедных кальцием пород в условиях взаимодействия процессов высокотемпературного кислотного выщелачивания, магнезиального, железо-натриевого и кремне-калиевого метасоматоза, последовательно сменяющих друг друга в ходе инфильтрации растворов в зонах повышенной проницаемости.

Илл. 1.

УДК 553.22 : [552.321.1+552.33](574.4)

Некоторые особенности метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Восточного Казахстана. Абдрахманов К. А., Чолпанкулов Т. Ч., Нурылбаев А. Н., Бекмухаметов А. Е., Бекботаев А. Т., Хитрунов А. Т., Смирнов А. М. Стр. 277—282.

Дана сравнительная характеристика особенностей метасоматически измеченных пород в связи с гранитоидными и щелочными интрузиями. Разнообразие метасоматитов ставится в зависимость от состава исходных магм и их эволюции во времени и пространстве.

УДК 553.22 : 553.41 (235.216)

Метасоматиты Султансары (Центральный Тянь-Шань) и характер связи с ними золоторудной минерализации. Долженко В. Н. Стр. 282—288.

Рассмотрены минералогические и геохимические особенности продуктов щелочного и щелочно-карбонатного метасоматоза (альбититы, микроклиновые и биотитовые породы, лиственитты), сформировавшихся по различным породам осадочно-вулканогенной толщи в зонах разломов.

УДК 553.22 : 553.31 (574.21)

Проявления щелочного метасоматизма в железорудных месторождениях Южного Тургая. Бекмухаметов А. Е. Стр. 288—294.

Рассматриваются условия образования (стадийность, зональность, химизм) околоскарновых и околорудных щелочных (кали-натриевых) метасоматитов и обсуждаются некоторые вопросы терминологии в применении к этим образованиям.

Илл. 2.

УДК 546.32 : 553.22 (235.216)

О своеобразных калиевых метасоматитах Северного Тянь-Шаня. Усманов У. У. Стр. 294—298.

Среди продуктов высокотемпературной метасоматической переработки субщелочных интрузивных образований выделяются микроклиниты, ортоклазиты и биотитизированные породы. Рассмотрены основные закономерности строения метасоматитов и характер проявления метасоматического процесса.

Табл. 2.

УДК 553.22 : [553.43 + 553.48]

Щелочные околорудные метасоматиты на Талнахском медно-никелевом месторождении (Норильский район). Батуев Б. Н. Стр. 298—307.

К щелочным метасоматитам отнесены микроклиновые породы, залегающие в контактах рудных залежей и представленные пироксен-микроклиновыми и хлорит-микроклиновыми разновидностями. Формирование этих пород контролировалось вариациями химического потенциала щелочей в рудообразующих растворах.

Табл. 2. Илл. 3.

УДК 553.22

Парагенетический анализ и некоторые вопросы зональности натровых трещинных метасоматитов Приазовья. Кушев В. Г. Стр. 307—311.

С позиций парагенетического анализа детально рассмотрены последовательность минеральных преобразований при процессе щелочного метасоматоза и возникновение метасоматической зональности в трещинных метасоматитах Приазовья.

Илл. 1.

УДК 552.321.6

Об апопироксенитовых серпентинитах в ультраосновных массивах Урала. Малахов И. А. Стр. 312—316.

Магнетитовые пироксениты Нижне-Тагильского массива интенсивно серпентизируются. Рассматриваются особенности химизма процесса серпентинизации пироксенитов.

Табл. 2.

УДК 553.24 : 553.43

Околорудные изменения боковых пород на сульфидных медно-кобальтовых месторождениях Южного Урала. Аржавитин П. В., Захарова А. А., Прокин В. А. Стр. 316—325.

Характеризуются вещественный состав, зональности и условия формирования медно-кобальтовых месторождений, приуроченных к гипербазитовым массивам Южного Урала.

Табл. 3.

УДК 553.22 : [553.43+553.48](571.51)

Метасоматизм в связи с никеленосными трапповыми интрузиями на северо-западе Сибирской платформы. Горяинов И. Н. Стр. 325—331.

Гипотеза кристаллизационно-гравитационной дифференциации траповых интрузий не подтверждается рядом фактов. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что пикритовые габбро-долериты образуются путем оливинизации обычных траппов, а такситовые габбро-долериты путем плагиоклазизации пикритовых габбро-долеритов. Метаморфические породы, окружающие дифференцированные интрузии, не являются продуктами термального метаморфизма и образуются в результате метасоматоза. Предполагается, что метасоматизирующие растворы, поступая по ослабленным зонам вдоль контактов интрузий и вмещающих пород, распространялись от них в обе стороны, вызывая рост метасоматических колонок, представляющих, с одной стороны, дифференциаты рудоносных интрузий, а с другой — зоны магнезиальных скарнов (по доломито-мергелистым породам) или беербахиты и другие ассоциирующие с ними измененные породы (по вулканогенным и терригенным породам).

Илл. 2.

УДК 553.676

Некоторые типы зональности на месторождениях асбеста. Артемов В. Р., Золоев К. К., Кудрявцев В. Н., Кузнецова В. Н. Стр. 331—341.

В статье кратко охарактеризованы основные типы зональности на месторождениях хризотил-, антофиллит-, режикит-асбеста, приведены химические анализы пород из различных зон и сделаны расчеты миграции компонентов на разных стадиях метаморфизма гипербазитов. Установлено, что наименее подвижным компонентом в гипербазитах является MgO, масса которого использована в качестве основы для выявления привноса-выноса всех остальных компонентов.

Табл. 2. Илл. 3.

УДК 552.321.6+552.33

О специфике комплексов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов платформенных и субплатформенных областей. Сомина М. Я. Стр. 342—348.

Рассматриваются в сравнении с особенностями платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород основные черты строения, петрографического состава, геохимической и металлогенической специализации комплексных массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов субплатформенных областей. Показана необходимость отнесения комплексов обеих сравниваемых групп к различным субформациям: платформенной щелочно-ультраосновной и субплатформенной ультраосновной — щелочной.

Табл. 1.

УДК 552.33

Некоторые закономерности формирования карбонатитов (на примере Карело-Кольской щелочной провинции). Кириллов А. С. Стр. 349—357.

Охарактеризованы геологоструктурное положение, минеральный состав, геохимические особенности и физико-химические условия формирования карбонатитов западной части Карело-Кольской щелочной провинции. Выделены две фациальные группы карбонатитов, рассмотрено строение карбонатитовых полей и тел, их структурно-текстурные особенности.
Табл. 1.

УДК 549.753.11

О типоморфных особенностях апатита в комплексе щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (на примере Карело-Кольской и Восточно-Саянской провинций). Багдасаров Э. А. Стр. 357—367.

Описываются отличительные черты апатитов из метасоматических и магматических пород комплекса.
Табл. 4. Илл. 2.

УДК 549.621.43+549.651.11+549.742.111

О нефелине, калишпате и кальсилите из пород дитроитовой серии массива Сыннырь. Багдасаров Э. А., Лукьянова Т. А. Стр. 367—374.

Характеризуются типоморфные особенности и генезис важнейших минералов из щелочных пород массива.
Табл. 1. Илл. 2.

УДК 553.22

Об особенностях химизма метасоматических процессов при образовании флогопитовых месторождений Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород. Ланда Э. А. Стр. 374—389.

Рассматриваются балансы вещества в ходе последовательных метасоматических стадий: нефелинизации, промежуточной, карбонатизации. Для всех стадий рассчитаны коэффициенты подвижности компонентов в растворах.
Табл. 5. Илл. 5.

УДК 550.89 : 553.241.4

Результаты экспериментального моделирования процесса турмалинизации гранитоидных пород. Мусаев А. М., Хамрабаев И. Х. Стр. 390—394.

Описываются эксперименты по синтезу турмалина. На основе экспериментальных данных указываются оптимальные физико-химические условия процесса турмалинизации.

УДК 550.89 : 553.22

Взаимодействие гранитоидов и мраморов с гидротермальными щелочными кремнеземсодержащими растворами. Балицкий В. С., Горохов С. С., Комова В. В., Литвин Л. Г. Стр. 394—401.

Описываются опыты, моделирующие контактное взаимодействие карбонатных алюмосиликатных пород под действием кремнеземсодержащих рас-

творов при температуре 320—340° и давлении 400 *атм*. В результате образовались окенит, ксонотлит, фосиагит и паравоплластонит. Основное значение при этом имела активность кремнезема в растворе.

Табл. 4.

УДК 552.12.001.5 : [552.161 + 553.22]

К методике минералого-термометрических исследований условий формирования скарнов Тырныаузского рудного поля. Родзянко Н. Г. Стр. 401—410.

Характеризуется усовершенствованная методика декрепитации газово-жидких включений в минералах из скарнов Тырныауза и дается геологическая интерпретация полученных по этой методике результатов.

Илл. 4.

УДК 553.24 : 553.44

Прослеживание зон околорудных изменений методом термокаппаметрии. Евзокова Н. З., Ворошилов Н. А. Стр. 410—419.

Описывается принцип и результаты применения метода на месторождениях полиметаллических руд. Литохимические пробы подвергаются измерению их магнитной восприимчивости дважды: до прокаливания и после прокаливания. Эффект возрастания магнитной восприимчивости после прокаливания свидетельствует о наличии в пробе термически нестойких минералов железа, служащих обычно спутниками полиметаллического оруденения.

Оконтуривание рудных зон и первичных ореолов методом термокаппаметрии возможно по пробам как коренных пород, так и рыхлых. Ширина выявляемых ореолов часто больше ореолов свинца. Особенно целесообразно применение термокаппаметрии для поисков сидеритов и сидеритизированных пород. Метод дешев и высокопроизводителен.

Илл. 5.

УДК [553.22 + 553.2] : 551.243

Дренирующие структуры редкометального рудного узла. Гладков В. Г., Калинин А. С. Стр. 419—427.

Показана зависимость процессов метасоматизма и рудоотложения от характера разрывных нарушений.

Илл. 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Общие вопросы теории метасоматоза

Стр.

Л. Н. Овчинников. О максимальной глубине образования гидротермальных месторождений и возможных давлениях в этих условиях 3

Г. В. Ициксон. Структура поля тектонических напряжений как фактор изменения физико-химических параметров раствора при метасоматозе 7

С. А. Гулин. К теории метасоматической зональности . . 17

А. А. Предовский. Некоторые специфические задачи исследования гидротермально измененных пород рудоносных площадей 26

Ф. А. Летников. Энергетический анализ основных типов метасоматической зональности 30

И. В. Давиденко. К энергетическому анализу метасоматических явлений 40

Г. А. Кейльман. О связи щелочно-кислотного режима с давлением и температурой при региональном метаморфизме 43

В. В. Груза. Петрохимические особенности пород в связи с проявлением постмагматического метасоматизма 47

И. Ф. Романович. К классификации метасоматических процессов по источникам виртуальных компонентов 52

И. В. Давиденко. К вопросу об источнике калия при метасоматозе 58

Вторичные кварциты, пропилиты и рудообразование

В. И. Сухов. Гидротермально измененные породы Нижнеамурской вулканогенной зоны 62

Р. А. Мусин. Вторичные (алунитовые) кварциты Кураминo-Ферганской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня и связанные с ними рудопроявления 72

П. В. Кулькин. О рутиле во вторичных кварцитах 78

А. И. Кривцов. Изменения рудовмещающих спилитов Бурибайского медно-колчеданного месторождения (Южный Урал) и их соотношения с преобразованиями площадного характера 80

С. Н. Гаврикова. Фации глубинности вторичных кварцитов Северо-Западного Прибалхашья и их металлогенические особенности 87

Аргиллизиты, березиты, прочие околорудные метасоматиты и рудообразование

В. П. Федорчук. Околорудные изменения на ртутно-сурьмяных месторождениях 97

Г. Т. Волостных. О минералогических критериях рудоносности аргиллизированных пород 107

Л. С. Пузанов, А. В. Коплус, К. И. Якубович. Относительные температурные интервалы околорудного метаморфизма вмещающих пород на Каянчинском месторождении плавикового шпата 114

Е. Д. Петраченко. Два подтипа метасоматических серных месторождений 122

Н. Т. Соколова. Околорудные изменения на гидротермальных месторождениях урана 128

А. Е. Шлыгин. Тремолитизация — самостоятельный тип околорудных изменений карбонатных пород на свинцово-цинковых месторождениях 133

Ш. А. Байкенев. Околорудные изменения на полиметаллических месторождениях Текелийского типа 138

Б. И. Злобин, Р. Д. Гаврилин, Л. А. Певцова. Миграционная способность Pb и Zn при гидротермальном изменении гранитных пород 144

Л. М. Лурье. О соотношении процесса березитизации и свинцово-цинкового оруденения на примере Замбаракского месторождения (Восточный Карамазар, Средняя Азия) 148

А. И. Ежов. Некоторые особенности метасоматических процессов при формировании медно-молибденового месторождения (Восточное Забайкалье) 159

Ш. Н. Кац. Взаимоотношения регионального и околорудного метаморфизма пород, вмещающих золото-колчеданные месторождения Баймакского района 167

В. А. Ким. Особенности проявления околорудных изменений на месторождении Джезказган 174

Б. Л. Флеров. Особенности околожильного метасоматизма на месторождениях касситерито-сульфидной формации Северо-Востока СССР 180

В. А. Буканова, В. В. Буканов. Два типа окологнездовых метасоматитов хрусталеносных жил Приполярного Урала 191

А. И. Грабежев, П. В. Покровский. Особенности метасоматизма пород ряда редкометально-гюбнеритовых и золоторудных месторождений Восточного Урала 199

Л. Д. Куршакова. Турмалиновая и аксинитовая минерализация в околорудно-измененных породах 207

Апограниты, грейзены и рудообразование

В. И. Коваленко, П. В. Коваль, Э. И. Пополитов, Е. Б. Знаменский, В. Д. Цыханский, Л. Л. Петров. Генетические типы апогранитов, их зональность, условия формирования и связь с ними редкометальной минерализации 218

Н. Е. Залашкова, Л. Ф. Сырицо. Эволюция химизма слюд в процессе послемагматического метасоматоза в гранитах 228

И. И. Куприянова, Е. П. Шпанов. О влиянии состава вмещающих пород на локализацию бериллиевого оруденения грейзеновой формации 246

К. Д. Субботин. К геохимии бора и фтора в процессе грейзенизации при формировании бериллиевых месторождений . . . 256

Скарны и рудообразование

Т. Ш. Хаджиев. Пример образования известковых скарнов магматической стадии (Кумышканское рудное поле, Кураминская подзона) 264
Х. Н. Баймухамедов, Т. Х. Арифджанов. Роль вмещающих пород в образовании скарново-рудных месторождений западной части Зеравшанского хребта 267

Щелочные метасоматиты и рудообразование

Г. М. Беляев. Парагенетический анализ бедных кальцием кварцево-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов 270
К. А. Абдрахманов, Т. Ч. Чолпанкулов, А. Н. Нурлыбаев, А. Е. Бекмухаметов, А. Т. Бекботаев, А. Т. Хитрунов, А. М. Смирнов. Некоторые особенности метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Восточного Казахстана 277
В. Н. Долженко. Метасоматиты Султансары (Центральный Тянь-Шань) и характер связи с ними золоторудной минерализации 282
А. Е. Бекмухаметов. Проявления щелочного метасоматизма в железорудных месторождениях Южного Тургая 288
У. У. Усманов. О своеобразных калиевых метасоматитах Северного Тянь-Шаня 294
Б. Н. Батуев. Щелочные околорудные метасоматиты на Талнахском медно-никелевом месторождении (Норильский район) . . 298
В. Г. Кушев. Парагенетический анализ и некоторые вопросы зональности натровых трещинных метасоматитов Приазовья . . . 307

Метасоматизм в гипербазитах и рудообразование

И. А. Малахов. Об апопироксенитовых серпентинитах в ультраосновных массивах Урала 312
П. В. Аржавитин, А. А. Захарова, В. А. Прокин. Околорудные изменения боковых пород на сульфидных медно-кобальтовых месторождениях Южного Урала 316
И. Н. Горяинов. Метасоматизм в связи с никеленосными трапповыми интрузиями на северо-западе Сибирской платформы 325
В. Р. Артемов, К. К. Золоев, В. Н. Кудрявцев, В. Н. Кузнецова. Некоторые типы зональности на месторождениях асбеста 331

Метасоматизм в щелочно-ультраосновных породах и рудообразование

М. Я. Сомина. О специфике комплексов ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов платформенных и субплатформенных областей 342
А. С. Кириллов. Некоторые закономерности формирования карбонатитов (на примере Карело-Кольской щелочной провинции) . 349
Э. А. Багдасаров. О типоморфных особенностях апатита в комплексе щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (на примере Карело-Кольской и Восточно-Саянской провинций) 357
Э. А. Багдасаров, Т. А. Лукьянова. О нефелине, калишпате и кальсилите из пород дитроитовой серии массива Сыннырь 367
Э. А. Ланда. Об особенностях химизма метасоматических процессов при образовании флогопитовых месторождений Майлича-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород 374

Экспериментальные и методические исследования по метасоматизму

А. М. Мусаев, И. Х. Хамрабаев. Результаты экспериментального моделирования процесса турмалинизации гранитоидных пород 390
В. С. Балицкий, С. С. Горохов, В. В. Комова, Л. Т. Литвин. Взаимодействие гранитоидов и мраморов с гидротермальными щелочными кремнеземсодержащими растворами . . . 394
Н. Г. Родзянко. К методике минералого-термометрических исследований условий формирования скарнов Тырныаузского рудного поля 401
Н. З. Евзикова, Н. А. Ворошилов. Прослеживание зон околорудных изменений методом термокаппаметрии 410
В. Г. Гладков, А. С. Калинин. Дренирующие структуры редкометального рудного узла 419
Рефераты статей 428

Проблемы метасоматизма

Редактор *Н. И. Домнич*
Техн. редактор *А. А. Иванова*
Корректор *Г. А. Полиевская*

М-57649 Подп. к печ. 29/X-69 г. 28 п. л. + 5 вклеек Зак. 555 Тир.1000
Цена 2 руб. 43 коп.

Типография № 3 УПЛ ф/4. Ленинград, ул. Егорова, д. 5/7

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Линия отрыва

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Линия отрыва

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Линия отрыва

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Линия отрыва

Цена 2 руб. 43 коп.

20640

2673