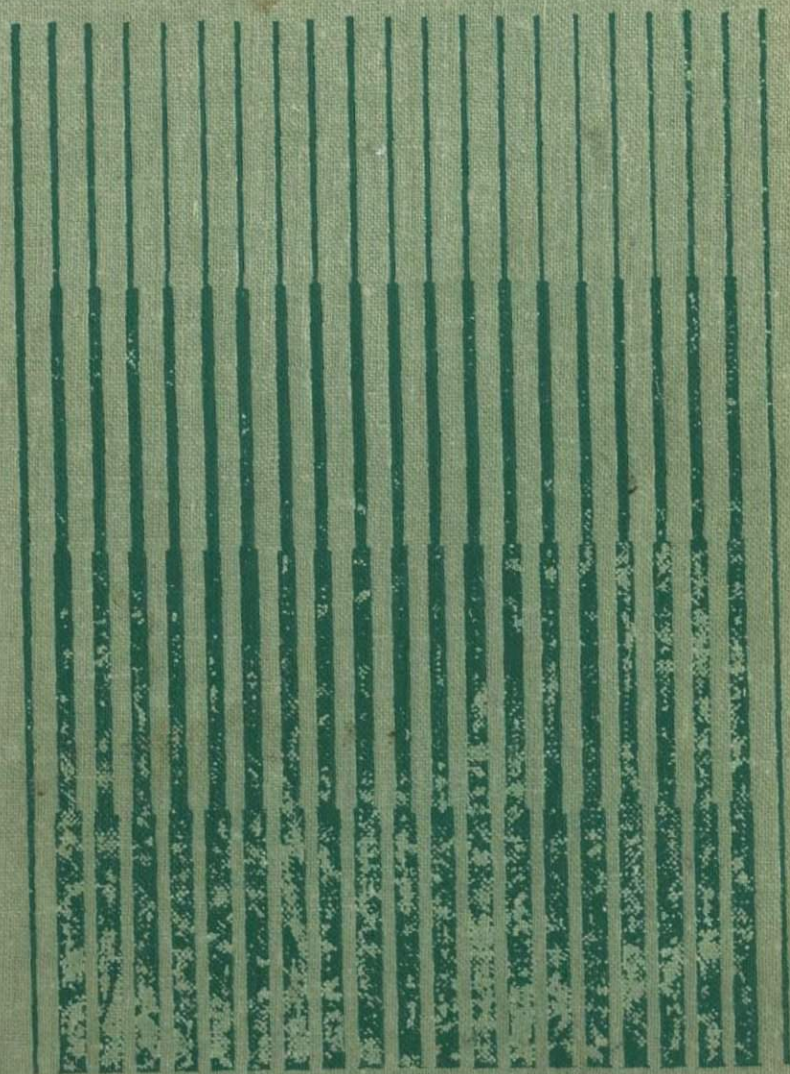


**ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ
И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ**



ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Под ред. акад. Д. С. КОРЖИНСКОГО



МОСКВА «НЕДРА» 1981



3370

УДК 553.22

Измененные породы и их поисковое значение/А. М. Ахмедов, Э. А. Багдасаров, Г. М. Белков и др. Под ред. акад. Д. С. Коржинского.— М.: Недра, 1981.— 264 с.

Обобщен опыт прогнозирования месторождений полезных ископаемых, в частности скрытого оруденения, на основе изучения метасоматически измененных пород. Значительное внимание уделено характеристике нового направления — специальному картированию метасоматических изменений и составлению соответствующих карт. Рассмотрены новые методики изучения метасоматитов, учитывающие с помощью математического анализа с применением ЭВМ распределение элементов-примесей; проблема горизонтальной и вертикальной зональности метасоматитов; соотношение регионального и локального метасоматизма и минералого-геохимические особенности метасоматитов. Конкретные метасоматические формации характеризуются на примере ряда регионов СССР и некоторых зарубежных территорий.

Для геологов, занимающихся съемкой и поисками полезных ископаемых, и научных работников, изучающих проблемы петрологии, теории и практики метасоматизма.

Табл. 14, ил. 38, список лит.— 275 назв.

ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Редактор издательства И. С. Цаплина
Переплет художника И. М. Пучкова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор В. В. Соколова
Корректор Т. С. Суворова

ИБ № 3794

Сдано в набор 01.10.80. Подписано в печать 20.01.81. Т-00622. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага кн.-журн. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 16,5. Уч.-изд. л. 18,73. Тираж 1560 экз. Заказ 373/7968-4. Цена 1 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12. Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

И 20804—055
043(01)—81 302—81 1904050000

© Издательство «Недра», 1981

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография посвящена главным образом разработкам прикладного характера, отражающим новые возможности в использовании данных об измененных породах на основе теории метасоматической зональности и историко-геологического анализа метасоматических явлений. Появление таких возможностей отмечалось на III и IV Всесоюзных конференциях по метасоматизму. В частности, указывалось на поисковое значение регионально развитых метасоматизированных пород, на закономерную пространственную сопряженность различных породных изменений регионального распространения.

В настоящей время выделяются два типа региональной метасоматической зональности. Первый тип был определен в результате целенаправленного изучения очень слабых, нередко не принимаемых в расчет вторичных изменений (Е. В. Плюшев, О. П. Ушаков). Фиксирование таких изменений привело к установлению факта их упорядоченного взаимного расположения и выводу о необходимости внимательного изучения, наряду с собственно метасоматитами и метасоматизированными породами, так называемых эпипород, т. е. образований, лишь слегка затронутых вторичными изменениями, своего рода эмбрионов метасоматита. Их выявление дает возможность установить тип намечающегося изменения и параллелизовать их без учета количественной стороны явления с полно проявившимися изменениями, многие особенности которых, в частности связь с полезными ископаемыми, хорошо известны. Очевидно, что результативным исследование «эпипород» может быть только при их специальном картировании. Характеристике важнейших принципов и приемов подобного картирования уделено значительное место в настоящей книге.

Второй тип региональной зональности был намечен при изучении собственно метасоматитов в древних докембрийских толщах (В. А. Рудник, В. В. Жданов, Г. М. Беляев и др.) Доказано, что различные типы метасоматитов закономерно распределены в пространстве по отношению друг к другу и к иному типа геологическим элементам регионального распространения. При этом речь идет о сплошном развитии метасоматитов. Как и для зональности первого типа, необходима экстраполяция границ дискретно развитых метасоматических тел. Основным методом изучения второго типа региональной зональности является также специальное картирование. Примеры выполнения такого рода работ приводятся в книге.

Несмотря на то, что в деле картирования измененных пород уже накоплен опыт, следует продолжать дальнейшую проверку и отработку предлагаемых методов. Необходимо разрабатывать

теоретические вопросы, связанные с образованием региональной зональности, с проявлением слабых метасоматических изменений. Здесь пока многие моменты дискуссионны.

Целенаправленное картирование геологических образований, быстрое развитие методов анализа химического состава горных пород и методов математической обработки получаемых результатов с помощью ЭВМ требуют нового подхода к проблеме распределения петрогенных и малых элементов в породах вообще и в метасоматитах в частности. Новизна этого подхода заключается в изучении не только геохимии отдельных элементов, но и геохимии их ассоциаций. Выделение ассоциаций производится различными методами корреляционного анализа, среди которых перспективным является метод «главных компонент», разработанный Г. Харманом, Д. Лоули и А. Максвеллом, позволяющий проводить корректные модельные построения и выявлять группы элементов, отражающие как первичный состав пород, так и изменения состава в связи с наложенными метасоматическими процессами (Л. Н. Дуденко). Переход к изучению геохимии ассоциаций расширяет представления о геохимически специализированных комплексах. А. А. Беус, С. В. Григорян и другие исследователи под этим термином понимают комплексы, у которых намечаются специфические особенности распределения одного или нескольких микроэлементов, выраженные в повышенном или пониженном содержании этих элементов или же в аномальной для подобных пород дисперсии их распределения. Однако специализация, связанная с наложенными процессами, может быть проявлена и в форме специфической для данного типа пород ассоциации элементов без их высокого уровня накопления; в присутствии элемента, занимающего особую позицию в ассоциативных группах; в наличии несвойственной породе ведущей группы элементов-примесей.

Используемые при металлогеническом анализе межрегиональные сопоставления проводятся, в частности, по типам геологических формаций. Выполненные исследования по некоторым регионам свидетельствуют, что однотипные формации заметно различаются геохимическими особенностями, обусловленными влиянием наложенных процессов. Предлагаемая в книге методика позволяет классифицировать эти особенности. Обобщенные геохимические параметры формаций могут быть положены в основу новой типизации геологического пространства. В связи с этим дальнейшее развитие получает фундаментальное представление о принципиально различных фемическом и салическом профилях металлогенических областей. Число типовых геохимических обстановок для металлогенических подразделений значительно расширяется.

Указанные принципы в совокупности с уже известными реализуются в полиэлементных геохимических картах, которые целесообразно использовать как основу для построения новых

прогнозных и металлогенических карт. Принципы и методы специализированного геохимического изучения измененных пород и методы математического анализа получаемых результатов рассматриваются в данной книге.

Настоящая монография включает и традиционный для всей серии работ, завершавших Всесоюзные конференции по метасоматизму, раздел о конкретных метасоматических формациях и о их рудоносности. Дается характеристика нового, еще не учтенного в формационных схемах, типа редкометалльных метасоматитов древних троговых зон, формирующихся в тесной связи с процессами регионального метаморфизма. С учетом современных представлений о типизации метасоматических образований приводятся доказательства формационной самостоятельности хлоритит-тальцитовых метасоматитов, с которыми сопряжены крупные месторождения эпигенетических сульфидно-никелевых руд (например, таких, как Инсизва, Томпсон и др.). Все это свидетельствует о том, что предложенные классификации метасоматических образований нуждаются в уточнении и совершенствовании.

Накапливаются знания об использовании особенностей метасоматитов при прогнозировании полезных ископаемых. Такого рода способы учитывают общегеологическую специфику связи метасоматических пород и руд, и их тонкие минералогические признаки. Критерии прогнозирования обсуждаются в предлагаемой книге. Кроме того, специальный раздел посвящен методическим, экспериментальным и теоретическим исследованиям, также связанным с решением задач прикладного характера.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

- | | |
|---|--|
| <p>Аб — альбит
 Ак — акерманит
 Алм — альмандин
 Амф — амфибол
 Анк — анкерит
 Ант — антигорит
 Ап — апатит</p> <p>Би — биотит</p> <p>Вез — везувиан</p> <p>Гас — гастингсит
 Гип — гиперстен
 Гм — гидромелилит
 Голм — гольмквист
 Гр — гранат</p> <p>Ди — диопсид
 Дол — доломит</p> <p>Ка — кальцит
 Канк — канкринит
 Карб — карбонат магниально-железо-кальциевого состава
 Ки — кианит
 Кв — кварц
 Кпш — калиевый полевой шпат
 Корд — кордиерит
 Кор — корунд
 Кум — куммингтонит</p> <p>Ме — мелилит
 Мзт — магнезит
 Мкл — микроклин
 Мт — магнетит
 Му — мусковит</p> <p>Не — нефелин</p> | <p>Ол — оливин
 Ор — ортоклаз</p> <p>Пл — плагиоклаз
 Пи — пироксен
 Пир — пирит
 Пн — пентландит
 По — пирротин</p> <p>Ро — роговая обманка
 Ру — рутил</p> <p>Сер — серицит
 Сил — силлиманит
 Сп — серпентин
 Спес — спессартин
 Ст — ставролит</p> <p>Та — тальк
 Топ — топаз
 Тр — Акт — тремолит—актинолит
 Трем — тремолит
 Турм — турмалин</p> <p>Фенг — фенгит
 Фл — флогопит
 Фли — никелистый лизардит
 Флю — флюорит
 Фо — форстерит</p> <p>Хал — халцедон
 Хл — хлорит
 Хпи — халькопирит</p> <p>Цб — цеболлит
 Цирк — циркон</p> <p>Эг — эгирин
 Эп — эпидот</p> <p>Юа — юанит</p> |
|---|--|

Раздел I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Глава I

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ КАРТИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ (ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ) ЗОНАЛЬНОСТИ

Региональная метасоматическая зональность представляет собой выдержанную на больших территориях пространственную упорядоченность разнотипных эпигенетических минеральных парагенезисов. Эти, в общем случае слабо проявленные, парагенезисы образуют зоны, которые охватывают площади в десятки и сотни квадратных километров, закономерно сменяя друг друга как по горизонтали, так и по вертикали. Существование таких зон установлено в результате целенаправленного изучения и специального картирования метасоматических образований в масштабах 1 : 50 000—1 : 200 000.

Региональные масштабы проявления некоторых метасоматических процессов известны уже давно. Но большинство исследований в этой области посвящено околорудным и околотрещинным метасоматитам. Известное противопоставление региональных и локальных метасоматических образований [109] в настоящее время не столь существенно, как раньше. Определенные элементы взаимосвязи этих явлений отмечают Д. С. Коржинский [109, с. 429, 437], В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко [76, с. 121], М. М. Василевский [22, с. 270] и другие исследователи. Во многих случаях различия региональных и околожильных изменений характеризуются только степенью замещения исходных пород новообразованными минеральными парагенезисами [76]. Метасоматические изменения регионального пространства, как правило, слабо проявлены и редко привлекают внимание исследователей, тогда как локальные — обычно ярко выражены и подвергаются тщательному изучению. Однако региональные слабо проявленные изменения часто оказываются внешними зонами околорудных метасоматитов [76] и, следовательно, могут служить поисковыми признаками оруденения [109]. В этой связи возникает проблема изучения и оконтуривания зон слабых изменений. На пути решения этой, казалось бы, не очень сложной задачи сразу же появились большие трудности в связи с резким расширением сферы исследований, ранее ограниченной околорудным и околожильным пространством. При новой постановке вопроса метасоматические проявления

должны были изучаться во всем объеме геологического пространства, доступного для петрографических наблюдений. В этих условиях первостепенное значение имело однозначное определение объекта исследований и его четкое разграничение с прочими геологическими образованиями, расположенными в том же объеме земной коры. Возникали проблемы в диагностике и систематике исследуемых новообразований, так как использовать опыт изучения окологрудных изменений возможно только частично. Необходимо было решить и некоторые методические вопросы. При преодолении отмеченных трудностей возникло новое направление исследований, базирующихся на теоретических предпосылках, отличающихся от существующих. Поэтому в предлагаемой книге затрагиваются вопросы методологического характера, которые решались с позиций структурно-вещественного метода и концепции уровней организации вещества [192].

Основным теоретическим положением работы является представление авторов о существовании в верхних частях континентальной земной коры особого слоя, где интенсивно проявлены метасоматические процессы и неоднородности которого выражаются в региональной метасоматической зональности. Главный практический вывод заключается в том, что картирование такой зональности является необходимым элементом прогнозно-металлогенических исследований.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Строгое определение объекта исследований затруднено многозначностью существующих терминов и понятий. Даже основной вопрос: «является ли метасоматизм (метасоматоз) частным случаем метаморфизма или, наоборот, метаморфизм — частный случай метасоматизма, до сих пор не решен» [38, т. 1, с. 437]. Само понятие «метасоматоз — метасоматизм» имеет теперь, как подчеркивал Ю. В. Казидын [92, с. 6], двойное значение: «и как способ минералообразования и как фактор петрогенеза».

В геологическом аспекте метасоматизм предстает перед нами как самостоятельная составная часть планетного механизма дифференциации вещества, равноправная осадконакоплению, магматизму и метаморфизму [143, 92, 38]. В таком понимании этот геологический процесс обособлен от других процессов подобного рода (осадконакопления, магматизма и метаморфизма) и в то же время связан с ними естественноисторической последовательностью событий в геологическом развитии Земли. Называя метасоматизмом процесс отмеченного масштаба, мы должны сформулировать его характерные отличительные особенности, определить сферу его действия и диагностические признаки порождаемых им геологических образований.

Исторически учение о метасоматизме складывалось на основе рассмотрения гидротермальной минерализации и в настоя-

щее время продолжает на ней базироваться. Поэтому необходимо рассмотреть специфические условия области ее проявления.

В строении литосферы может быть выделено три зоны: верхняя — дезинтеграции, средняя — хрупких деформаций и нижняя — пластических деформаций. Верхняя и нижняя зоны характеризуются отсутствием жесткого каркаса пород*, свойственного только средней зоне.

Физическая сущность жесткого каркаса пород достаточно сложна, но признаки его присутствия легко выявляются. Наличие такого каркаса позволяет проходить горные выработки без крепления, обеспечивает существование в природных условиях полостей различной природы и размеров, способствует сохранению резко дифференцированной проницаемости горных пород, обусловленной их структурно-текстурными особенностями и тектонической нарушенностью.

В этих условиях могут формироваться устойчивые гидродинамические системы с направленным движением водных растворов. [188]. Жесткий каркас, компенсирующий внешнюю нагрузку, обеспечивает получение различных давлений на твердую и жидкую фазы (породу и раствор), что, согласно представлениям Д. С. Коржинского [109] и других исследователей, наиболее благоприятно для проявления метасоматизма в качестве способа минералообразования.

На основе представлений о жестком каркасе могут быть достаточно определены разграничены области проявления различных геологических процессов, приводящих к породообразованию. Процесс осадконакопления развивается выше рубежа разрушения жесткого каркаса путем дезинтеграции пород. Ниже рубежа раздавливания этого каркаса проявляются процессы динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма. Между отмеченными границами, в области хрупких деформаций, располагается зона типичных гидротермальных образований**. Они возникают путем замещения ранее созданных пород, а также в результате выполнения пор и полостей, существование которых характерно для рассматриваемой зоны. Эти образования объединяются в единую группу и четко отличаются от производных других геологических процессов: осадконакопления, магматизма и метаморфизма. Они могут быть охарактеризованы набором следующих структурно-вещественных признаков: 1) наличие эпигенетических минералов, которые, в свою

* Понятие о жестком каркасе пород используется в работах А. А. Пэка [193] и С. Н. Иванова [85].

** Особое место в данной зоне занимают ореолы контактово-термального метаморфизма, где породообразование происходит на фоне теплового разрушения каркаса исходных пород. Образующиеся при этом изохимические роговики, с характерной роговиковой структурой, в группу рассматриваемых ниже образований (эпипород) не входят.

очередь, определяются по формам их выделения (псевдоморфозы, выполнение различных пустот, кристаллы свободного роста). На эпигенетический характер минералов может указывать их резко неравномерное распределение в исходных породах, а также видовая принадлежность. Например, пренит, топаз и ряд других минеральных видов всегда или большей частью являются вторичными по отношению к вмещающей их породе; 2) образование специфических такситовых структур, не характерных ни для осадочных, ни для магматических и метаморфических пород; 3) наличие инфильтрационной и диффузионной зональности, зональных минеральных агрегатов и жилков; 4) изменение химического состава исходных пород, а также локальное накопление или сильная дисперсия элементов-примесей.

Перечисленные признаки неравноценны по своей значимости и не одинаково просты для выявления, но в совокупности они указывают на минералообразование в условиях жесткого структурного каркаса, наличие которого определяет область проявления рассматриваемого геологического процесса.

В таком ограничении данный геологический процесс объединяет широкий круг геологических образований, генезис которых трактуется по-разному. Сюда, кроме гидротермально-метасоматических, попадают так называемые автометаморфические или автометасоматические образования, минералогически выраженные продукты «старения» пород, часть гипергенных проявлений и некоторые другие. В плане механизма минералообразования данную совокупность эпигенетических образований можно делить на собственно метасоматические и возникающие путем выполнения пустот, но при этом необходимо помнить, что в геологическом аспекте они исключительно тесно взаимосвязаны. По отношению к литосфере вся эта совокупность может рассматриваться как метасоматическая в широком смысле этого термина. Описываемые минеральные новообразования пронизывают с большей или меньшей непрерывностью жесткую часть литосферы, образуя особый слой земной коры, заключенный между зонами преимущественного проявления метаморфизма и седиментации. Мощность такого слоя составляет 4—6, редко 10 км. Иногда его называют рудосферой, так как именно в нем в качестве своеобразных аксессуариев формируются рудные месторождения, относимые к гидротермальным и экзогенно-эпигенетическим. Этот слой образуется под воздействием газожидких и жидких, преимущественно водных растворов, циркулирующих по трещинам и порам в жестких породах литосферы. По происхождению эти растворы могут быть магматогенными, метаморфогенными, подкоровыми или вадозными, но чаще, видимо, смешанной природы; по температурам — от надкритических до холодных. Они могут быть разнообразными по кислотности — щелочности, окислительно-восстановительному потенциалу и относительным концентрациям растворенных веществ,

являясь, как правило, поликомпонентными и в значительной степени разбавленными. Эти растворы формируют эпигенетические рудные месторождения, окологрудные изменения и региональную метасоматическую зональность как закономерную неоднородность метасоматического слоя Земли.

Геологический процесс, генерирующий эти растворы и эпигенетическое минералообразование, характеризующийся определенной этапностью проявления, естественноисторической связью с процессами осадконакопления, магматизма и метаморфизма, можно трактовать как метасоматический в широком смысле, т. е. как процесс направленного преобразования верхних частей литосферы и как определенный механизм дифференциации вещества Земли.

В результате этого процесса в литосфере формируется особый метасоматический слой, который служит объектом исследований при изучении региональной метасоматической зональности.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ НОВООБРАЗОВАННЫХ МИНЕРАЛОВ — ЭПИПОРОДЫ

В строении метасоматического слоя литосферы участвуют эпигенетические минеральные парагенезисы, образующие «метасоматическую вкрапленность» разной экстенсивности проявления, выполняющие трещины и другие полости в ранее сформированных породах, слагающие локальные метасоматиты, минерализованные зоны и еще более редко встречающиеся рудные скопления. Во всех случаях особенностью этих минеральных парагенезисов является их явно выраженный временной разрыв между завершением формирования вмещающих пород, созданием их структурного каркаса и более поздним минералообразованием, не сопровождающимся разрушением этого каркаса.

В абсолютном большинстве осадочных, магматических и метаморфических пород, кроме породообразующих, устанавливается некоторое количество так называемых «вторичных» минералов. Количество этих «вторичных» или эпигенетических минералов может быть самое различное, но, как правило, небольшое. Обычно мы легко абстрагируемся от этих минералов, определяя горную породу по «первичному» минеральному составу и исходной петрографической структуре. Даже в тех случаях, когда преобладают эпигенетические минералы, исходную породу можно предположительно установить по характерному структурному рисунку и реликтовым минералам. «Вторичные» минералы не входят в разряд систематических признаков вмещающих их пород, что вполне оправдывает отмеченное абстрагирование. В то же время «вторичные» минералы образуют самостоятельные парагенезисы с устойчивыми наборами

минералов и характерными структурными отношениями между ними. Экстенсивность их распространения так же, как экстенсивность распространения «первичных» минералов, не должна влиять на определение видовой принадлежности соответствующих парагенезисов.

Таким образом, почти в каждом петрографическом шлифе можно выделить, по крайней мере, два минеральных парагенезиса, в принципиальном отношении равноправных: «первичный», определяющий исходную породу, и «вторичный», определяющий новообразованную «породу». Так же, как и в первом случае, абстрагирование от «вторичных» минералов позволяет нам систематизировать исходные породы и выделять в геологическом пространстве сложенные ими тела (тела гранитов, диабазов, песчаников и т. п.), во втором случае, абстрагируясь от «первичных» минералов, можно систематизировать «вторичные» минеральные парагенезисы («породы») и выделять в том же геологическом пространстве сложенные ими тела. Эти «породы» в некоторых случаях имеют массивный привычный для нас облик (жилы выполения, полнопроявленные метасоматиты, рудные агрегаты и т. п.), а в большинстве случаев — вуалевое, сетчатое, хлопьевидное строение. При этом они развиваются в том же объеме макропространства, что и исходные породы, а так как количественные соотношения между обеими породами могут быть любые, то перечисленные эпитеты (вуалевое, сетчатое и т. п. строение) в каких-то случаях могут относиться и к исходной породе. Подчеркнем, что здесь и далее мы применяем понятие о горной породе, основанное на структурно-вещественном принципе и концепции об уровнях организации вещества. С этих позиций горные породы принадлежат особому уровню, расположенному между минералами и формациями, и соответствуют парагенезисам минералов, каждый из которых характеризуется собственной структурой, т. е. формой выделений и взаимоотношением минеральных индивидов между собой. В этой системе представлений понятие о горной породе относится к элементарному объему, представляющему минеральный парагенезис. Монапородные тела выступают в качестве слагаемых следующего формационного уровня организации вещества. Их форма и размеры учитываются при описании структур формаций, а для систематики пород (для определения их видовой принадлежности) — не существенны. Таким образом, видовая систематика пород базируется на определении видовой принадлежности минерального парагенезиса в элементарном объеме, сохраняющем состав и структуру целого, т. е. на определении типа ее элементарной ячейки [24, с. 149].

Из предыдущего изложения ясно, что «вторичный» минеральный парагенезис отвечает породному уровню организации вещества и в систематическом отношении равноправен «первичному» минеральному парагенезису, т. е. исходной породе.

В дальнейшем изложении «вторичный (эпигенетический) минеральный парагенезис» будем называть эпипородой.

Эпипорода — это естественная статистически устойчивая ассоциация метасоматически образованных (эпигенетических) минералов, взаимосвязанных единой структурой. Эпипорода формируется без разрушения жесткого структурного каркаса исходных пород, метасоматически замещая «первичные» порообразующие минералы и выполняя существующие полости. Она выделяется относительно исходных пород, расположенных в том же объеме геологического пространства, и может представлять самостоятельный предмет рассмотрения.

Изучение эпипород является новым направлением исследования геологической реальности, но базируется на огромном опыте изучения метасоматических проявлений, минерализованных зон и рудных скоплений. Для реализации этого направления исследований необходимо, в первую очередь, развить систематику эпипород.

СИСТЕМАТИКА ЭПИПОРОД

В первом приближении вся совокупность эпипород может быть подразделена на две группы. К первой группе относятся широко распространенные эпипороды, представленные парагенезисами минералов, состоящих в основном из петрогенных химических элементов (Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na). Разнообразие подобных минеральных парагенезисов сравнительно невелико и, соответственно, ограничено число видов таких эпипород. Они слагают основную часть метасоматического слоя литосферы и играют главную роль в региональной метасоматической зональности.

Вторая группа эпипород имеет ограниченное распространение. Эпипороды этой группы включают в качестве порообразующих минералы средне-низкокларковых элементов и тем самым являются природными аномалиями геохимического поля литосферы. Тела этих эпипород локальны и встречаются относительно редко. Существенная их особенность заключается в том, что входящие в состав этих эпипород минералы средне-низкокларковых элементов, как правило, развиваются совместно с минералами петрогенных элементов. При этом в большинстве случаев сохраняются некоторые видовые особенности эпипород широкого распространения. Таким образом, эпипороды второй группы во многих случаях могут рассматриваться как разновидности эпипород первой группы. Кроме того, в эту группу входят и самостоятельные в видовом отношении эпипороды и, в первую очередь, собственно рудные агрегаты. Вся разнообразная совокупность эпипород второй группы отличается незначительными масштабами распространения и может быть названа аксессуарной. В дальнейшем мы остановимся на рассмотрении

эпипород первой группы, особо не оговаривая это в каждом случае.

Для выделения различных видов эпипород как образований породного уровня организации вещества можно использовать имеющийся опыт систематики горных пород.

Еще Ф. Циркель [275], Х. Розенбуш [198], Ф. Фуке и М. Мишель-Леви [257, 263] считали главными систематическими признаками, определяющими видовую принадлежность горных пород, минеральный состав и структуру минерального агрегата. Такой же подход отстаивали Е. С. Федоров [233] и, наконец, А. Н. Заварицкий [80], который считал, что «классификация и определения горных пород не могут быть основаны на признаках, выражающих предполагаемые генетические связи... В их основание должны быть положены признаки вполне объективные, не предполагаемые, а наблюдаемые» [80, с. 13]. По Е. С. Федорову [233, с. 1], это такие признаки, «... которые могут быть констатированы на каждом данном куске горной породы». Отмеченные положения отражают общий для неживой природы структурно-вещественный принцип систематики, лежащий в основе концепции об уровнях организации вещества. Этот принцип сформулирован В. И. Драгуновым [58, 59, 60], И. В. Крутем [123], Ю. А. Косыгиным [120, 121], В. И. Васильевым [23] и наиболее полно рассмотрен в книге «Проблемы развития советской геологии» [192].

Эпипороды, так же как и первичные породы, могут быть систематизированы по минеральному составу и структурным отношениям слагающих их минералов [185]. Статистически устойчивые ассоциации эпигенетических минералов, т. е. наборы минералов, характеризующиеся постоянно повторяющимся соотношением в природных условиях с выдержанными количественными соотношениями, не представляют особых трудностей для выделения. Обычно они фиксируются как при рядовых петрографических исследованиях, так и при специальном изучении эпигенетических образований. Второй независимый систематический признак — структурные отношения между эпигенетическими минералами, т. е. структуры эпипород, устанавливается значительно труднее. Эти структуры изучены совершенно недостаточно. Во всяком случае, располагая атласами структур осадочных, магматических и метаморфических пород, петрографы не имеют такого же атласа для метасоматических и других эпигенетических образований. Так как в настоящее время петрографические структуры носят чисто описательный характер и воспринимаются в основном образно, отсутствие такого атласа является существенным препятствием в развитии петрографии эпипород.

Остановимся на основных моментах, определяющих структуры эпипород. Эпипороды различаются по размерам слагающих их минералов. По преобладающим размерам кристалличе-

ских индивидов могут быть выделены: скрытокристаллические ($\leq 0,01$ мм), мелкокристаллические (0,01—0,1 мм), среднекристаллические (0,1—1 мм) и крупнокристаллические (> 1 мм) эпипороды. При этом эпипороды, как и другие горные породы, бывают равномерно- и неравномернозернистые.

Количественные соотношения между эпигенетическими минералами также имеют важное значение при характеристике эпипород. В них выделяются порообразующие минералы и минералы-примеси.

Формы выделения эпигенетических минералов весьма существенны для качественного описания структурных отношений. Как и в исходных породах, в эпипородах минералы различаются по степени идиоморфизма, что позволяет выделять две группы структур: псевдоморфные и автоморфные.

В псевдоморфных структурах связь между новообразованными минералами определяется избирательностью процессов замещения. Различаются истинные гомоосевые псевдоморфозы (замещение «зерно в зерно») и агрегатные псевдоморфозы. Последние могут быть как мономинеральными, так и полиминеральными. Псевдоморфные структуры особенно характерны для некоторых эпипород, в частности для пропилитов.

Автоморфные структуры формируются при развитии одного и того же эпигенетического минерала по разным «первичным» минералам, по полиминеральной массе исходных пород и в ходе выполнения полостей. К ним относятся порфиروبласты и разнообразные метасоматические прожилки, агрегатные скопления новообразованных минералов, в том числе закономерные сростания (сферолиты, аксиолиты и т. п.) и концентрически-зональные обособления. Разнообразные сочетания минералов, выполняющих пустоты (трещины, миндалины и т. п.) и, в частности, структуры свободного роста, также относятся к автоморфным. Кроме автоморфных и псевдоморфных структур в эпипородах часто отмечаются смешанные автоморфно-псевдоморфные структуры, отражающие различные формы нахождения единого эпигенетического минерального парагенезиса.

Систематические признаки эпипород, определяющие их видовую принадлежность, являются также и их главными диагностическими признаками. Однако статистическая устойчивость эпигенетической минеральной ассоциации и ее структуры выявляется достоверно только по совокупности точек наблюдения. Поэтому нецелесообразно определять видовую принадлежность эпипород в каждом взятом шлифе. Для отдельных шлифов правильнее давать лишь развернутую информацию о минеральном парагенезисе, а его вид определять только после изучения петрографического материала на определенной площади.

Диагностика эпипород сводится к следующему:

1) определяется полный список минералов, эпигенетических по отношению к исходной породе. Отмечаются ярко выражен-

ные признаки разновозрастности эпигенетических минералов и их ассоциативность;

2) оценивается размерность кристаллических индивидов (скрыто-, мелко-, средне- и крупнокристаллические), а также относительные соотношения между количествами зерен эпигенетических минералов (больше—меньше). Целесообразно оценивать размеры элементарной ячейки [183], но до сих пор этот параметр для систематики эпипород пока не используется;

3) описываются формы выделения эпигенетических минералов, которые удобно закодировать в виде таблицы.

Этих признаков достаточно для определения видовой принадлежности эпипороды, но для индивидуализации эпипородных тел в пространстве, изучения их соотношений с исходными породами и геохимических исследований требуются дополнительные данные. А именно, необходимо в каждой точке наблюдений выяснить вид исходной породы и степень ее замещения эпипородой. При этом удобно выделять неизменные, либо слабо измененные («вторичных» минералов меньше 5%), измененные (5—15%) и интенсивно измененные (15—75%) породы, а также метасоматиты или другие новообразованные минеральные агрегаты, состоящие практически из одних эпигенетических минералов (75—100%). Таким образом, эпипороды, в частном случае, могут быть представлены метасоматитами, название которых им и присваивается.

Рассматривая номенклатуру эпипород, отметим, что они во многих случаях представляют собой давно известные геологические образования, получившие общепринятые наименования. Тем не менее в этом вопросе имеются определенные трудности. Они обусловлены неодинаковым толкованием одних и тех же явлений и различными подходами к их изучению. Например, говоря «пропилит», мы все ясно представляем, о какой группе объектов идет речь, но границы этой группы сильно изменяются в зависимости от генетических представлений конкретных исследователей. Между тем анализ имеющихся материалов приводит к выводу о том, что в истоках любого понятия о геологическом объекте в явном или неявном виде присутствует представление о его структурно-вещественной сущности. Это положение разбирается В. И. Драгуновым [59] на примере сопоставлений понятий о геологических формациях. Если приведенные рассуждения справедливы, то введение новых обозначений для геологических образований, выделенных по структурно-вещественным признакам, вряд ли рационально.

Дополнительные, обычно генетические, характеристики, сопровождающие структурно-вещественные описания объекта, усложняют понятие о нем и, как правило, сужают границы того или иного применяемого термина. Авторы считают, что такое сужение понятий должно служить лишь более дробному делению видовых структурно-вещественных подразделений, лежащих

в основе систематики природных образований, а не выделению новых.

Приведем описание основных видов эпипород, широко распространенных в палеозойских складчато-блоковых сооружениях. По вещественному признаку эти эпипороды удобно объединить в пять групп: кварц-светлослюдистую, эпидотовую, альбитовую, альбит-калишпатовую и калишпатовую.

Группа кварц-светлослюдистых эпипород отличается большим разнообразием. Типоморфными минералами в них являются светлые калиевые слюды (мусковит, серицит, гидросерицит). Нередко ведущими минералами эпипород этой группы оказываются только кварц и светлая слюда, образующие три относительно простые или «чистые» ассоциации:

3518
1. Кварц-гидросерицитовая ассоциация сопровождается серицитом, каолинитом, реже хлоритом, иногда монтмориллонитом и другими глинистыми минералами. В качестве примесей встречаются пирит, гематит. Наряду с кварцем иногда присутствует халцедон, опал, кристобалит и т. п. Во всех случаях эпипороды сохраняют полиминеральный состав с приблизительно равными количественными соотношениями ведущих минералов, реже преобладают гидросерицит или каолинит, иногда минералы кремнезема. Характерны скрыто- или мелкокристаллические структуры. Формы выделения минералов разнообразны, но наиболее типичны сферолитовые и концентрически-зональные агрегаты, а также полиминеральные агрегатные псевдоморфозы, т. е. смешанные автоморфно-псевдоморфные структуры. Для глинистых минералов типичны мелкие кристаллы в виде червячков, дающие в страстании с кварцем агрегаты фарфоровидного облика.

Такие эпипороды могут быть названы аргиллизитами с подразделением на существенно гидрослюдистые и каолинитовые разновидности. Детальное описание этих образований приводится во многих публикациях [33, 152, 199, 262, 268].

2. Кварц-серицитовая ассоциация нередко содержит примесь диккита, пластинчатого каолинита, иногда корунда, андалузита, диаспора и алунита. Встречаются пирит, гематит, рутил. Конечные продукты замещения представлены преимущественно монокварцевыми породами с подчиненным серицитом. Нередко чешуек серицита на порядок больше, чем зерен кварца, но размеры их в этом случае значительно меньше. В целом типичны мелко-среднекристаллические автоморфно-псевдоморфные структуры с гранобластовым кварцем и лепидобластовым серицитом. Последний часто образует агрегатные псевдоморфозы по кристаллам полевых шпатов. При слабом замещении исходной породы диагностика данного парагенезиса неоднозначна. Помимо гранобластовых кварц-серицитовых агрегатов, пластинчатых кристаллов каолинита и особенно аксессуарных выделений

высокоглиноземистых минералов, его отличает отсутствие сферолитов и концентрически-зональных образований.

Эпипороды с такими структурно-вещественными признаками могут быть названы вторичными кварцитами. Среди малораспространенных разновидностей выделяются корундовые, андалузитовые, диаспоровые, алунитовые и т. п. вторичные кварциты [1, 45, 154, 234].

3. Кварц-мусковитовая ассоциация в подчиненных количествах нередко содержит серицит, калишпат, иногда альбит. Типоморфные примеси — флюорит, топаз, иногда турмалин и другие минералы грейзенов. Конечные продукты замещения представлены двуминеральными эпипородами, реже преобладает кварц или мусковит. На локальных участках иногда породообразующими минералами являются топаз, флюорит и другие типоморфные акцессории. Структуры средне-крупнокристаллические автоморфно-псевдоморфные или типично автоморфные параллельно-шестоватые, друзовые и др.). Такие эпипороды обладают структурно-вещественными признаками грейзенов. Среди них выделяются мусковитовые, кварцевые, калишпатовые, флюоритовые, топазовые и т. п. разности [55, 151, 206, 246, 252, 259, 269].

Кроме перечисленных ассоциаций, кварц и светлые калиевые слюды с рядом других минералов образуют серию более сложных полиминеральных парагенезисов, также характеризующихся большой статистической устойчивостью. Некоторые из них получили собственные названия.

4. Ассоциация гидросерицита и кварца с хлоритом, серицитом, карбонатом, альбитом, иногда калишпатом может иметь различные структурные соотношения. Обычно кварц с гидрослюдой образуют основную ткань эпипороды, пронизанную автоморфными, часто струйчатыми или прожилковыми выделениями серицита, хлорита и карбоната. Нередко в ней присутствуют идиоморфные кристаллики или прожилки альбита, иногда калишпата, часто встречается пирит и гематит. Такая эпипорода может быть названа гидросерицитовым березитом. По размерности кристаллических индивидов она, как и аргиллизиты, относится к скрыто-мелкокристаллическим [170, 173].

5. Весьма сходны с вышеописанными по формам выделения и набору эпигенетических минералов серицитовые березиты, в которых отсутствуют гидрослюды и чаще встречается калишпат. Эти эпипороды, как правило, мелко-среднекристаллические [15, 124].

6. Эпипороды, представленные мусковит-кварцевой ассоциацией с короткопрожилковыми скоплениями позднего калишпата либо альбита более крупнозернистые, чем гидросерицитовые и серицитовые березиты. В отличие от калишпатовых грейзенов, содержащих ранний (домусковитовый) калишпат, эти эпипороды, по аналогии с вышеописанными, могут быть названы му-

сковитовыми березитами, но учитывая их облик и постоянную ассоциативность с грейzenами, более приемлемое название — березитовый грейзен [2, 206, 269].

Группа эпидотовых эпипород не менее разнообразна, чем кварц-гидрослюдистых. Типоморфными для минеральных ассоциаций этой группы являются цоизит, клиноцоизит, эпидот, пренит и пумпеллиит. Сопутствующие минералы — хлорит, амфибол, пироксен. Эпидот наиболее распространенный минерал рассматриваемой группы эпигенетических минеральных ассоциаций, но, в некоторых случаях, его количество резко падает и он уступает место перечисленным сопутствующим минералам.

1. Пумпеллиит-пренитовая, с эпидотом и хлоритом, минеральная ассоциация в качестве примеси обычно содержит карбонат серицит, иногда альбит и калишпат. Псевдоморфное выделение и мелкокристаллические размеры характерны как для основных минералов, так и для примесей. Постоянно встречаются и прожилковые образования пренита и эпидота с карбонатом, иногда с кварцем, альбитом или калишпатом. Эти же минералы, зонально упорядоченные, выполняют миндалины. Количественные соотношения минералов разнообразные, но даже конечные продукты замещения, как правило, полиминеральны. В подчиненных количествах обычно присутствует пумпеллиит, но его наличие имеет индикаторное значение. Такие эпипороды могут быть названы пумпеллиит-пренитовыми или пренитовыми пропилитами [107, 108, 162].

2. При отсутствии пумпеллиита и пренита и сохранении остальных структурно-вещественных признаков, перечисленных выше, новообразованный минеральный парагенезис отвечает наиболее широко распространенным эпипородам данной группы — хлоритовым пропилитам [22, 109, 158, 209, 254].

3. В хлоритовых пропилитах иногда появляется автоморфный альбит, который важно отличать от продуктов деанортитизации плагиоклаза. Мелко-среднекристаллическая альбит-хлорит-эпидотовая ассоциация в некоторых районах устойчиво распространена на обширных площадях, обособленных от зон проявления хлоритовых пропилитов. Такие эпипороды можно назвать альбит-хлоритовыми пропилитами.

4. Актинолит-эпидотовая ассоциация почти постоянно сопровождается хлоритом, нередко альбитом. В качестве примеси встречаются серицит и мусковит, относительно редко — карбонат. Наряду с эпидотом типичны клиноцоизит и цоизит. Структуры преимущественно среднекристаллические псевдоморфные. Как и для других пропилитов, характерны полиминеральные псевдоморфозы. Идиобластические выделения часто образует актинолит. Обычны прожилки эпидота, иногда с кварцем. Важно подчеркнуть, что частота встречаемости актинолита существенно зависит от состава исходных пород и степени его замещения хлоритом. Однако присутствие хотя бы реликтов актинолита

является главным диагностическим признаком этих эпипород, которые поэтому называются актинолитовыми пропилитами [22, 109].

5. Характерно совместное нахождение эпидота с новообразованным калиевым полевым шпатом, обычно более ранним по времени выделения. Кроме того, в ассоциацию входят: хлорит с реликтами актинолита, часто серицит и мусковит, иногда альбит. Калишпат образует порфиробласты и зональные прожилки с эпидотом. Распространены типичные для пропилитов полиминеральные псевдоморфозы и редкие идиобласты актинолита. В целом структура может быть охарактеризована как автоморфно-псевдоморфная средне-крупнокристаллическая, а эпипороды — названы калишпатовыми пропилитами [14]. Для этих эпипород намечается избирательная приуроченность к гранитоидам.

6. Ассоциация эпидота со щелочным амфиболом, реже эгирином, сопровождается новообразованиями калишпата и альбита. Для нее характерны автоморфно-псевдоморфные структуры — зональные прожилки, пойкилитовые, сферолитовые, либо неравномернозернистые кварц-полевошпатовые агрегаты с идиобластами и мелкозернистыми скоплениями щелочных амфиболов и пироксенов, а также полиминеральные агрегатные псевдоморфозы. Эпидот образует незакономерные срастания с хлоритом, иногда прожилковые выделения. Эта, по-видимому, достаточно редкая ассоциация встречается в гранитах, гнейсах [97], кислых и средних эффузивах и может быть названа щелочно-амфиболовыми пропилитами.

7. Пироксен-эпидотовая ассоциация сопровождается цонзитом, клиноцоизитом, амфиболом, часто гранатом, альбитом и другими минералами скарнов. Гранаты в ней, как правило, слабо анизотропны. Характерны средне-крупнокристаллические автоморфно-псевдоморфные и автоморфные структуры. Это обычно полиминеральные образования, хотя количественные соотношения между эпигенетическими минералами изменяются в широких пределах, в связи с чем различаются существенно эпидотовые, амфиболовые, пироксеновые, гранатовые и т. п. разновидности. Однако наиболее типоморфным является присутствие пироксена (главным образом диопсида), позволяющего диагностировать рассматриваемые эпипороды как скарны (даже при слабом развитии новообразований) [72, 101, 147, 166].

Группа альбитовых эпипород выделяется по ведущей роли автоморфных выделений натриевого полевого шпата в эпигенетических ассоциациях с типоморфными темноцветными минералами. В качестве последних выступают хлорит, актинолит и щелочной амфибол, реже щелочной пироксен.

1. Хлорит-альбитовая ассоциация часто сопровождается карбонатом. В некоторых случаях присутствует кварц и небольшая примесь серицита. Серицит иногда образует сложные сва-

стания с хлоритом. Нередко в качестве примеси отмечается апатит, в некоторых разновидностях приобретающий порообразующее значение. Встречаются акцессорные флюорит, гематит, иногда коломорфный циркон (аршиновит). Структуры мелкокристаллические, местами за счет более крупных выделений альбита переходящие в среднекристаллические. Типичен автоморфный характер выделения минералов. Альбит представлен идиобластами, сферолитовыми, лапчатыми и прожилковыми агрегатами. Хлорит, кроме ксенобласт, дает струйчатые, прожилковые выделения. Обычно его меньше, чем альбита. В отличие от пропилитов рисунок структуры исходной породы существенно видоизменяется. Такие эпипороды могут быть названы хлоритовыми альбититами [136, 137, 138, 174]. Хлорит-альбитовые эпипороды с псевдоморфозными структурами следует называть альбитофирами [80].

2. Актинолит-альбитовая ассоциация встречается реже, но в целом сходна с вышеописанной. Актинолит присутствует в переменных, обычно незначительных количествах и, как правило, совместно с хлоритом. Статистическая устойчивость актинолитовых альбититов недостаточно ясна.

3. Ассоциация автоморфного альбита со щелочными темноцветными минералами весьма характерна. Рибекит, кроссит и другие щелочные амфиболы часто сопровождаются эгирином, присутствующим обычно в подчиненных количествах. Для альбита типичны идиобластические, часто порфиробластические формы выделения. Щелочные амфиболы также развиваются автоморфно. В качестве примесей присутствуют малакон и апатит. По ведущему темноцветному минералу выделяются рибекитовые, кросситовые и т. п. альбититы, имеющие, как правило, средне-крупнокристаллические структуры [97, 165].

Группа альбит-калишпатовых эпипород занимает промежуточное положение между собственно альбитовыми и калишпатовыми парагенезисами новообразованных минералов. Несмотря на ярко выраженную тенденцию разделения калия и натрия в условиях постмагматического минералообразования, отмечается статистически устойчивое сонахождение альбита и калишпата в эпипородах. Назовем две подобные ассоциации, имеющие достаточно широкое распространение.

1. Ассоциация калишпата и альбита с кварцем, хлоритом, карбонатом, часто серицитом нередко отмечается совместно с более локально распространенными хлоритовыми альбититами. Структуры минерального парагенезиса мелко-среднекристаллические, автоморфные. Альбит и калишпат присутствуют в соизмеримых количествах. Нередко они образуют совместные агрегатные скопления, в том числе закономерные сростания. Хлорит и серицит, более поздние по времени выделения, также часто присутствуют в тесных сростаниях. Собственных названий эти эпипороды еще не получили. В дальнейшем

будем именовать их хлоритовыми альбит-калишпатовыми эпипородами.

2. Ассоциация калишпата и альбита с биотитом, кварцем, иногда мусковитом образует крупно-, часто гигантокристаллические агрегаты. В качестве примесей встречаются щелочные амфиболы и пироксены, флюорит, редко топаз и другие. Структуры автоморфные, характерны ритмичная полосчатость и порфиробластические выделения полевых шпатов. Данный парагенезис подробно описан А. А. Беусом [9, 10] под названием апогранитового. В. А. Рудник и В. М. Терентьев [204] подобные образования в иных ситуациях проявления относят к кварц-полевошпатовым метасоматитам зон глубинных разломов. Более общее название предложили Д. В. Рундквист и И. Г. Павлова [208], отнеся подобные образования к формации фельдшпатоцитов. Соответствующие эпипороды можно назвать фельдшпатолитами.

Группа калишпатовых эпипород характеризуется существенным преобладанием в эпигенетическом парагенезисе калиевого полевого шпата, образующего преимущественно автоморфные выделения. В отличие от магматических, эпигенетические калиевые полевые шпаты имеют незначительную примесь натрия (обычно менее 1%), содержание которого уменьшается в направлении от высокотемпературных к низкотемпературным разностям. В эпигенетических калиевых полевых шпатах степень упорядоченности кристаллической решетки различная. В ряде случаев удается выделить как преимущественно ортоклазовые или адуляровые, так и микроклиновые парагенезисы, но часто такое разделение весьма условно. Более характерны наборы сопутствующих минералов, с которыми эпигенетический калиевый полевой шпат образует статистически устойчивые ассоциации.

1. Гематит-кварц-калишпатовая ассоциация часто в качестве примеси содержит серицит. [184]. Весьма характерны отношения между перечисленными минералами. Кварц и калиевый полевой шпат образуют, как правило, закономерные сростания типа пойкилитовых, псевдосферолитовых, гранофировых и т. п. Характерны зональные прожилковые выделения, центральные части которых выполнены кварцем, а периферические — калиевым полевым шпатом. Гематит концентрируется в зальбандах, либо образует лучистые выделения в кварц-калишпатовых сферолитах. В целом структуры автоморфные, преимущественно мелкокристаллические. Подобные образования часто замещают вулканогенные породы и по облику напоминают вулканыты. Они детально описаны О. П. Ушаковым [231] под названием калишпатофиров. При менее выраженной унаследованности облика эти же эпипороды могут быть названы гематит-кварцевыми калишпатолитами [230].

2. Ассоциация калиевого полевого шпата, кварца и карбоната (часто анкерита) также характеризуется значительной устойчивостью. В качестве примесей отмечаются серицит, реже биотит, хлорит и др. Структуры среднекристаллические автоморфные. Калиевый полевой шпат нередко образует лучистые агрегаты с кварцем, карбонат — идиобластический. Д. С. Коржинским [109] для подобных образований было предложено название гумбеит.

Разнообразие существенно калишпатовых ассоциаций не исчерпывается перечисленными примерами. Проявления калишпатизации описаны Ю. В. Казицыным [89, 91], А. А. Беусом и соавторами [2], Е. В. Плющевым [180] и другими исследователями. Однако природная распространенность этих образований не совсем ясна.

Авторы не ставили перед собой задачу дать исчерпывающее систематическое описание всех статистически устойчивых ассоциаций эпигенетических минералов широкого распространения, поэтому можно ограничиться приведенными примерами, которые показывают полную применимость структурно-вещественного принципа систематики для эпипород. Лишенный априорных генетических постулатов, этот принцип позволяет развить однозначную и строго формализованную номенклатуру новообразованных минеральных парагенезисов, так же как это сделано для других классов горных пород. Такой подход имеет ряд преимуществ и не исключает последующее изучение эпигенетических образований физико-химическими и другими методами. В этой связи уместно напомнить слова А. Н. Заварицкого [80, с. 10]: «Признание существования задач двоякого рода при изучении горных пород (петрография и петрология) является существенным шагом в развитии нашей науки».

Виды эпипород, выделенные по минеральному составу и структурам, объединены нами в пять описанных выше групп. В основу этого объединения положены определенные элементы сходства вещественного состава и некоторых структурных особенностей различных видов эпипород.

1. Кварц-светлослюдистые эпипороды характеризуются простым минеральным составом, смешанными псевдоморфно-автоморфными структурными отношениями минералов. Ведущие минералообразующие катионы — Si и Al. Суммарный эффект изменения химического состава исходных пород наиболее выражен в общем уменьшении содержания щелочей в основном Na при слабом выносе или привносе K.

Вся совокупность эпипород подразделяется на две подгруппы. Первая характеризуется более простым составом, а вторая — более сложным, с частичной фиксацией щелочных и щелочноземельных металлов.

2. Эпидотовые эпипороды более разнообразны по составу. Эпидот и близкие к нему минералы (цоизит, клиноцоизит,

пренит, пумпеллит) не всегда являются ведущими в парагенезисе. Иногда их количество резко уменьшается за счет преобладающего развития хлоритов, амфиболов или пироксенов. Однако присутствие эпидота или ему подобных минералов в качестве породообразующих (для эпипороды) является важным отличительным признаком. Весьма характерны псевдоморфные структуры, позволяющие различать структурный рисунок исходной породы даже при почти полном ее замещении. Ведущие катионы минералообразования представлены Fe, Mg и Ca. В ходе замещения исходных пород сумма щелочей изменяется в небольших пределах. Иногда происходит слабая концентрация натрия, в других случаях отмечается небольшое накопление калия, но без ярко выраженной тенденции щелочного метасоматоза. Преимущественная концентрация устанавливается для слабых оснований. Здесь также обособляются две подгруппы, из которых вторая отличается частичным наложением щелочного метасоматоза и обычно более неравновесным минеральным составом.

3. Альбитовые эпипороды характеризуются ведущей ролью альбита в парагенезисе и ярко выраженными либо автоморфными, либо псевдоморфными структурами. По составу альбитовые эпипороды иногда бывают сходны с пропилитами, с которыми связаны постепенными переходами. Общим ведущим катионом минералообразования является Na. В процессе замещения исходных пород содержание K уменьшается, а содержание Na возрастает. При этом часто характерно накопление R, иногда — F.

4. Альбит-калишпатовые эпипороды занимают промежуточное положение между эпипородами альбитовой и калишпатовой групп и имеют такое же широкое распространение. Ведущую роль в парагенезисе играют два щелочных полевых шпата, находящиеся в соизмеримых количествах. При этом альбит часто оказывается несколько более поздним по времени завершения кристаллической индивидуализации. Характерны автоморфные структуры. Ведущими катионами минералообразования являются Na и K. В ходе прогрессирующего изменения исходных пород происходит накопление суммы щелочей, но их отношение может сохраняться. Уменьшается количество слабых оснований, в первую очередь, кальция.

5. В калишпатовых эпипородах основным минералом является калиевый полевой шпат. Структуры эпипород автоморфные. Главный катион эпигенетического минералообразования — K, концентрация которого возрастает пропорционально степени замещения исходной породы. Натрий выносится так же, как и другие более слабые основания.

Таким образом, групповые вещественные признаки эпипород вполне устойчивы и могут быть использованы в качестве одного из параметров классификации эпипород. Этот параметр выражает кислотно-щелочную характеристику (pH) воздейст-

вовавшего раствора, что позволяет расположить перечисленные группы эпипород в ряд по возрастанию основности ведущих катионов.

Другой, в целом независимый от первого, классификационный признак базируется на некоторых структурных особенностях эпипород, которые могут быть интерпретированы как указатели термодинамических условий их образования. В первую очередь к таким признакам относится размерность кристаллических индивидов. Этот показатель не абсолютен, но в ряде случаев вполне устойчив. В дополнение к нему можно использовать индикаторные свойства эпигенетических минералов.

На этом основании можно выделить три ряда эпипород.

I. Эпипороды скрыто- мелкокристаллических структур, содержащие в качестве порообразующих минералы, характерные для относительно низкотемпературных или приповерхностных условий (гидросерицит, каолинит, хлорит, аршиновит, пумпеллит, пренит и др.).

II. Эпипороды мелко-среднекристаллических структур, содержащие порообразующие минералы, свойственные средне-температурным и среднеглубинным условиям (серицит, корунд, анадалузит, актинолит и др.).

III. Эпипороды средне-крупнокристаллических структур, имеющие в своем составе относительно более высокотемпературные минералы, формирующиеся в более глубинных условиях (мусковит, топаз, щелочные и другие амфиболы, пироксен, гранат, малакон, цоизит и др.).

На основе отмеченных независимых параметров может быть построена классификация эпипород (табл. 1). Основанная на наблюдаемых структурно-вещественных признаках в первом приближении она позволяет судить и об основных физико-химических параметрах (P , T , pH) формирования эпипород. В табл. 1 отражена периодическая повторяемость вещественно сходных эпипород в различных диапазонах термодинамических условий. При более полном учете статистически устойчивых ассоциаций эпигенетических минералов число рядов и групп в таблице может быть увеличено, но принципиальная сторона классификационного построения от этого не изменится. Предлагаемый вариант классификации не ограничивает возможность выявления новых видов эпипород, что, без сомнения, будет иметь место.

ВЫДЕЛЕНИЕ ЭПИПОРДНЫХ ТЕЛ

Разделение геологического пространства на тела сводится к определению всех точек пространства по заданному набору признаков, но этот набор должен быть одинаковым во всех точках [121, с. 38—45]. Реально такое изучение пространства производится в ограниченном числе точек наблюдений, т. е. по

Классификация эпипород по структурно-вещественным признакам

Ряды эпипород	Группа эпипород						
	Кварц-светлослюдистая		Эпидотовая		Альбитовая	Альбит-калишпатовая	Калишпатовая
	простые	сложные	простые	сложные			
<p>↑ Возрастание P, T</p> <p>I Скрыто-мелко-кристаллические</p> <p>II Мелко-средне-кристаллические</p> <p>III Средне-крупно-кристаллические</p> <p>↓</p>	Аргиллиты	Гидросерцитовые березиты	Пумпеллит-прениновые, прениновые, хлоритовые пропилиты	Альбит-хлоритовые пропилиты	Хлоритовые альбититы, альбитофиры	Хлоритовые альбит-калишпатовые эпипороды	Гематитовые калишпатиты, калишпатофиры, гумбенты
	Вторичные кварциты	Серицитовые березиты	Актинолитовые пропилиты	Калишпатовые пропилиты	Актинолитовые альбититы		
	Грейзены	Березитовые грейзены	Скарны	Щелочно-амфиболовые пропилиты	Щелочно-амфиболовые альбититы		
							↑ Возрастание pH →

дискретной сети. Число точек наблюдения лимитируется масштабом исследования; минимально необходимой точностью и достоверностью выделения тел заданных размеров.

Индивидуализация монопородных тел осуществляется на основе определения в точках наблюдений видовой принадлежности горных пород (диабаз, гранит, песчаник и т. п.) и разграничении точек с породами различных видов. На практике для уточнения границ монопородных тел используются дополнительные данные («непрерывное прослеживание», аэрофотоснимки, геофизические, геоморфологические и другие материалы), но главным является определение видовой принадлежности горных пород в точках опорной сети наблюдений. В этом отношении выделение в пространстве эпипородных тел представляет собой частный случай задачи разделения геологического пространства на монопородные тела. Признаком, определяющим геологическое пространство, является видовая принадлежность эпигенетического минерального парагенезиса.

Специфичность выделения эпипородных тел состоит не в принципах их картирования, а в тех особенностях эпипород, которые отличают их от горных пород других классов. Напомним, что в большинстве случаев эпипорода занимает 10—15 % объема, выполненного исходными породами. Она характеризуется вуалевым, хлопьевидным распространением и только на локальных участках приобретает массивное сложение. В этих условиях зрительное восприятие эпипородного тела как единого целого, наглядность его границ и другие подобные впечатления не имеют места, что, с одной стороны, затрудняет исследование, а с другой,— позволяет повысить его объективность. Картирование эпипородных тел сопоставимо с составлением геологических карт по сетке картировочных скважин.

Опыт картирования эпипородных тел на значительных территориях в настоящее время довольно ограниченный и сосредоточен практически целиком в складчатых областях. Авторам известны подобные работы Ф. Л. Думлера, С. Н. Иванова, В. Н. Копылова, В. А. Малашина, В. А. Михайлова, С. С. Наумова, В. М. Нечеухина, Б. И. Омеляненко, В. А. Прокина, А. М. Резниковой, С. А. Скороспелкина, М. Г. Харламова и некоторых других. Эти работы выполнялись с различными теоретическими и методическими подходами. Однако в большинстве случаев результаты подобного картирования свидетельствуют, что эпипородные тела охватывают площади в десятки и сотни квадратных километров, реже имеют более мелкие или более крупные размеры. Эти тела могут достоверно выделяться при работах в масштабах 1:50 000—1:200 000. Оптимальным рабочим масштабом, видимо, является 1:100 000, при охвате площади не менее 1 планшета и числе точек наблюдения на нем от 500 до 1000. Детализация выделенных таким образом эпипородных тел показывает относительную непрерывность

распространения эпипороды и статистическую устойчивость характеризующего ее минерального парагенезиса.

При картировании эпипород важны как макроскопические наблюдения, так и правильный отбор каменного материала для дальнейшего петрографического и аналитического изучения. Осматривая обнажение или керн скважин, следует отбирать образцы наиболее типичных пород для данного места. Отдельные зонки локальных метасоматических изменений или прожилковой минерализации требуется опробовать особо, не смешивая с типичными разновидностями горных пород, в которых можно ожидать наиболее распространенную ассоциацию эпигенетических минералов. Макроскопические наблюдения, кроме обычных геологических, дополняются целенаправленной фиксацией всех признаков эпигенетической минерализации.

Основным методом получения информации об эпипороде является микроскопическое изучение петрографических шлифов, изготавливаемых из горных пород, наиболее типичных для данной точки наблюдения. Информация, необходимая для определения видовой принадлежности эпипороды, описана в начале предыдущего раздела. Эти данные в виде условных знаков выносятся на карты фактического материала, что позволяет оценить статистическую устойчивость эпигенетической ассоциации и ее структуры, а также определить границы эпипородного тела. Вид эпипороды надежнее устанавливается по совокупности сближенных точек наблюдений с однотипным минеральным парагенезисом, чем по отдельно взятому шлифу.

Границы эпипородных тел определяются сменой одного эпигенетического минерального парагенезиса другим столь же устойчивым на соседней площади. Однако в связи с частичным влиянием исходных пород на состав новообразованного минерального парагенезиса и необходимостью впоследствии достоверно оценить соотношения эпипородных и исходных тел рекомендуется строго учитывать границы тел исходных пород при выделении тел эпипород. На этом существенном вопросе остановимся подробнее.

Распространено мнение о зависимости набора новообразованных минералов от состава исходных пород. В ряде случаев этому положению придается определяющее значение, что отражено в соответствующих классификациях метасоматических образований [76]. Сложилось представление, что кислые эффузивы, как правило, серицитизированы, а средние и основные — эпидотизированы; что грейзенизация свойственна гранитам, а скарнирование — известнякам и т. п. Все эти, не лишённые основания зависимости, далеко не абсолютны. Растущий опыт изучения метасоматических образований приводит к выводу о том, что однотипные метасоматиты могут развиваться по исходным породам различного состава. При этом эпигенетический минеральный парагенезис изменяется в относительно неболь-

ших пределах. Д. В. Рундквист и И. Г. Павлова [208] считают возможным выделение метасоматических формаций без учета исходного продукта на основе структурно-вещественных особенностей новообразований. Они подчеркивают, что внутренние зоны метасоматических образований устойчивы по составу и мало зависят от исходных пород, но для внешних зон такая зависимость выражена значительно сильнее.

Результаты специального картирования эпипородных тел, проведенного авторами в различных геологических обстановках совершенно определенно свидетельствуют, что развитие однотипных эпигенетических минеральных парагенезисов в породах различного состава (исключая гипербазиты, известняки и некоторые другие малораспространенные породы) — явление столь же обычное, как и формирование различных эпигенетических минеральных парагенезисов в породах одного состава. В большинстве случаев исходный состав пород придает некоторую специфическую окраску новообразованному парагенезису, но ведущие эпигенетические минералы и их структурные соотношения сохраняются.

В табл. 2 суммированы достоверно установленные соотношения эпипород с исходными породами. Крестиками отмечены зартированные варианты наложения соответствующих эпигенетических минеральных парагенезисов на исходные породы определенного состава. Используя литературные данные, число таких вариантов можно увеличить.

Из приведенного перечня не следует делать вывод об отсутствии какой бы то ни было связи эпипород с исходными породами. Например, ни у кого не вызывает сомнений, что грейзены обычно приурочены к массивам лейкократовых гранитов, но их соотношения могут быть разными.

Во многих случаях контур эпипородного грейзенового тела практически совпадает с границами интрузивного массива, в других случаях эти эпипороды охватывают более широкую площадь, выходя в экзоконтактовые области, и, наконец, иногда занимают только определенную часть интрузии, сменяясь в остальных частях эпипородами другого вида. В данных условиях сравнение собственных контуров эпипородных тел с контуром гранитного тела дает существенную дополнительную информацию об условиях проявления грейзенизации и, возможно, о степени эродированности интрузии. Особенно разнообразны соотношения эпипородных и исходных тел для эпипород 1-ой группы (см. табл. 2), формирующихся в приповерхностных, относительно низкотемпературных условиях. В целом эпипородные тела могут строго совпадать с телами магматических, осадочных или метаморфических пород, могут охватывать какие-то серии этих тел или только их части. Разнообразие этих соотношений и определяет смысл независимого картирования эпипородных тел.

Варианты совмещений исходных пород и эпипород

Таблица 2

Группа эпипород	Эпипороды	Исходные породы												
		Осадочные			Вулканические			Плутонические		Метаморфические				
		известяки	полимиктовые песчаники	олигомикто- вые песчани- ки	липариты, дациты	андезиты	базальты	граниты	гранодиориты, диориты	габбро	гнейсы, крис- таллические сланцы	кремнистые породы, квар- циты		
1	Аргиллизиты Вторичные кварциты Грейзены Гидросерицитовые березиты Серицитовые березиты Березитовые грейзены	+	+	+	+	+	+	+	+					
2	Пумпеллинитовые пропилиты Хлоритовые пропилиты Актинолитовые пропилиты Скарны Альбит-хлоритовые пропилиты Калишпатовые пропилиты Щелочно-амфиболовые пропилиты		+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	
3	Хлоритовые альбититы Актинолитовые альбититы Щелочно-амфиболовые альбититы	+	+	+	+	+			+				+	+
4	Хлоритовые альбит-калишпатовые эпипороды Фельдшпатолиты		+		+	+				+				
5	Гематитовые калишпатиты Биотитовые калишпатиты		+	+	+	+				+				

Результаты такого картирования, кроме самостоятельного практического значения, в сопоставлении с геологической картой исходных пород создают объективные предпосылки для выяснения геологических условий проявления эпигенетических (в том числе собственно метасоматических) процессов, для установления их связи с другими геологическими процессами и, в первую очередь, с тектоникой, магматизмом и оруденением.

Выделение эпипородных тел базируется на вполне формализованных структурно-вещественных признаках, позволяющих однозначно определить вид эпипороды в любой точке геологического пространства. При этом границы эпипородных тел рационально проводить на геологической основе, отражающей контуры тел исходных пород, тектоническую структуру района и возраст слагающих образований. Однако эти данные используются только как дополнительные, для уточнения конфигурации эпипородных тел и учета влияния среды эпигенетического минералообразования.

Выделенные эпипородные тела могут рассматриваться как самостоятельные объекты геологической реальности и изучаться так же, как и тела горных пород других классов. В первую очередь требуется изучать их пространственные и возрастные соотношения между собой, наметить их природную ассоциативность и тем самым подойти к выделению формаций эпипород.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Большинство геологов, несмотря на существенно разные представления о геологических формациях, считают, что элементами формаций являются монопородные тела [58]. В применении к гидротермально-метасоматическим образованиям В. И. Васильев, В. И. Драгунов и Д. В. Рундквист [25, с. 284] приводят следующее определение: «формация — природное тело, состоящее из элементов — парагенезисов минералов (преимущественно монопородных тел), находящихся в однородных структурных отношениях». С этих позиций рассмотренные выше эпипородные тела являются элементами метасоматических формаций.

Однако эпипородное тело характеризуется довольно сложным внутренним строением. В его пределах интенсивность эпигенетического минералообразования изменяется в широком диапазоне. На фоне относительно разряженного, вуалевого распространения эпипородного парагенезиса встречаются локальные участки, где этот парагенезис образует ступки (метасоматиты, жилы выполнения и т. п.), обусловленные при прочих равных условиях повышенной проницаемостью или большей податливостью к замещению вмещающих пород. Нередко на этих же локальных участках концентрируется рудная эпигенетическая минерализация, чаще встречаются разновидности эпипород,

содержащие примесь минералов средне-низкокларковых элементов (флюоритсодержащие грейзены, пиритсодержащие березиты и т. п.). Здесь же иногда появляются специфические рудные и нерудные эпипороды, выделенные нами в группу акцессорных (топазовые, гранатовые, корундовые, собственно рудные и т. п. эпипороды). Эти участки весьма локальны, их площади на многие порядки величин (до 6—8) меньше площадей выходов включающих их эпипородных тел. В ряде случаев их можно образно сравнить со шлирами в однородном интрузивном массиве. Эти «сгустки» или включения, создающие локальные неоднородности эпипородных тел, по степени сложности могут отвечать минеральному, породному или формационному уровням.

Отмеченные выше локальные неоднородности эпипородных тел по уровню сложности внутреннего строения нередко отвечают формациям (ассоциации структурно-связанных минеральных парагенезисов). Именно их в настоящее время большинство исследователей выделяет в ранг рудных или метасоматических формаций. Авторы считают более правильным эти формации называть акцессорными. Формации же, объединяющие эпипородные тела, в дальнейшем будем называть регионально-метасоматическими. Таким образом, под регионально-метасоматической формацией авторы понимают статистически устойчивую ассоциацию эпипородных тел, взаимосвязанных единой структурой.

Выделяются следующие компоненты структуры такой формации:

1) зональность, или пространственная упорядоченность, эпипородных тел, т. е. статистически устойчивое чередование зон, представленных эпипородами определенных видов (региональная метасоматическая зональность);

2) стадийность, или возрастная упорядоченность, эпипородных тел, т. е. статистическая устойчивость возрастных соотношений между эпипородными телами определенных видов;

3) размерность эпипородных тел (объемная, площадная или линейная), а также статистически устойчивая повторяемость количественных соотношений между эпипородными телами;

4) формы эпипородных тел (изометрические, стратиформные, трубчатые и т. п.) и их псевдоморфные или автоморфные соотношения, используемые для описательной характеристики структур.

Основным методом выделения формаций эпипород является специальное картирование эпипородных тел во всем объеме изучаемого геологического пространства.

Остановимся на некоторых наиболее хорошо изученных примерах регионально-метасоматических формаций.

На рис. 1 приведен фрагмент карты пропилиито-аргиллизитовой формации одного из звеньев девонского интрузивно-вулканогенного пояса Центрального Казахстана. Во внешней части

этого пояса широко распространены образования вулканогенной молассовой формации, представленной на данном фрагменте сложно перемежающимися олигомиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, туфами кислого и смешанного составов с подчиненными лавовыми разностями. Осадочно-вулканогенная структура осложнена несколькими системами разломов, из которых близмеридиональные являются наиболее молодыми по времени заложения. В зоне влияния этой системы разломов широко распространены аргиллизиты, представленные парагенезисом кварца, гидросерицита и каолинита с приблизительно равными количественными соотношениями. Повсеместно отмечается значительная степень замещения (более 15—20 %) исходных пород. Отдельные локальные массивы метасоматитов сложены белыми фарфоровидными агрегатами кварца и каолинита с подчиненным гидросерицитом. Встречается большое количество кварцевых жил. В краевых частях этой зоны фиксируются эпипородные тела березитов, состоящих из кварц-гидросерицитового агрегата с автоморфными выделениями хлорита, карбоната и струйчатыми обособлениями серицита и гидросерицита, иногда с каолинитом. Встречается псевдоморфный апатит. В местах интенсивного замещения исходных пород фиксируются скопления пирита и участки более сильного окварцевания. Здесь установлен ряд рудопроявлений молибдена. По периферии отмеченной зоны широко распространены пропилиты, представленные хлорит-эпидотовым парагенезисом с характерными выделениями автоморфного альбита и частой примесью серицита. Альбит-хлоритовые пропилиты раз-

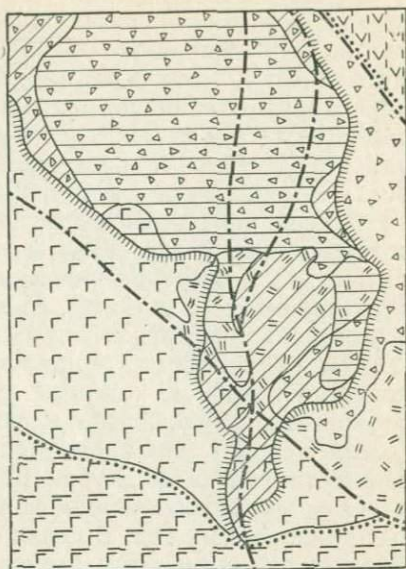


Рис. 1. Пропилито-аргиллизитовая формация (фрагмент карты Сасыр-лыкского прогиба).

1—4 — исходные породы: 1 — липариты и андезиты нерасчлененные (D_2), 2 — липариты существенно экстрезивные (D_2), 3 — песчаники, туфы кислого состава, прослой конгломератов, алевролитов (D_2), 4 — андезиты, их туфы, песчаники (D_{1-2}); 5—8 — пропилито-аргиллизитовая формация: 5 — аргиллизиты, 6 — гидросерицитовые березиты, 7 — контур распространения альбит-хлоритовых пропилитов, 8 — границы формационного тела; 9—10 — околнуривающие эпипороды: 9 — калишпатофиты, 10 — актинолитовые пропилиты; 11 — основные разломы

виты по андезитам, песчаникам, туфам и лавам кислого состава при степени замещения исходных пород 5—15 %, редко большей. Аргиллизиты, гидросерицитовые березиты и альбит-хлоритовые или хлоритовые пропилиты зонально связаны, что подтверждается большим статистическим материалом. В различных районах количественные соотношения между аргиллизитами и березитами варьируют в широких пределах, вплоть до полного вытеснения аргиллизитов березитами и наоборот, но смены их позиции в зональном ряду не отмечается. Этот ряд от центральных зон к периферическим постоянен: аргиллизит—березит—пропилит. Такая же последовательность устанавливается и по вертикали. Аргиллизиты с глубиной сменяются березитами и далее пропилитами. Мощность последних в этом направлении превышает 1000 м (данные глубокого бурения). Аргиллизиты и березиты имеют обычно небольшой вертикальный размах (сотни метров). Но вдоль проницаемых зон разломов прослеживаются иногда до глубин 1000 м и более, что предопределяет в целом воронкообразные формы аргиллизитовых и березитовых эпипородных тел. В связи с такими формами залегания наблюдаемая ширина зон зависит от степени эрозионного среза. В рассматриваемом случае (см. рис. 1) срез уменьшается с юга на север. Зональные соотношения между описываемыми эпипородными телами более значимы, чем возрастные, что иллюстрируется их пространственной упорядоченностью. Вероятнее всего, они формируются практически одновременно, но пропилиты чаще завершают свое образование раньше. Данная формация может быть названа пропилито-аргиллизитовой. Геологические условия ее проявления изучены еще недостаточно. Подобные образования, кроме окраинных частей вулканогенного пояса, установлены в геосинклинально-складчатых областях и прилегающих массивах ранней стабилизации. В известных авторам случаях—это районы с открытым типом зон повышенной проницаемости и бедные гранитоидными проявлениями близкого к эпипородам возраста.

На рис. 2 представлен фрагмент карты калишпато-аргиллизитовой формации зоны активного проявления вулканизма в Чуйском поднятии (Южный Казахстан) *. Вулканиды дацит-липаритовой формации занимают центральную часть описываемой площади и кроме покровных фаций включают многочисленные жерловые и экстрозивные проявления. На юге вулканиды налегают на интрузии гранодиорит-гранитовой формации инверсионной стадии геосинклинального развития, а на отдельных участках перекрываются породами вулканогенной молассовой формации. Последняя представлена пестрым набором осадочно-вулканогенных образований. Более молодые карбонатные отло-

* При составлении этой карты были использованы материалы, любезно представленные А. В. Булычевым.

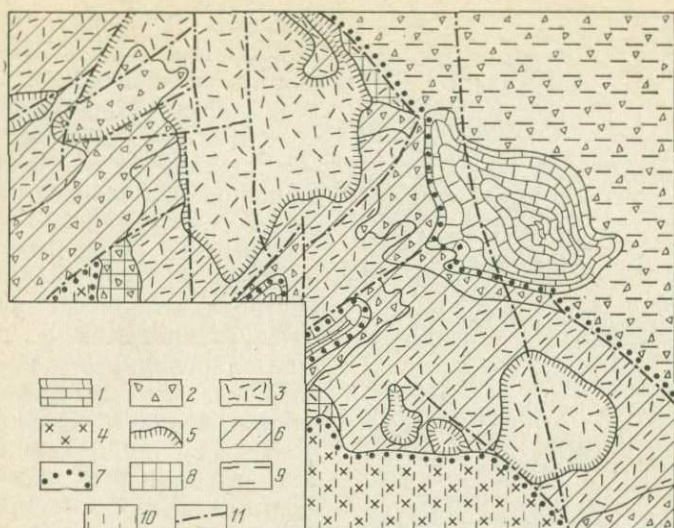


Рис. 2. Калишпато-аргиллизитовая формация (фрагмент карты Чуйского под-
нятия).

1—4 — исходные породы: 1 — известняки, известковистые песчаники (C₁), 2 — песчаники, конгломераты, туфы разного состава, редкие эффузивы (D), 3 — липариты и их туфы с подчиненными дацитами и редкими андезитами (D), 4 — гранодиориты, реже диориты и граниты (O₂₋₃); 5—8 — калишпатофиристо-аргиллизитовая формация: 5 — контур распространения аргиллизитов с реликтами вторичных кварцитов, 6 — калишпатофиры, 7 — хлоритовые альбит-калишпатовые эпипороды с подчиненными альбититами, 8 — граница формационного тела; 9—10 — оконтуривающие эпипороды: 9 — березиты и пропилиты нерасчлененные, 10 — калишпатовые пропилиты; 11 — основные разломы

жения выполняют наложенные мульды. Ветвь вулканогенного пояса ориентирована в северо-западном направлении и нарушена серией близмеридиональных и северо-восточных разломов. Вулканисты дацит-липаритовой формации и прилегающие отложения вулканогенной молассы в различной степени замещены калишпатофирами, реже — гематитовыми калишпатитами. В крайних частях зоны калишпатофиров отмечаются небольшие тела хлоритовых альбит-калишпатовых пород с переходами к альбититам. Соотношения этих образований с калишпатофирами не совсем ясны. Среди щелочных эпипород на участках повышенной трещиноватости локализованы аргиллизиты, образующие изометрические тела различных размеров. Наиболее крупные из них контролируются зонами близмеридиональных разломов и их многочисленным оперением. Аргиллизиты представлены серицит-гидросерицит-каолинит-кварцевым парагенезисом. Характерно совместное присутствие гидросерицита и серицита. Наряду с преобладающими червячковыми выделениями каолинита, свойственными аргиллизитам, встречаются пластинчатые кристаллы глинистых минералов, обычные для некоторых разновидностей вторичных кварцитов. На отдельных локальных

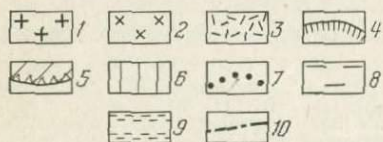


Рис. 3. Калишпатофиро-вторичнокварцитовая формация (фрагмент карты Токрауского синклинория).

1—3 — исходные породы: 1 — биотитовые и лейкократовые граниты (C_3-P_1), 2 — гранодиориты, диориты (С), 3 — дациты и их туфы с подчиненными липаритами и редкими андезитами (C_{2-3}); 4—7 — калишпатофиро-вторичнокварцитовая формация: 4 — контур распространения вторичных кварцитов, 5 — зона распространения калишпатофириров, 6 — хлоритовые альбит-калишпатовые эпипороды с подчиненными хлоритовыми альбититами, 7 — граница формационного тела; 8—9 — оконтуривающие эпипороды: 8 — березитовые грейзены (?), 9 — пропилиты актинолитсодержащие; 10 — основные разломы

леозойский вулканогенные пояса Казахстана, а также Карпаты и другие районы). На примере Казахстана рассматриваемая формация связывается с крупными вулканическими структурами, прошедшими кальдерную стадию развития.

Значительное сходство с калишпатофиро-аргиллизитовой формацией имеет ассоциация эпипородных тел, представленная на рис. 3. Здесь в пределах верхнепалеозойского интрузивно-вулканогенного пояса (Прибалхашье) отмечается группа сближенных массивов алунитовых вторичных кварцитов, располагающихся в пределах единого эпипородного округлой

участках эпипорода в целом приобретает облик вторичных кварцитов, а в одном образце был даже встречен диаспор. В контактовой области наиболее крупного аргиллизитового эпипородного тела отмечаются ранее образованные калишпатофиры, не полностью замещенные аргиллизитами. Во внутренних областях аргиллизиты развиваются по некалишпатизированному исходным породам. Иногда здесь отмечаются реликты пропилитизированных пород. Таким образом, аргиллизиты завершают формирование после калишпатофириров, что фиксируется повсеместно, но начало образования обеих эпипород, возможно, близодновременное. Зональные соотношения аргиллизитов и калишпатизированных пород отмечаются многими исследователями [33, 220], но масштабы проявления последних указываются редко. В отличие от ранее описанной пропилито-аргиллизитовой формации данная формация может быть названа калишпатофиро-аргиллизитовой. Для этой формации устанавливается приуроченность к областям развития активной вулканической деятельности различного возраста (девонский и верхнепалеозойский).

конфигурации. Кроме кварца, серицита и спорадически встречающегося алуниита, характерно присутствие в парагенезисе пластинчатого каолинита. Эпипородное тело обрамляется калишпатофирами, развитыми по вулканитам дацит-липаритового состава, и калишпатитами, замещающими отдельные участки гранодиорит-диоритовых интрузий. Периферическая зона представлена хлоритовыми альбит-калишпатовыми эпипородами с отдельными участками хлоритовых альбититов. Щелочные эпипороды практически не отличимы от рассмотренных, но внутренняя зона формационного тела сложены не аргиллизитами, а вторичными кварцитами. Геологические условия проявления обеих формаций также сходны при существенно разном возрасте.

Грейзены и актинолитсодержащие пропилиты составляют другую формацию Прибалхашья (описана далее). На рис. 3 отчетливо проявляется секущее положение зоны грейзенов по отношению к щелочным эпипородам. Щелочные метасоматиты, обрамляющие вторичные кварциты, известны в ряде районов Илийского вулканогенного пояса (Токрау, Джунгарский Алатау, юго-восточное окончание Чу-Илийских гор и др.). Подобные соотношения отмечались и ранее [128, 235]. Во всех этих случаях вторичные кварциты имеют специфические особенности (отсутствие андалузита и корунда, присутствие алуниита, иногда диаспора, пластинчатого каолинита и т. п.) и выдержанную металлогеническую специализацию (Pb, Zn, Sb и др.). Данная формация может быть названа калишпатофиро-вторичнокварцитовой.

Существенно иная позиция вторичных кварцитов установлена в девонском интрузивно-вулканогенном поясе. В восточной части Сасырлыкского прогиба (Центральный Казахстан), в области преобладающего распространения андезит-липаритовой формации и близких по времени образования интрузий гранодиорит-гранитов известны массивы вторичных кварцитов (Сымтас, Итауз, Кызылсырт и др.). Один из таких массивов представлен диапор-пироксилитовыми вторичными кварцитами (рис. 4). В целом вторичные кварциты слагают эпипородное тело размером 4×6 км. Обрамляющая зона образована серицитовыми березитами, характерной примесью которых является автоморфный, часто прожилковый альбит. В широтном направлении березитовое эпипородное тело вытянуто на несколько километров. В периферической зоне представлены хлоритовые пропилиты, развитые не только по вулканитам разного состава и терригенным породам, но и по гранитоидам. Зонально упорядоченная ассоциация перечисленных эпипород особенно характерна для внутренних зон девонского вулканогенного пояса, насыщенных близодновременными с эффузивами гранитоидными интрузиями. Подобная ассоциативность метасоматических образований неоднократно подчеркивалась Н. И. Наквонником [153,

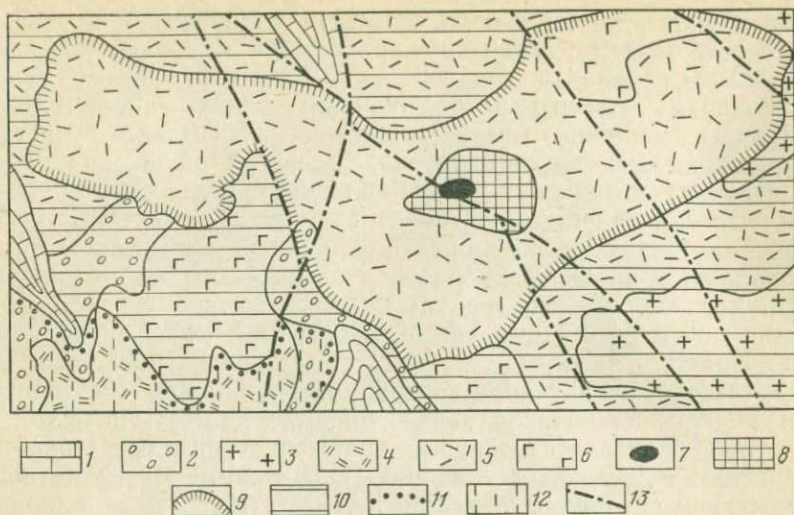


Рис. 4. Пропилито-березито-вторичнокварцитовая формация (фрагмент карты Сасырлыкского прогиба):

1-6 — исходные породы: 1 — известняки, известковые песчаники (C_1), 2 — конгломераты, песчаники (D_1), 3 — граниты, гранодиориты (D_2), 4 — липаритовые порфиры существенно экструзивные (D_3), 5 — липариты и их туфы (D_{2-3}), 6 — андезиты, их туфы, песчаники (D_{1-2}); 7-11 — пропилито-березито-вторичнокварцитовая формация: 7 — диопсид-пироксилитовые вторичные кварциты (массив), 8 — вторичные кварциты, 9 — контур распространения серицитов березитов, 10 — хлоритовые пропилиты, 11 — граница формационного тела; 12 — оконтуривающие эпипороды: калишпатофйры, хлоритовые альбит-калишпатовые эпипороды, хлорит-альбитовые пропилиты (нерасчлененные); 13 — основные разломы

154], рассматривавшим березиты как промежуточные образования между вторичными кварцитами и пропилитами. Данная формация, которая отличается соразмерным развитием трех составляющих, может быть названа пропилито-березито-вторичнокварцитовой. В структурном отношении она сходна с пропилито-аргиллизитовой.

На рис. 5 изображена еще одна позиция вторичных кварцитов, не менее характерная, чем две предыдущие. Широко известный район Коунрадского месторождения (Прибалхашье, Токрауский синклиорий) сложен верхнедевонской толщей полимиктовых песчаников, перекрытых на западе вулканитами Токрауского синклиория. Выделяются две группы интрузивных пород: более древние гранодиориты и диориты и более молодые биотитовые и лейкократовые граниты. Те и другие подразделяются на несколько интрузивных комплексов. При специальном картировании (без учета детальных исследований) выделены два вторичнокварцитовых эпипородных тела. Первое незначительно превышает Коунрадский массив вторичных кварцитов, а второе объединяет серию подобных более мелких массивов.

Для обоих эпипородных тел одинаково характерны андалузитовые вторичные кварциты. Кроме кварца и серицита в данных вторичных кварцитах постоянно присутствует мусковит. Отсутствует или распространен крайне ограниченно пластинчатый каолинит, типичный для вторичных кварцитов, отмеченных ранее. Контуры гранитных интрузий совпадают с грейзеновыми эпипородными телами, которые по набору минералов сходны с отмеченными выше вторичными кварцитами. В отличие от вторичных кварцитов в них шире распространен мусковит при более подчиненной роли кварца, отсутствует андалузит. В качестве примеси встречается флюорит. На остальной территории преобладающее развитие имеют актинолитовые пропилиты. Они наиболее интенсивно замещают песчаники, где на отдельных локальных участках формируются пироксен-эпидотовые и амфиболовые эпипороды типа скарнов.

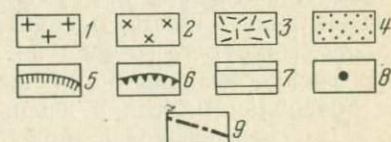


Рис. 5. Грейзено-вторичнокварцитовая формация (фрагмент карты Токрауского синклиория).

1—4 — исходные породы: 1 — биотитовые и лейкократовые граниты (C_3-P_1), 2 — гранодиориты, диориты (C), 3 — дациты, андезиты с подчиненными лапаритами (C), 4 — полимиктовые песчаники с прослоями известняков и туфов (D_3); 5—8 — грейзено-вторичнокварцитовая формация; 5 — контур распространения вторичных кварцитов, 6 — контур распространения грейзенов и березитовых грейзенов нерасчлененных, 7 — актинолитовые пропилиты, 8 — точки обнаружения скарнов; 9 — основные разломы

Совместное нахождение рассмотренных вторичных кварцитов с грейзенами и актинолитовыми пропилитами характерно не только для Прибалхашья, но и ряда других районов. Ассоциативность грейзенов и вторичных кварцитов и существование между ними переходных разновидностей отмечалось неоднократно [206]. Возрастные соотношения коунрадских вторичных кварцитов и грейзенов выяснены недостаточно. Более определенно можно говорить о постоянном совместном нахождении и зональной упорядоченности грейзенов с актинолитовыми пропилитами, с одной стороны, и андалузитовых вторичных кварцитов с актинолитовыми пропилитами — с другой. Для тех и других актинолитовые пропилиты являются периферическими окоунраивающими эпипородами. Нельзя не учитывать и определенную вещественную общность рассматриваемых вторичных кварцитов и грейзенов. Таким образом, можно выделить грейзено-вторичнокварцитовую формацию, существенно отличающуюся от вторичнокварцитовых формаций.

Район известного месторождения Караоба (Центральный Казахстан) расположен в пределах девонского интрузивно-вулканогенного пояса. На северо-западе обнажаются силурийские полимиктовые песчаники и алевролиты, которые на остальной территории перекрываются образованиями андезит-липаритовой формации. Северо-восточная часть площади занята девонскими гранитоидами, а на юго-западе фрагментарно проявлены фамен-каменноугольные наложенные мульды. Магматические образования позднепалеозойского этапа тектоно-магматической активизации представлены интрузиями повышенной основности и слабо вскрытым массивом аляскитовых лейкократовых гранитов. К последнему приурочено грейzenовое эпипородное тело, охватывающее, кроме массива, и ближнюю экзоконтактную область. Вокруг этого тела на значительно более широкой площади распространены березитовые грейzenы, образующие также ряд обособленных тел в девонских гранитоидах и вулканитах. Эти тела соединяются широкой (до 3—4 км) зоной северо-восточного простираия, представленной слабо проявленными березитами. В составе последних отмечаются: кварц, серицит, хлорит, калишпат и карбонат. При большей степени замещения исходных пород появляется мусковит, иногда акцессорный флюорит. Периферическая зона представлена на северо-востоке калишпатовыми, а на западе актинолитовыми пропилитами. Калишпатовые пропилиты развиваются преимущественно по гранитоидам и состоят из эпидота, цоизита, калишпата, хлорита и редких выделений актинолита. Характерны локальные зонки интенсивной калишпатизации. Спорадически встречается мусковит и флюорит. Среди актинолитовых пропилитов залегают многочисленные тела амфибол-пироксеновых и гранатовых скарнов. Последние приурочены к участку распространения полимиктовых и известковистых песчаников силурийского и, возможно, девонского возрастов. Остальные эпипороды в той или иной степени захватывают образования разного возраста, включая каменноугольные интрузии. Признаки их развития отмечаются в породах наложенных мульд. Стадийная упорядоченность эпипород мало выразительна. Все они, видимо, связаны с этапом позднепалеозойской тектоно-магматической активизации, подновившей многие разрывные нарушения и сформировавшей серию интрузивных тел, прорывающих девонский интрузивно-вулканогенный пояс. Существует мнение о более древнем возрасте скарнов. На представленном фрагменте карты они совместно с актинолитовыми пропилитами занимают обособленную площадь и могли бы рассматриваться в качестве самостоятельной формации (рис. 6). Однако имеются признаки наложения актинолитовых пропилитов на каменноугольные образования и элементы скарнирования в пределах Караобинского рудного поля, противоречащие отмеченному мнению. С другой стороны, закономерное сонахождение подобных скарнов с грейzenами устанавливается

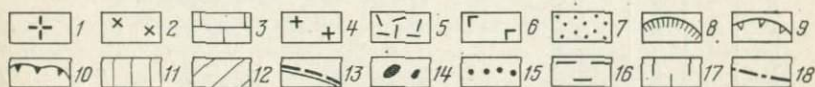
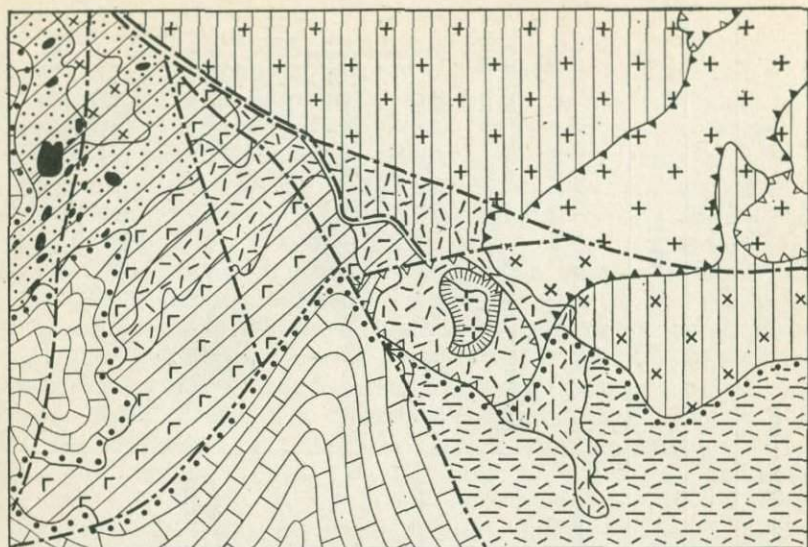


Рис. 6. Скарново-грейзеновая формация (фрагмент карты Сасырлыкского прогиба).

1—7 — исходные породы: 1 — лейкократовые граниты, аляскиты (P), 2 — гранодиориты, монцититы, габбро (С), 3 — известняки, известковистые песчаники, кремнистые породы (С₁), 4 — граниты, гранодиориты (P₂), 5 — липариты и их туфы (D₂₋₃), 6 — андезиты, базальты, их туфы (D₁₋₂), 7 — песчаники, гравелиты (O); 8—15 — скарново-грейзеновая формация: 8 — контур распространения грейзенов, 9 — контур распространения березитовых грейзенов, 10 — контур распространения березитов, 11 — калишпатовые пропилиты, 12 — актинолитовые пропилиты, 13 — граница между калишпатовыми и актинолитовыми пропилитами, 14 — места обнаружения скарнов, 15 — граница формационного типа; 16—17 — оконтуривающие эпипороды: 16 — серицитовые березиты и вторичные кварциты, 17 — хлоритовые пропилиты; 18 — основные разломы

очень часто в связи с едиными или близкими по возрасту интрузивными массивами (Акмая, Сарытау и др.). Совместное нахождение грейзенов и скарнов отмечали Г. А. Соколов и П. В. Комаров [222], Д. В. Рундквист с соавторами [206] и другие. Эту формацию можно назвать скарново-грейзеновой. В то же время, видимо, существует и другая метасоматическая формация, содержащая скарны, ассоциирующиеся с актинолитовыми пропилитами при отсутствии или резко подавленном развитии грейзенов. Нами она зафиксирована в юго-восточной части Чу-Илийских гор и, вероятно, имеет широкое распространение в районе Соколовско-Сарбайских месторождений [87, 88] и в других местах [147].

Таким образом, в строении каждой из рассмотренных формаций выделяются центральная и периферическая зоны (табл. 3). В некоторых случаях между ними появляется проме-

Некоторые регионально-метасоматические формации

Формации	Зоны		
	центральная	промежуточная	периферическая
Пропилито-аргиллизитовая	Аргиллизиты	Гидросерицитовые березиты	Альбит-хлоритовые, хлоритовые пропилиты
Калишпатофиро-аргиллизитовая и калишпатофиро-вторичнокварцитовая	Аргиллизиты ↑ (вторичные кварциты)		Калишпатофиры Альбит-калишпатовые эпипороды
Пропилито-березито-вторичнокварцитовая	Вторичные кварциты	Серицитовые березиты	Хлоритовые пропилиты
Грейзено-вторичнокварцитовая	Вторичные кварциты ↑ (Грейзены) ↑ (Скарны)		Актинолитовые пропилиты
Скарново-грейзеновая	Грейзены ↑ (Скарны)	Серицитовые березиты Березитовые грейзены	Калишпатовые пропилиты Актинолитовые пропилиты
Пропилито-скарновая	(Грейзены) ↑ Скарны		Актинолитовые пропилиты

Примечание. В скобках указаны эпипороды, проявленные в резко подчиненных количествах. Стрелками показана возрастная последовательность эпипород.

жуточная зона, которая может частично заменять центральную. Центральные и промежуточные зоны иногда представлены несколькими видами эпипород, находящихся в стадийных взаимоотношениях. Такая зональность является региональной по масштабам распространения. Ширина зон измеряется единицами и десятками километров и возрастает от центральных к периферическим. Вертикальная составляющая этой зональности изучена еще недостаточно. Известно, что грейзенизированные породы прослеживаются по вертикали на первые сотни метров [206]. Вертикальный размах вторичных кварцитов, видимо, не превышает 1 км [154]. Аргиллизиты и березиты прослеживаются вдоль отдельных разрывных структур на глубину более километра, но в монолитных блоках распространяются на сотни метров от поверхности, где сменяются пропилитами. Таким образом, по вертикали мощности центральных зон измеряются сотнями метров, возможно, до километра, что на один—два порядка меньше их латеральной протяженности. Периферические зоны, имеют, видимо, больший вертикальный размах, обычно превышающий километр. Но и у них горизонтальная протяженность значительно превышает вертикальную. Вполне определенно можно утверждать, что тренд максимальной изменчивости региональной метасоматической зональности ориентирован по вертикали, т. е. в направлении восходящего (или нисходящего) движения формировавших ее растворов. Ориентировочные оценки суммарной вертикальной мощности формационных тел дают величины, соизмеримые с возможными мощностями уже упоминавшегося слоя литосферы, в котором особо интенсивно проявляются метасоматические процессы (метасоматического слоя).

Региональная метасоматическая зональность отчетливо полифаціальна. В строении каждой из рассмотренных формаций участвуют эпипороды существенно разного состава. Сочетание эпипород подчинено кислотно-основной эволюции гидротермальных растворов, установленной Д. С. Коржинским [110]. В данном случае подчеркивается не столько временной, сколько пространственный аспект этой эволюции. Особенно показательны периферические зоны, представленные пропилитами (проявления субщелочного метасоматоза) или калишпатофирами и альбит-калишпатовыми эпипородами (проявления щелочного метасоматоза). Если положение со щелочными эпипородами еще не совсем ясно, то о пропилитах, в принятом объеме понятия, можно говорить вполне уверенно как о типичных образованиях периферических зон, не встречающихся в центральных зонах. В отличие от пропилитов щелочные эпипороды в некоторых случаях выделяются в качестве метасоматитов внутренних зон локальной метасоматической зональности [136, 174, 204]. Позиция этих образований в регионально-метасоматических формациях еще не установлена. В рассматриваемых

примерах приведены иные щелочные эпипороды [230, 231, 235], свойственные периферическим зонам. В противоположность проявлениям субщелочного и щелочного метасоматоза, аргиллиты, вторичные кварциты и грейзены, образованные кислыми растворами, слагают центральные зоны регионально-метасоматических формаций. При этом березиты занимают промежуточное положение между периферическими и центральными зонами, либо играют роль последних. Таким образом, устанавливается определенная упорядоченность в составе и чередовании региональных метасоматических зон, отражающая различные условия проявления кислотно-основной эволюции действовавших растворов.

В современных классификациях метасоматических формаций, в том числе и в классификации Д. В. Рундквиста и И. Г. Павловой [208], построенной на структурно-вещественных признаках метасоматитов внутренних зон, периферические зоны автоматически выпадают из рассмотрения.

В то же время они, как было показано выше, имеют существенное значение. Особенно характерны в этом отношении вторичные кварциты [154, 155]. Их внешними зонами могут быть актинолитовые пропилиты (коунрадский тип), либо щелочные эпипороды (карпатский тип). Особенности состава и металлогения этих образований совершенно различны, что, видимо, связано с существенно иными путями эволюции растворов, сформировавших эти типы. Конвергентность образования вторичных кварцитов отмечается уже давно. Предполагается возможность их формирования в связи с вулканической деятельностью [32, 45, 129, 154] и в результате приконтактового выщелачивания [32, 45, 109, 111, 112]. Выделению, по крайней мере, двух формаций, включающих вторичные кварциты, препятствует сосредоточение внимания исследователей на внутренних зонах метасоматитов. Существующее положение с вторичными кварцитами можно сравнить с объединением всех гранитов в единую формацию. Так же как интрузивные и осадочные формации могут состоять из пород различного состава, регионально-метасоматические формации, видимо, всегда полифациальны.

В качестве второго примера можно рассмотреть пропилиты, формационная самостоятельность которых отмечается В. А. Жариковым [70], В. Л. Русиновым [209] и некоторыми другими исследователями. В региональном аспекте пропилиты повсеместно проявляются как периферические зоны существенно иных метасоматических образований (аргиллитов, березитов, вторичных кварцитов, скарнов, грейзенов). Характерные для зон широкого распространения пропилитов колчеданные месторождения располагаются в кварц-серицитовых эпипородах, видовая принадлежность которых близка к вторичным кварцитам или березитам (Урал, Казахстан и др.). Таким образом, выделение пропилитов в особую формацию представляется мало обосно-

ванным. Пропилиты выступают в качестве периферических зон определенной группы регионально-метасоматических формаций. В других случаях такая же роль принадлежит щелочным эпипородам.

Одинаковые околорудные изменения устанавливаются на месторождениях совершенно различных полезных ископаемых. Например, по данным Г. Т. Волостных [33], околорудная аргиллизация характерна для меднопорфировых, полиметаллических, вольфрамовых, флюоритовых и других месторождений. Выяснение формационной принадлежности эпипород в таких случаях особо существенно для металлогенического анализа.

Многие исследователи широко используют генетические подсказки при выделении метасоматических формаций. Это положение, в частности, нашло отражение в известной формулировке В. А. Жарикова [71, с. 512]: «Метасоматическую формацию можно определить как совокупность метасоматических фаций, образованных в результате одного петрогенетического процесса (или одного, генетически единого, геологического процесса)».

• В настоящей книге эпипороды и их формации выделяются на основе структурно-вещественных признаков без априорного использования генетических предпосылок. Возникает задача определения условий образования регионально-метасоматических формаций. При этом установленные для этих формаций состав, строение, взаимоотношения с себе подобными и с другими геологическими образованиями являются исходными данными для генетических построений.

Регионально-метасоматические формации сложены образованиями, обычно относимыми к гидротермальным, среди которых только аргиллизиты могут быть связаны с гипергенными процессами. Однако их закономерная зонально упорядоченная ассоциативность с березитами и пропилитами или с калишпатофирами и альбит-калишпатовыми эпипородами полностью свидетельствует о гидротермальном происхождении всей совокупности.

Изучение региональной метасоматической зональности дополняет представления о гидротермальной деятельности новым фактическим материалом. В свете этих данных результаты конкретного регионального гидротермального процесса представляются в виде полифациального эволюционного ряда эпипород, охватывающего значительный блок литосферы. Каждый такой полифациальный ряд (отвечающий формации) связан с определенным петрогенетическим процессом [71] и захватывает, видимо, всю мощность выделяемого авторами метасоматического слоя в соответствующем блоке. Сочетание блоков с различными регионально-метасоматическими формациями образует латеральную неоднородность метасоматического слоя, скорее всего, тоже упорядоченную.

Образование регионально-метасоматической формации того или иного вида зависит от условий геологического развития соответствующего блока. Приведем несколько примеров. В блоках с закрытым типом проницаемых зон (не имеющих прямой связи с поверхностью), в условиях высокого стояния уровня метаморфизма и проявления гранитов заключительного этапа развития подвижной области может быть сформирована скарново-грейзеновая формация. В пределах вулканогенных поясов, в связи с вулканическими структурами, прошедшими стадию кальдерообразования, в блоках, не содержащих гранитоидных интрузий соответствующего возраста, при открытом характере разрывных структур могут образовываться калишпатофиرو-аргиллизитовые формации, а при наличии таких интрузий, видимо, — калишпатофиро-вторичнокварцевые. В блоках, имеющих глубинные проницаемые зоны, сообщающиеся с поверхностью, при отсутствии или слабо проявленном гранитоидном магматизме и глубоко залегающей зоне метаморфизма можно ожидать проявления пропилиито-аргиллизитовой формации.

Разберем на примере соответствие выделяемых формаций определению В. А. Жарикова, приведенному выше [71]. В пределах Атасу-Моинтинского поднятия (Центральный Казахстан) Сарытауский массив аляскитовой формации в значительной степени грейзенизирован. В его южном контакте сформирована серия скарновых проявлений, связанных с этим же массивом. Вся экзоконтактовая область массива представлена актинолитовыми пропилитами с явным увеличением количества актинолита к зоне контакта. Не вызывает сомнений тот факт, что все перечисленные образования вызваны внедрением данного массива и сопровождающей гидротермальной деятельностью. Постоянно отмечаемая ассоциативность грейзенов, скарнов и актинолитовых пропилитов в различных районах, их зональная упорядоченность и связь с единым петрогенетическим процессом вполне очевидны. Но, видимо, существует и другая — пропилиито-скарновая формация, связанная с интрузиями повышенной основности, и возможно, именно она наиболее перспективна в отношении скарнового оруденения.

Таким образом, выделение без генетических предпосылок регионально-метасоматических формаций дает обширный фактический материал для изучения условий образования отдельных членов этих формаций, формаций в целом, связанного с ними оруденения и даже крупных блоков литосферы.

Помимо рассмотренных, существуют и другие регионально-метасоматические формации. Такова, вероятно, выделенная Ю. В. Казницыным [90] оксеталитовая формация*, а также

* Площадная распространенность подобных образований отмечена в работе Ю. Н. Размахнина и Э. М. Размахниной [194].

эпигенетические образования платформенного чехла, в частности, региональные зоны окисленных и восстановленных пород [68, 244, 247] и некоторые другие столь же широко проявленные изменения.

Отметим основные практические результаты изучения эпипород и их формационных ассоциаций.

1. Охарактеризованные формации представляют собой региональные образования, выделяемые при специальном картировании масштаба 1:200 000. В иерархии металлогенических подразделений они соразмерны рудным районам и обычно значительно превышают размеры рудных полей. В этой связи формационный анализ эпипород может рассматриваться как часть региональных прогнозно-металлогенических исследований [181, 182, 205].

2. В пределах эпипородного тела фациальные условия минералообразования сравнительно однородны. Максимальная изменчивость этих условий свойственна границам эпипородных тел. Поэтому оруденение, присущее тому или иному эпипородному телу, концентрируется преимущественно в его краевых частях, т. е. в участках максимального градиента условий минералообразования. При этом намечается, что наиболее крупные месторождения тяготеют не только к границам эпипородных тел, но и к границам метасоматических формаций, характеризующих блоки с различными условиями протекания эпигенетического процесса [181].

3. Формирование эпигенетических месторождений является эффектом количественного воздействия прошедших через породы растворов. Общий объем такого раствора, сформировавшего соответствующее эпипородное тело, фиксируется как степень замещения исходных пород, так и объемом этого тела. Соотношения данных величин с параметрами возможного оруденения рассмотрены одним из авторов в специальной работе [183].

4. В связи с тем, что региональная метасоматическая зональность имеет вполне определенную вертикальную составляющую, появляется реальная возможность оценки степени эродированности геологических структур в период после завершения эпигенетической деятельности.

Выводы

При региональном изучении метасоматических явлений используются различные теоретические предпосылки и методические приемы. Однако во всех случаях эти исследования базируются на привлечении информации, которая ранее широко не применялась для характеристики территорий при геологических работах масштаба 1:50 000—1:200 000. Фиксация всех «вторичных» или эпигенетических минералов путем их точной

диагностики микроскопическим методом во всем объеме изучаемого геологического пространства по относительно равномерной сети наблюдений — это главный источник принципиально новой информации, используемой при подобных работах.

Очень важно в ходе обработки этой информации сохранить объективность фактического материала и уберечься от преждевременного, как правило, априорного генетического толкования.

Методика проведенного исследования основывается на строгой последовательности операций: а) выделение полной совокупности эпигенетических минералов; б) определение их статистически устойчивых ассоциаций с однородными структурными отношениями; в) индивидуализация в пространстве тел, сложенных такими ассоциациями; г) изучение пространственно-временных соотношений этих тел и выяснение их природной ассоциативности; д) установление связей с другими геологическими явлениями и определение условий образования изучаемого объекта.

Перечисленные операции и их последовательность обеспечивают возможность документальной фиксации фактического материала (карты петрографических наблюдений, карты эпипородных тел и т. п.) и применения разнообразных дополнительных методов изучения (физико-химических, геохимических и др.) на всех этапах исследования, которое завершается генетической интерпретацией полученных данных.

Статистический подход к анализу устойчивости минеральных ассоциаций и однородности структурных отношений требует дальнейшего совершенствования, но уже сейчас ясно, что этот метод более отвечает поставленным задачам, чем другие. Весь исходный фактический материал и результаты картирования по опорной сети наблюдений поддаются кодированию и обработке с помощью ЭВМ.

Изучение регионально-метасоматических формаций при прогнозно-металлогенетических исследованиях дает практические результаты. Это подтверждает правильность выбранных подходов и позволяет авторам пропагандировать проведение подобных исследований при региональной оценке перспектив рудоносности крупных территорий.

Нельзя не отметить трудоемкость таких исследований. Но при комплексировании с другими видами полевых работ они требуют дополнительных затрат времени только в камеральный период, которые окупаются обширной дополнительной информацией, а следовательно, и новыми знаниями по изучаемой территории.

О ПРИНЦИПАХ И МЕТОДАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНО РАЗВИТЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (на примере Енисейского кряжа)

Роль регионально развитых гидротермально-метасоматических образований в истории развития и строения земной коры впервые была рассмотрена в широком аспекте на IV Всесоюзной конференции «Метасоматизм и рудообразование» (май 1976 г., Ленинград). На этой конференции были рассмотрены также принципы и методы геологического картирования метасоматизированных пород и метасоматитов и сделано заключение о перспективности историко-геологического направления в изучении гидротермально-метасоматических образований.

Авторами было предпринято геологическое картирование регионально развитых метасоматизированных и метасоматических пород в пределах Заангарской части Енисейской позднепротерозойской протогеосинклинально-складчатой области. Под региональными метасоматитами мы понимаем метасоматические образования в ранге формации или субформации [38], слагающие природные геологические тела значительных размеров (соразмерных с геологическими формациями), которые характеризуются внутренне упорядоченной структурой (зональностью), выдержанным набором метасоматических пород, низкой или умеренной степенью заполнения геологического пространства метасоматическими новообразованиями при слабодискретном их распределении по латерали и вертикали.

Основные принципы, положенные в основу геологического картирования гидротермально-метасоматических образований, следующие.

1. Историко-геологический, предполагающий установление их геологического возраста, структурно-тектонического положения, генетической (или парагенетической) и пространственной связи с геологическими, в первую очередь магматическими, формациями, длительности проявления и степени завершенности процесса метасоматического породообразования, возрастных взаимоотношений между отдельными типами метасоматитов.

2. Формационно-фациальный, опирающийся на концепцию об уровнях организации вещества в иерархической последовательности: порода (зона метасоматической колонки) — парагенезис пород (метасоматическая колонка, фация) — формация (парагенезис метасоматических колонок, фаций) — формационно-генетический ряд (парагенезис формации), иначе группа сопряженных метасоматических формаций [169], или сопряженная метасоматическая система [93].

3. Пространственно-эволюционный, предполагающий закономерное взаимное расположение метасоматитов и определенную последовательность их формирования в связи с кислотнo-щелочной эволюцией метасоматизирующих растворов [109, 114, 116, 118].

Названные принципы справедливы как для целей формационной систематики всей совокупности гидротермально-метасоматических образований [169], так и для целей геологического картирования метасоматитов и гидротермалитов в разных формах и масштабах их проявления [54].

Картирование гидротермально-метасоматических образований на территории Енисейского края осуществлялось параллельно с проведением геологической съемки масштаба 1:50 000, опиравшейся на сеть маршрутных наблюдений, детальное изучение большого числа поверхностных горных выработок и скважин колонкового бурения, комплекс крупномасштабных геофизических исследований, массовое литохимическое опробование.

Картированию гидротермально-метасоматических образований предшествовало всестороннее их изучение на основе изложенных выше принципов. Принятая формационно-фациальная систематика была закреплена в форме эталонной коллекции штурфов и шлифов метасоматитов и метасоматизированных пород, использовавшейся для диагностики каменного материала, поступавшего в ходе геологического картирования. Контурь ареалов развития метасоматитов отдельных формационных типов уточнялись с помощью дополнительных маршрутных наблюдений. По мере установления региональной метасоматической зональности маршруты перестраивались вкрест простираения отдельных зон.

В процессе картирования особое внимание уделялось определению степени дискретности распределения метасоматических новообразований по латерали. Периодическое сгущение сети маршрутных наблюдений в 2,5—10 раз выше требований принятого масштаба показало, что для большинства выявленных формационных типов метасоматитов (за исключением фенитов, локализованных иногда в очень узких линейных зонах), неравномерности распределения их по латерали ощутимы лишь при картировании в масштабе крупнее 1:10 000.

Особенности гидротермально-метасоматических образований на картах характеризовались различной по цвету раскраской, а литолого-петрографическая, или структурно-формационная основа давалась в штриховом исполнении. Нагрузка карт включала следующие элементы: 1) поля развития метасоматитов различных формационных типов, установленные: а) достоверно по макро- и микроскопическим определениям раздельно (сплошная раскраска различными оттенками какого-либо цвета); б) предположительно по ряду косвенных признаков (горизонтальнополосчатая одноцветная закраска); в) участки простран-

ственного совмещения различных метасоматитов (вертикально-полосчатая полихромная закрапка); 2) зоны развития наиболее характерных полнопроявленных метасоматических пород (скарнов, грейзенов, эпидозитов и пр.); 3) границы метасоматических ореолов, зон и локальных проявлений; 4) проявления индекс-минералов, характерных для определенного типа метасоматических пород; 5) проявления рудной и нерудной минерализации в различных масштабах (сульфидной, боросиликатной, железорудной и др.); 6) проявления жильных образований различного рода (пегматитовых, кварцевых и других жил).

Спектр закартированных метасоматических формаций отражен в табл. 4. Карты развития гидротермально-метасоматических образований охватывают участки территории Енисейского края площадью 1200, 980, 75 км² соответственно. Эти участки структурно располагаются в зоне влияния Центрального трансрегионального глубинного разлома длительного развития, предопределившего размещение магматических образований заключительных этапов геосинклинально-складчатого развития региона (гранит-лейкогранитовая формация), заложение системы грабен-синклинальных структур позднеорогенного этапа, проявление тектоно-магматической активизации в платформенный этап.

На рис. 7, 8, 9, 10 показаны уменьшенные фрагменты карт, предпочтение отдано наиболее контрастно проявленным метасоматическим формациям орогенного и активизационного этапов развития Енисейской складчатой области. Метасоматические формации инверсионного и частично орогенного этапов развития региона, характеризующиеся очень широкими площадями развития, почти целиком перекрывающимися отображенные на рис. 7, 8, 9, 10, участки территории, в графическом исполнении в ряде случаев не приводятся.

Как видно из табл. 4, изученные гидротермально-метасоматические образования относятся к трем основным этапам геологического развития региона: инверсионному, орогенному и активизационному. Для каждого из этих этапов характерен свой спектр гидротермально-метасоматических образований, генетически или парагенетически связанных с определенными магматическими формациями: гранитовой, гранит-лейкогранитовой и сиенит-щелочно-сиенитовой соответственно.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ИНВЕРСИОННОГО ЭТАПА

Инверсионный этап истории геологического развития Енисейской складчатой области характеризуется интенсивной складчатостью, становлением интрузивно-анатектических параавтохтонных гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса (гранитовая

Гидротермально-метасоматические формации Заангарской части Енисейского кряжа

Генетически родственный комплекс (Формация) магматических пород. Геотектонический режим	Гидротермально-метасоматическая формация, субформация	Разновидности гидротермально-метасоматических и метасоматизированных пород	Парагенетический ряд
Уволжский комплекс (снейт-щелочно-снейтовая формация) Тектоно-магматическая активизация	Формация гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов	Зеленоцветно измененные осадочные и метаморфические породы с карбонатно-гидрослюдистыми новообразованиями с кварц-гидрослюдистыми новообразованиями	Сер ± иллит ± Хл (донбассит) ± ± Карб ± Кв (Хал) ± пирит
	Формация гумбеитов Субформация кварц-карбонатных метасоматитов Субформация натровых гумбеитов	кварц-карбонатные, хлорит-карбонатные, фенгит-гематитовые кварц-альбит-карбонатные	Кв ± Карб ± Хл ± Фенг ± гематит ± пирит ± халькопирит ± ± галенит ± сфалерит Кв ± Пл ₂₋₇ ± (Кпш) ± Хл ± ± Карб ± барит ± пирит ± ± халькопирит ± галенит ± ± сфалерит ± арсенипирит
	Формация фенитов (субформация калиевых фенитов)	Ортоклазовые, кварц-ортоклазовые	Кпш ± Пл ₇₋₁₀ ± Кв ± Эг ± Не
Глушихинский комплекс (гранит-лейкогранитовая формация) Орогенный	Формация березитов	кварц-карбонат-фенгитовые собственно березиты, халцедонолиты	Кв (Хал) ± Сер (Фенг) ± Хл ± ± Карб ± пирит ± халькопирит
	Формация гумбеитов Субформация кварц-карбонатных метасоматитов	кварц-карбонатные и хлорит-карбонатные	Кв ± Карб ± Хл ± Фенг ± аксинит ± флюорит ± пирит ± халькопирит ± галенит ± сфалерит
Татарско-аяхтинский комплекс (гранитовая формация) Инверсионный	Субформация калиевых гумбеитов	кварц-ортоклаз-карбонатные	Кв ± Кпш ± (Пл ₂₋₇) ± Хл ± ± Карб ± Фенг ± апатит ± ± халькопирит ± арсенипирит ± галенит ± сфалерит
	Формация кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов	слюдиты- турмалиниты, везувиановые и амфиболовые скарны и скарноиды	Кв ± Би ± Му ± Турм ± (Кпш) ± ± флюорит Ка ± Вез ± Гр ₁₅₋₆₀ ± Ро ₆₀₋₈₀ ± ± Эп ₂₅₋₂₈ ± ортит ± апатит ± ± шеелит
	Формация кварц-альбитовых метасоматитов	кварц-альбит-микроклиновые породы, кварц-мусковит-турмалиновые грейзены, грейзенизированные граниты и гнейсы	Кв ± Пл ₅₋₂₀ ± Кпш ± Би ₅₀₋₈₀ ± ± Му ± Турм ± Спес ₂₀₋₄₀ ± ± флюорит ± касситерит
	Формация кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов	эпидозиты, тремолитовые, биотит-кальцит-эпидотовые, актинолит-кальцит-хлоритовые породы	Эп ₅₋₂₅ ± Ка ± Трем ± Хл ± Акт ± Би ₅₋₃₀ апатит
	кварц-альбитовые, кварц-альбит-мусковитовые, кварц-мусковитовые	Кв ± Пл ₇₋₁₂ ± Му ± Би ₅₋₃₀ ± ± пирит ± пирротин ± халькопирит	
	слюдиты, кордиерит-ставролитовые и кордиерит-куммингтонит-гранатовые породы, пироксен-гранатовые скарны и скарноиды	Би ₄₀₋₇₀ ± Ст ± Корд ± Алм ₈₀₋₉₀ ± Кум ± Ро ₂₈ Ка ± Пи ₄₀₋₆₅ ± Гр ₁₅₋₆₀ ± Мт ± ± Ро ₄₀₋₆₀	
	кварц-полевошпатовые пегматоидные породы, фельдшпатизированные гнейсы и кристаллические сланцы	Кв ± Пл ₁₅₋₃₀ ± Алм ₇₅₋₉₀ ± Кпш ± Пи ₅₀₋₆₀ ± ± Би ₄₀₋₆₀ ± Ро ₄₀₋₅₀	

Примечания. 1. Подстрочные индексы показывают содержание компонентов: анортитового в плагиоклазе, алмандинового, андритового и спессартинового в гранатах соответствующих рядов, а также общую железистость слюд, амфиболов, пироксенов и эпидотов.
2. В графе 3 разновидности гидротермально-метасоматических пород соответствуют: а) магнезиально-железс-кальциевому петрохимическому профилю, б) кремне-щелочному петрохимическому профилю.

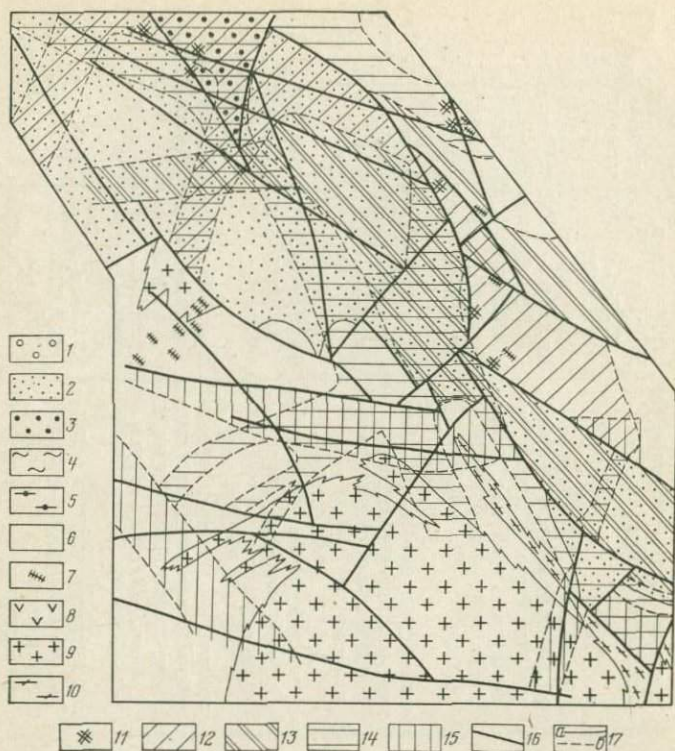


Рис. 7. Карта развития гидротермально-метасоматических образований в пределах Уволжской площади (Енисейский край).

Геологические формации: 1 — терригенно-карбонатная (C_3), 2 — молассовидная (Pt_3^3 — $Ст_1$), 3 — вулканогенно-терригенная (Pt_3^3), 4 — терригенная спилито-диабазовая в зеленосланцевой фации (Pt_2^3), 5 — сланцево-граувакковая в эпидот-амфиболитовой фации (Pt_2^3), 6 — вулканогенно-терригенно-карбонатная в амфиболитовой фации (Pt_2), 7 — сиенит-щелочно-сиенитовая (Pz_1): дайки и жилы, 8 — щелочно-базальтоидная (Pz_1), 9 — гранитовая (Pt_3^3), 10 — мигматит-гранитовая (Pt_3^2). Формации и субформации метасоматических пород: 11 — калиевых фенитов (Pz_1); 12 — натровых гумбентов (Pz_1), 13 — кварц-карбонатных метасоматитов (Pz_1), 14 — гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов (Pz_1), 15 — кварц-альбитовых метасоматитов (Pt_3^3), 16 — разрывные нарушения, 17 — границы геологических тел: а — свит, серий, массивов, геологических формаций, б — метасоматических формаций и субформаций

формация), подновлением системы северо-западных и заложением системы северо-восточных трансрегиональных глубинных разломов и проявлением напряженной гидротермально-метасоматической деятельности. Производные последней, представленные формациями кварц-плагноклаз-ортоклазовых метасоматитов (кпомалитов) *, кварц-альбитовых метасоматитов (кальмалитов)

* По Г. М. Беляеву [8].

Рис. 8. Карта развития гидротермально-метасоматических образований в пределах Вехне-Вороговской площади.

Условные обозначения см. на рис. 7

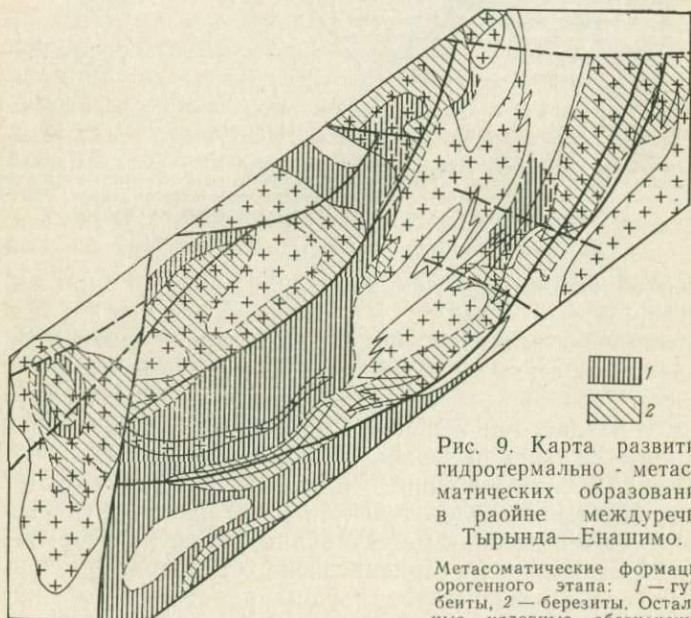
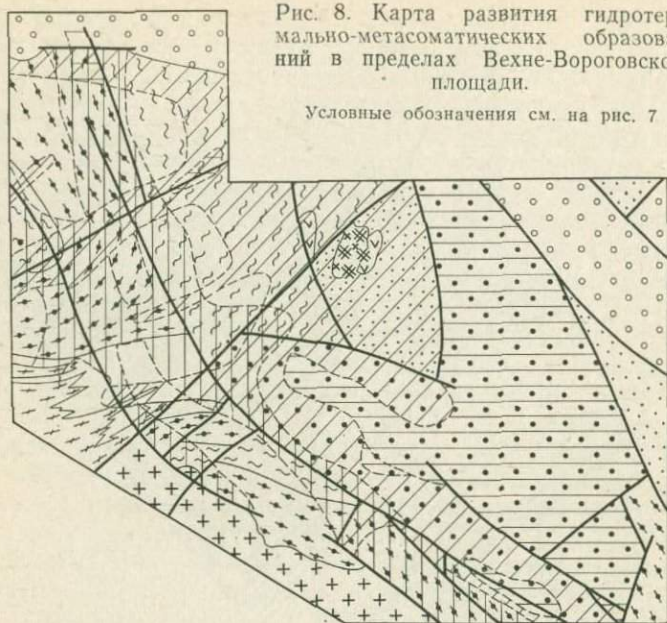


Рис. 9. Карта развития гидротермально - метасоматических образований в районе междуречья Тырында—Енашимо.

Метасоматические формации орогенного этапа: 1 — гумбейты, 2 — березиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

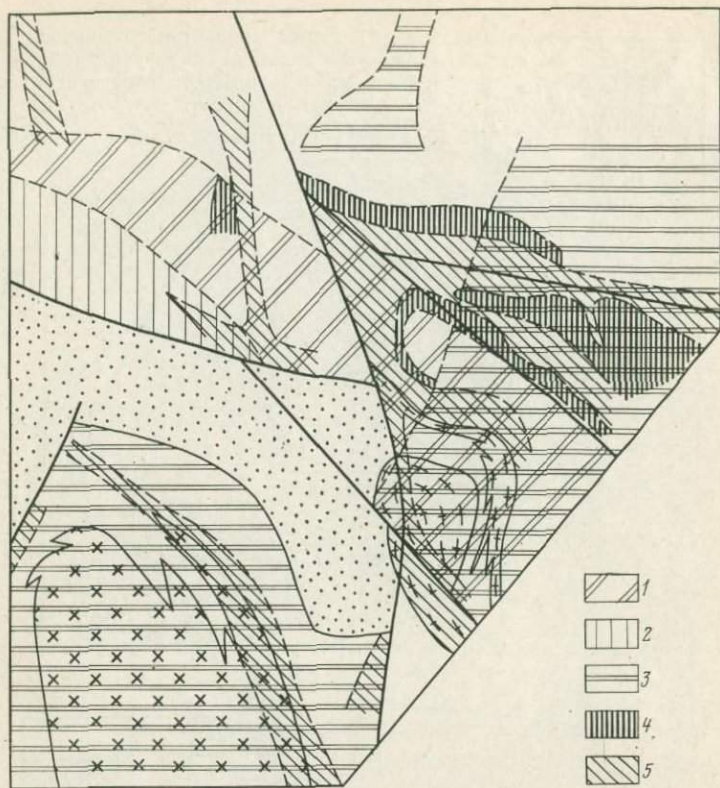


Рис. 10. Карта развития гидротермально-метасоматических образований в районе верхьев р. Индолы.

1—2 — метасоматические формации инверсионного этапа: 1 — кварц-плагноклаз-ортоклазовых метасоматитов, 2 — кварц-альбитовых метасоматитов; 3—5 — метасоматические формации орогенного этапа: 3 — кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов, 4 — гумбенитов, 5 — березитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

и гумбенитов, закономерно сменяют друг друга во времени и пространстве.

Формация кпомалитов объединяет древнейшие в Заангарской части Енисейского кряжа метасоматические образования, генетически связанные с гранитоидами татарско-аяхтинского комплекса позднего протерозоя. Область их развития ограничена Панимбинским, Центральным и Приенисейским антиклинориями, в пределах которых они тяготеют к периферическим частям гнейсо-гранитных куполов тейского и татарско-аяхтинского гранитоидных комплексов, к межкуповым пространствам, а также к зонам Центрального и Приенисейского трансрегиональных глубинных разломов северо-западного направления, особенно к участкам пересечения этих структур разломами северо-восточной ориентировки (по терминологии М. В. Болдырева и Ю. М. Пет-

рова): Питским (Чиримбинский узел), Кийским (Курепский и Индольский узлы), Тисским (Нойбинский узел), Тунгусским (Гаревский и Тырадинский узлы), Придорожным (Кутукасский узел). В периферических частях гнейсо-гранитных куполов кпомалиты представлены многочисленными конкордантно-конформными линзовидными бескорневыми телами (мощность — десятки сантиметров, протяженность — первые десятки метров), залегающими среди различных кристаллических сланцев и гнейсов амфиболитовой ступени метаморфизма. Кпомалиты соседствуют с линзовидными и пластообразными телами автохтонных и параавтохтонных гранитов. От гранитов они отличаются неравномернозернистой структурой, такситовой текстурой и зональным строением: внешняя зона обычно представлена слюдяной оторочкой, сменяющейся к центру тел лейкократовой пегматоидного облика кварц-полевошпатовой породой и далее мономинеральным кварцевым ядром с редкими крупными выделениями полевого шпата. Мощность зон распространения линзовидных тел кпомалитов обычно не превышает первых сотен метров.

Для межкупольных пространств характерны зоны и ареалы фельдшпатизации, развитые на площади в десятки квадратных километров. В их пределах метасоматические новообразования представлены маломощными (первые сантиметры) послойными жилками кварц-плагноклазового состава и неравномерно рассеянными порфиробластами полевых шпатов (преимущественно олигоклаза), а также линзовидными и шлировыми сегрегациями крупнозернистого серого стекловидного кварца с незначительной примесью крупнопластинчатого биотита. Наиболее часто фельдшпатизация проявляется в слюдяных и высокоглиноземистых кристаллических сланцах. Количество порфиробласт составляет 5—30 % от объема субстрата. Размеры их достигают 10 см в поперечнике.

В узлах пересечения разломов и на различных отрезках зоны Центрального разлома кпомалиты проявлены также в виде маломощных секущих жил существенно кварц-плагноклазового состава и зон интерстициально-объемного* алюмо-кремнистого замещения пород субстрата агрегатами кварца, кианита, силлиманита, кордиерита, ставролита, граната пироп-альмандинового ряда. Алюмо-кремнистые метасоматиты (акрезиты) особенно широко развиты в зоне Центрального разлома от р. Чапы на северо-западе до р. Большой Пит на юго-востоке. В форме округлых тел размером 0,5—5 см в поперечнике и общем количеством до 50 % (объемных) они фиксируются преимущественно в слюдяных и высокоглиноземистых кристаллических сланцах.

* Под интерстициально-объемным понимается более или менее равномерное распределение отдельных зерен (или агрегатов) метасоматически образованного минерала (минералов) в тектонически проработанном (катаклизированном) рассланцованном, бластомилонитизированном) субстрате.

Мощность зон алюмо-кремнистого замещения достигает нескольких сот метров при протяженности по простиранию до 3—8 км.

В известковистых породах (кварц-карбонат-биотитовых и амфибол-плагноклазовых кристаллических сланцах) развиты косо-секущие и послойные жилы мощностью до 10 см и шлировые обособления существенно амфиболового (с биотитом и пирротином), кварц-амфиболового или кварц-гранат-амфиболового состава.

В пачках метаморфитов, сложенных мраморами и амфибол-плагноклазовыми кристаллическими сланцами, формация кпомалитов представлена пироксен-гранатовыми скарнами, скарноидами и ортоклазитами.

Общей особенностью формирования кпомалитов различных минеральных и морфологических типов является наложение их на тектонически проработанный субстрат, что подчеркивается зонами мелкой изоклинальной складчатости, вторичного рассланцевания, милонитизации и бластомилонитизации. Милонитизация и рассланцевание с явлениями высокотемпературного кремнещелочного, железомagneзиального или алюмо-кремнистого метасоматизма нередко наблюдаются в краевых частях гранитных массивов тейского и татарско-аяхтинского комплексов, что позволяет оценить геологический возраст формации кпомалитов как послетатарско-аяхтинский.

По вещественным и структурно-текстурным особенностям в составе формации кпомалитов различаются следующие субформации [8]: 1) собственно кпомалитов; 2) олигоклазитов; 3) ортоклазитов; 4) акрезитов.

Собственно кпомалиты представляют собой неравномерно-зернистые, пегматоидного облика, массивные или грубосланцеватые (гнейсовидные) породы, сложенные кварцем, ортоклазом, плагноклазом № 15—30 и биотитом с неустойчивыми количественными соотношениями этих минералов. В кпомалитах, сформировавшихся по известковистым сланцам, в качестве второстепенных минералов появляются обыкновенная роговая обманка, реже клинопироксен и еще реже гранат гроссуляр-андрадитового ряда; в кпомалитах по высокоглиноземистым сланцам нередко встречается гранат пироп-альмандинового ряда. Во всех разновидностях кпомалитов плагноклаз обычно преобладает над ортоклазом. Акцессорные минералы кпомалитов представлены апатитом, магнетитом, ильменитом, цирконом, сфеном, ксенотимом.

Олигоклазиты встречаются редко. Они представляют собой равномерно-зернистые пегматоидные породы, сложенные плагноклазом № 20—30 с небольшой примесью кварца и биотита и акцессорных — апатита, сфена и ильменита.

Ортоклазиты развиты в тесной парагенетической связи со скарнами и скарноидами, располагаясь, как правило, на флангах зон скарнирования. По внешнему облику это светло-розовые

тонкозернистые массивные породы, сложенные ортоклазом с небольшой примесью клинопироксена, сфена, реже граната гроссуляр-андрадитового ряда и роговой обманки.

Акрезиты характеризуются обычно псевдоморфными структурами, сочетанием новообразованных и реликтовых минералов. Новообразования представлены фибролитовыми агрегатами силлиманита, радиально-лучистыми образованиями куммингтонита и крупными (до 5 см в поперечнике) ситовидными порфиробластами силлиманита, кианита, кордиерита, ставролита, альмандина, погруженными в разнозернистый кварцевый агрегат и образующимися частично в результате собирательной перекристаллизации компонентов субстрата (кварц, ставролит, гранат), но главным образом путем замещения исходных плагиоклазов и биотитов. Типичными являются следующие парагенезисы: $Kв + Сил$, $Kв + Ки \pm Ст$, $Kв + Корд \pm Алм \pm Ст$, $Kв + Сил + Корд$, $Kв + Алм \pm Мг \pm Кор$, т. е. наряду с собственно алюмо-кремнистыми метасоматитами наблюдаются разновидности, переходные по составу к $Mg - Fe$ метасоматитам. Таковы, например, граниты — тонкозернистые массивные породы, сложенные кварцем и альмандином с примесью (иногда значительной) магнетита или корунда. Акцессорные минералы акрезитов представлены рутилом, графитом, пирротином, ксенотимом, апатитом.

Скарны и скарноиды развиваются преимущественно по алюмо-силикатным породам и в очень небольшом объеме по мраморам. Для скарнов характерен парагенезис $Пи \pm Гр \pm Мг$, для скарноидов $Пи + Пл \pm Кпш \pm Гр \pm Ро$. Среди акцессорных минералов обычны сфен, апатит и магнетит.

Формация кварц-альбитовых метасоматитов (кальмалитов) по времени становления относится к заключительному этапу развития инверсионного тектоно-магматического цикла. Пространственно-временные взаимоотношения формаций кальмалитов и кпомалитов сложные. Кальмалиты формировались заметно позднее кпомалитов, будучи отделены от них периодом дизъюнктивных дислокаций. Нередким является широкое развитие кальмалитов в зонах blastomylonitовых швов субортогональной системы, пересекающих гнейсо-гранитные купола и развитые по периферии последних зоны фельдшпатизации. В дизъюнктивные дислокации вовлекаются как граниты тейского и татарско-аяхтинского комплексов, так и различные субформационные и фациальные разновидности кпомалитов, в том числе и скарны. На более позднее появление кальмалитов по сравнению с кпомалитами указывают относительно низкие температуры их образования, в целом отвечающие уровню становления пропилитов.

В региональном плане размещение метасоматических образований формаций кпомалитов и кальмалитов пространственно упорядочено. Кальмалиты в различных структурно-морфологических и вещественных формах наиболее широко проявлены

в пределах отрицательных пликативных структур. Весьма характерны они также для межкупольных синклиналей и слабо выраженных положительных структур без проявлений гранитоидного магматизма татарско-аяхтинской эпохи (Енашимское поднятие). Во всех указанных случаях с различной полнотой проявленные кальмалиты группируются в зоны шириной от первых до десятков километров, окаймляющие поля развития кпомалитов. Метасоматиты этих двух формаций, как правило, не выходят за пределы развития отложений тейской и сухопитской серий.

Смена минеральных парагенезисов кпомалитов парагенезисами кальмалитов постепенная. Так, например, минералы, типоморфные для кальмалитов (эпидот, актинолит, зеленый биотит), в подчиненном количестве принимают участие в сложении тел, кпомалитов, развитых в межкупольных синклиналях. В то же время в кальмалитах из внутренних частей региональных шлейфовых зон нередко отмечаются такие минералы, как роговая обманка, гранат спессартин-гроссуляр-альмандинового состава, олигоклаз-андезин, типоморфные для метасоматитов формации кпомалитов.

Для кальмалитов характерны пластообразные, линзовидные, послойножилые конкордантно-конформные тела, размеры которых изменяются в широких пределах — миллиметры—десятки метров по мощности, сантиметры—сотни метров по простиранию. При этом отдельные тела кальмалитов различных размеров тесно пространственно сгруппированы.

По роли типоморфных минералов (кварца и альбита) в составе метаморфических и метасоматизированных пород различаются три субформации кальмалитов: 1) метасоматических кварцитов и кварцевых жил; 2) собственно кальмалитов; 3) альбититов.

Метасоматические кварциты на 90—99 % сложены мелкозернистым агрегатом сахаровидного кварца с незначительной примесью альбита, мусковита, хлорита и аксессуарных рутила и гематита, реже пирита. Метасоматическая зональность для этих образований не характерна. Лишь в случае формирования метасоматических кварцитов по породам, богатым кальцием (амфибол-плагноклазовым и известковистым сланцам), устанавливается внешняя малоомощная меланократовая зона, сложенная кварцем, зеленым биотитом, карбонатом, эпидотом с примесью хлорита и мусковита.

Метасоматические кварциты характерны для зон бластомилонитизации и развиваются по породам самого различного состава (от гранитов до амфиболитов), представляя собой продукты интенсивного среднетемпературного кислотного выщелачивания.

Кварцевые жилы имеют более крупнозернистое строение и массивное сложение. Как правило, они не зональны. Кроме си-

невато-серого или белого кварца в их составе установлены альбит (в зальбандах), хлорит (иногда в количестве до 50 % объема жил), пирит и халькопирит. Эти образования широко проявлены в зонах смятия среди метаморфических сланцев зеленосланцевой ступени метаморфизма на флангах гнейсо-гранитных куполов и зон глубинных разломов северо-западной ориентировки. Сравнительно редко они встречаются внутри гранитных массивов.

Собственно кальмалиты, в составе которых главную роль играют кварц и альбит, как и альбититы, имеют в регионе ограниченное распространение. Они образуют в зонах бластомилонитизации, наложенных на метаморфиты повышенной основности, — кварц-серицит-хлорит-магнетитовые, кварц-альбит-кальцитовые, кварц-актинолит-хлоритовые, амфибол-плагноклазовые сланцы. В составе метасоматических пород кроме кварца и альбита участвуют актинолит, эпидот, кальцит, хлорит, зеленый биотит, мусковит и акцессорные магнетит, сфен, апатит, пирит, халькопирит. Пространственно с собственно кальмалитами и альбититами нередко тесно сопряжены эпидозиты (по амфибол-плагноклазовым кристаллосланцам), тремолиты (по мраморам), талькиты (по доломитам).

Метасоматическая зональность для этих образований не характерна. Лишь в редких случаях в линзах собственно кальмалитов наблюдается мономинеральное кварцевое ядро, а альбититы окружены маломощной хлоритовой оболочкой. С метасоматитами формации кальмалитов связано непромышленное редкометальное, медное оруденение.

Кальмалиты с удалением на значительное расстояние от гнейсо-гранитных куполов сменяются натровыми гумбентами, фиксирующими зону низкотемпературной гидротермально-метасоматической деятельности татарско-аяхтинской эпохи. Для этой зоны характерны сетчато-прожилковые образования кварц-карбонатного или кварц-альбит-карбонатного состава, иногда несущие сульфидную медно-полиметаллическую минерализацию.

Метасоматические формации татарско-аяхтинской эпохи в совокупности образуют регионально проявленный некомпенсированный формационно-генетический ряд [8], становление которого протекало в условиях низкой активности в растворах калия и умеренной активности натрия, устойчивого понижения щелочности и температуры метасоматизирующих растворов, что в конечном итоге привело к образованию региональной метасоматической зональности. В качестве агента метасоматического породообразования выступали гидротермальные растворы, имевшие непосредственное отношение к процессам ультраметаморфизма инверсионного этапа развития региона. Область распространения инверсионных гранитоидов, ограниченная разломами Питским на юге, Придорожным на севере, Центральным на востоке и срезанной долиной р. Енисея на западе, является тем центром,

от которого грубоконцентрически в северном, восточном и южном направлениях распространяются гидротермально-метасоматические образования татарско-аяхтинской эпохи. Например, с удалением на восток от восточных флангов Богатинского, Каламинского, Чиримбинского, Аяхтинского массивов, располагающихся по периферии области распространения гранитоидов инверсионного этапа, гидротермально-метасоматические образования сменяют друг друга в последовательности кломалиты (мощность зоны 2—10 км) — кальмалиты (20—30 км) — гумбеиты (больше 15 км). Такое размещение метасоматитов по латерали свидетельствует, с одной стороны, о широкой миграции растворов ультраметаморфогенного происхождения, с другой стороны, о существовании региональной температурной зональности вокруг области формирования гранитоидов инверсионного этапа.

Вблизи отдельных массивов или их групп закономерно располагаются лишь кломалиты и кальмалиты. Гумбеиты здесь не проявлены, так как зона их развития, очевидно, полностью эродирована.

Вследствие концентрически-зонального размещения метаморфитов различных стратиграфических уровней вокруг гнейсо-гранитных куполов кломалиты устанавливаются преимущественно среди отложений свит хр. Карпинского, пенченгинской, в меньшей мере кординской, кальмалиты характерны для полей развития кординской, горбилковской и удерейской свит, гумбеиты — для погорюйской свиты сухопитской серии. В пределах западной части Енисейского кряжа эта закономерность размещения метасоматитов проявлена менее отчетливо.

Гидротермально-метасоматические образования некомпенсированного формационно-генетического ряда в общем случае непродуктивны на оруденение промышленного типа. Генетически связанные с метасоматитами рассматриваемого ряда проявления полезных ископаемых (железо с кломалитами, медь с кальмалитами, полиметаллы с натровыми гумбеитами) по своим масштабам не поднимаются выше уровня рудопроявлений.

Однако поля широкого развития этих метасоматитов, несущих в неконтрастной форме большие массы рудных элементов, могут играть роль геохимически специализированного субстрата, при вовлечении которого в более поздние процессы гидротермально-метасоматической деятельности возникают благоприятные условия для образования промышленного оруденения.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОРОГЕННОГО ЭТАПА

Орогенный этап истории геологического развития региона характеризуется интенсивной блоковой тектоникой, проявлявшейся по системам разломов северо-западного и северо-восточного подновленных и меридиональных и широтных вновь заложённых,

формированием депрессионных вулcano-тектонических структур типа Кедрово-Вороговской мульды, внедрением интрузий кислого (гранит-лейкогранитовая формация) и основного (диабазово-порфировая формация) состава полифазальной гидротермально-метасоматической деятельностью. Производные последней составляют три формации: 1) кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (каммалитов); 2) гумбентов; 3) березитов.

Размещение метасоматитов этих формаций контролируют Приенисейский и Центральный трансрегиональные глубинные разломы. В зоне влияния Приенисейского разлома метасоматические образования глушихинской эпохи дискретно распределены в полосе протяженностью около 300 км при ширине 15—25 км. К этому разлому приурочено большинство крупных массивов гранитоидов гранит-лейкогранитовой формации (Куликовский, Кийско-Вятский, Глушихинский и Ягодкинский). В зоне влияния Центрального разлома производные глушихинского тектоно-флюидного цикла проявлены в полосе протяженностью 270 км при ширине 35—40 км. Магматические образования представлены преимущественно небольшими интрузивами типа штоков, даек и жил гранит-порфиров, микрогранитов и аплитов и экструзивных тел кварцевых порфиров. Однако гидротермально-метасоматические образования глушихинской эпохи проявлены в пределах Центрального разлома более масштабно.

Формация кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (каммалитов) имеет наиболее широкое площадное распространение среди метасоматических производных глушихинской эпохи. В ее состав входят как полно проявленные метасоматиты, так и метасоматиты с вуалевым диффузно-пятнистым распределением новообразованных минералов.

К первому морфологическому типу относятся метасоматические пегматоиды, микроклиниты, альбититы и кварц-турмалиновые грейзены. Метасоматические пегматоиды или собственно каммалиты развиваются преимущественно по дайкам и жилам интрузивных аплитов глушихинского комплекса, наследуя структурную позицию, форму и размеры (в среднем 0,4—2,5 м по мощности и десятки, реже сотни метров по простиранию) тел последних. Рои даек и жил аплитов и пегматитов, число которых составляет от нескольких десятков до нескольких сотен на квадратный километр, фиксируют зоны растяжения орогенного этапа, проявленные вдоль бортов Уволжского, Дюбкошского, Тисского и Нижне-Сурнихинского грабенов. В зонах того же типа располагаются микроклиниты, альбититы грейзены.

В составе метасоматических пегматоидов, сформировавшихся как по глушихинским аплитам, так и по более древним гранитам и бедным кальцием метаморфитам, главную роль играют кварц, альбит, альбит-олигоклаз и микроклин, ассоциирующиеся с мусковитом, биотитом, турмалином и гранатом альмандин-спессартинового ряда и аксессуарными флюоритом, цирконом, апатитом,

касситеритом. Микроклиниты преимущественно развиваются по известковистым метаморфитам и скарнондам формации кпомалитов, имея внешнюю зону, сложенную скаполитом, сине-зеленой роговой обманкой и ортитом. Пироксеновые скарны и скарноиды формации кпомалитов в зонах интенсивного проявления метасоматических процессов глушихинской эпохи преобразуются в гранат-везувиановые с эпидотом, ортитом, шеелитом и апатитом породы, которые можно рассматривать как аналоги грейзенов.

Альбититы в форме маломощных линзовидных тел слагают центральные части зон грейзенизации, развивающейся по гранитам тейского и татарско-аяхтинского комплексов, имеют белорозовую окраску, мелкозернистое строение и сложены альбитом при подчиненной роли кварца и повышенном содержании апатита. Грейзены кварц-мусковитового и кварц-турмалинового состава в форме линзовидных тел мощностью до 2 м развиваются в основном по бедным кальцием метаморфитам.

Второй — вуалевый, диффузно-пятнистый морфологический тип каммалитов, проявлен преимущественно в тектонизированных в глушихинскую эпоху контактах крупных гранитных массивов тейского и татарско-аяхтинского комплексов — гаревского, тейского, чиримбинского, каламинского и др. Метасоматические новообразования представлены главным образом грейзеновыми ассоциациями — кварцем, турмалином, мусковитом, флюоритом, реже альбитом. Количество новообразованных минералов в вуалевых метасоматитах не превышает 10—15 % от объема субстрата, по площади развитие метасоматизированных пород достигает десятков квадратных километров. С каммалитами связано бедное редкометальное оруденение (касситерит, шеелит).

Формации гумбентов и березитов обычно пространственно тесно сопряжены, и поэтому целесообразно рассматривать их совместно. В общем случае гумбенты и березиты развиваются во внешних частях зон проявления глушихинской минерагении, захватывая частично и регионально грейзенизированный субстрат. Обширные линейно вытянутые в северо-западном или северо-восточном направлении поля их развития особенно характерны для восточного фланга Центральной зоны и южного окончания Приенисейской зоны. При этом гумбенты составляют внешние зоны ореолов березитизации, контролируемых разрывными нарушениями типа диаклазов с широким развитием брекчий и катклазитов. Трассируемые гумбентами и березитами структуры не только располагаются конкордантно зонам каммалитов, но и секут последние под различными углами (см. рис. 10). Протяженность зон гумбентизации и березитизации достигает 15 км и более при ширине 0,2—2,5 км. Положение их по отношению к складчатым структурам как конкордантное, так и дискордантное. В обоих случаях березиты на глубине закономерно сменяются гумбентами.

В экзоконтактах крупных массивов глушихинских гранитов, напротив, сильно редуцирована зона каммалитов и гидротермально-метасоматические изменения пород развиваются по пути гумбентизации и особенно березитизации. Пластообразные и секущие тела (дайки, жилы) гранит-порфиров и кварцевых порфиров обычно целиком березитизированы. Такая ситуация характерна для Кедрово-Вороговской мульды, Орловской синклинали, восточного борта Тисского грабена, где названные интрузивные образования проявлены наиболее широко.

Гумбеиты сложены преимущественно кварц-ортоклаз-карбонатными породами, в составе которых подчиненную роль играют хлорит, альбит и сульфиды (арсенопирит, галенит, сфалерит, пирит). С каммалитами гумбеиты связаны переходными ассоциациями ($Kв + Аб \pm Му \pm Акт \pm Эп \pm Ренит \pm \text{зеленый биотит} \pm \text{стильпномелан}$). В зоне перехода к березитам широко проявлены ассоциации, в которых в парагенезис $Kв + Карб$ входят вместо ортоклаза фенгит или мусковит, а также парагенезисы магнезиально-железо-кальциевого петрохимического профиля: $Kв + Карб + Хл + \text{сульфиды}$, $Kв + Карб + \text{аксинит}$, $Kв + Карб + \text{флюорит}$.

В формации березитов главную роль играют метасоматические образования двух типов: а) существенно кремнеземистые — $Kв(\text{халцедон}) + Сер \pm Карб \pm \text{пирит}$ и б) существенно магнезиально-железо-кальциевые — $Хл + Ка \pm Kв + \text{пирит}$. Березиты первого типа нередко представляют собой полнопроявленные метасоматиты, слагающие линзовидные тела мощностью до 60 м. Чаще же березиты представлены сетчато-прожилковыми и интерстициально-объемными образованиями. С гумбеитами и березитами связано полиметаллическое редкометальное оруденение.

В целом гидротермально-метасоматические образования орогенного этапа представляют собой продукты деятельности постмагматических растворов, генетически связанных с гранитоидами гранит-лейкогранитовой формации. В совокупности они образуют некомпенсированный формационно-генетический ряд, становление которого происходило в условиях устойчиво понижавшейся температуры метасоматизирующих растворов и флуктуаций их щелочности при относительно более высокой на всех стадиях активности калия по сравнению с активностью натрия. Однако в некоторых случаях наблюдается появление в региональной метасоматической колонке альбититов, сменяющихся калиевыми гумбеитами, или натровых гумбеитов, сменяющихся березитами, в которых из щелочных элементов представлен только калий. Именно для таких случаев особо характерно появление редкометального оруденения.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЭТАПА ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Процессы раннепалеозойской тектоно-магматической (флюидитной) активизации проявлены преимущественно в зоне Центрального разлома на всем его протяжении. Они выразились внемреннем жильных тел магматических пород сиенит-щелочно-сиенитовой формации и напряженной гидротермально-метасоматической деятельностью, продуктами которой являются фениты, натровые гумбениты и гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты одноименных формаций. Эти метасоматические образования в указанной последовательности располагаются грубоконцентрически вокруг эпицентров тектоно-флюидитной деятельности, а также полосами вдоль радиальных разломов диаклазового типа. Площади развития пород возрастают в последовательности (на примере Верхне-Вороговской площади): фениты — 8 км², гумбениты — 156 км², гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты — 430 км². По радиальным разломам метасоматиты распространяются на расстояние до 15 км от эпицентра при ширине зоны вуалевого распространения до 3 км. Вдоль разрывных структур, ограничивающих позднепротерозойские грабен-синклинали, наиболее полно проявленные метасоматиты формации гумбенитов прослеживаются до 60 км.

Метасоматиты разных формаций большей частью пространственно разобщены. Однако в их распределении проявляется единая региональная температурная зональность. Когда же они совмещены в одном геологическом объеме, устанавливается стадийность метасоматического порообразования. Границами отдельных формаций являются (в порядке частоты встречаемости): 1) зоны разрывных нарушений сколового типа, оказывающие экранирующее действие на движение метасоматизирующих растворов; 2) поверхности контакта геологических образований с различными физико-механическими или минералого-химическими свойствами, обуславливающими избирательное воздействие растворов на породы субстрата; 3) фронтальные поверхности естественного затухания процессов метасоматического порообразования.

Плотность заполнения геологического пространства метасоматическими новообразованиями понижается от начальных (высокотемпературные) к конечным (низкотемпературные) членам формационно-генетического ряда: фениты 40—80 об. %, гумбениты 15—30 об. %, гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты 5—20 об. %. В этой же последовательности понижается контрастность проявления метасоматитов.

Формация фенитов. Под фенитами обычно понимаются щелочные метасоматиты, сформировавшиеся в экзоконтакте массивов щелочных или щелочно-ультраосновных пород с алюмосиликатными породами различного типа (гранатами, гнейсами,

аркозовыми песчаниками и пр). Типоморфным для фенитов считается парагенезис альбит + эгирин ± нефелин.

В рассматриваемом районе щелочные метасоматиты, генетически связанные с раннепалеозойской сиенит-щелочно-сиенитовой формацией, образуются нередко в отрыве от материнских пород и являются продуктами существенно калиевого метасоматизма с типоморфным парагенезисом ортоклаз + эгирин. По всем остальным параметрам (условиям образования, металлогенической специализации, геохимическим особенностям) изученные эгирин-ортоклазовые щелочные метасоматиты идентичны типичным фенитам. Ранее [8] было предложено выделить в составе формации фенитов две субформации: 1) натровых фенитов и 2) калиевых фенитов. К последней субформации и относятся фениты Енисейского кряжа.

Фениты пространственно тяготеют к северо-восточному борту Уволжского грабена, претерпевшему тектоническую перестройку в раннепалеозойское время. Их сложноветвистые жилки, прожилки мощностью до 10 см, реже дайкообразные тела мощностью в несколько метров установлены среди отложений чингасанской серии на отрезке северо-восточного ограничения грабена от р. Тея на юго-востоке до р. Чапа на северо-западе. Как правило, жилные тела метасоматитов структурно приурочены непосредственно к зоне разлома, ограничивающей отложения грабена от метаморфических образований кристаллического фундамента. В верховьях Лево́й Уволги метасоматиты приурочены также к зоне внутриграбенового разлома северо-западного направления и опережающим его разрывным структурам более высокого порядка.

Контакты тел неровные резкие или расплывчатые, сцепление с вмещающими породами очень сильное. Макроскопические фениты представляют собой красновато-бурые или кирпично-красные массивные неравнозернистые породы.

Под микроскопом устанавливается типично метасоматическая структура. В красноцветных песчаниках лопатинской свиты фенитизация проявляется в развитии лапчатых зерен замутненного ортоклаза по цементу пород, а также в коррозии обломочных зерен кварца и плагиоклаза. Мелкие (< 0,1 мм в длину) игольчатые кристаллы сильно опациitized эгирина тяготеют к наиболее крупным скоплениям зерен ортоклаза. В фенитах по катаклазированной или брекчированным метаморфическим породам, гранитам или пегматитам наряду с ортоклазом нередко присутствует шахматный альбит. В фенитизированных породах сиенит-щелочно-сиенитовой формации среди метасоматических новообразований альбит нередко преобладает над ортоклазом, вместо которого появляется зеленый биотит.

Количественно-минеральный состав фенитов крайне неустойчив. Общее количество метасоматических новообразований по породам субстрата различного состава не превышает 80 % объема.

Особенной устойчивостью к замещению характеризуется кварц, в связи с чем фениты по песчаникам выглядят под микроскопом нередко как типичные кварц-полевошпатовые метасоматиты.

Акцессорные минералы фенитов представлены оранжитом, ксенотимом, рабдофанитом, рутилом, гематитом, апатитом.

Химический состав фенитов непостоянен, так как наряду с новообразованными в заметных количествах присутствуют минералы субстрата. Определенное влияние оказывают в этом отношении и наложенные минералы более поздней гумбеитовой стадии — альбит и карбонат. Тем не менее характернейшей чертой химического состава фенитов является их высокая щелочность при резком преобладании калия над натрием.

Формация гумбеитов. Гумбеиты проявлены преимущественно в сетчато-прожилковой форме. Различаются две группы метасоматических пород этой формации: существенно кремне-щелочного и существенно магниально-железо-кальциевого петрохимических профилей.

Группа кремне-щелочных пород представлена натровыми гумбеитами, слагающими центральную зону внутриформационной метасоматической колонки. В их составе главную роль играют кварц и альбит при подчиненной роли хлорита типа рипидолита и карбоната (сидероплезита, анкерита). В акцессорных количествах присутствуют пирит и галенит. Спектр породообразующих минералов гумбеитов практически не зависит от состава субстрата, изменяются лишь количественные соотношения минералов. Промежуточная слабо проявленная (иногда полностью редуцированная) зона сложена кварц-фенгит-карбонатными или фенгит-гематитовыми породами. Внешнюю наиболее мощную зону составляют метасоматические образования кварц-карбонатного или хлорит-карбонатного состава с сульфидной минерализацией. Хлорит относится к группе прохлорита или рипидолита; карбонаты представлены кальцитом, доломитом, анкеритом. Альбит в единичных зернах присутствует лишь в зальбандах наиболее крупных прожилков.

Формы проявления и вещественный состав метасоматитов магниально-железо-кальциевого петрохимического профиля формации гумбеитов изменяются в зависимости от типа субстрата. В метаморфических толщах преобладают сетчато-прожилковые метасоматические образования с большой долей хлорита и (или) фенгита. В слабо метаморфизованных терригенных толщах наряду с сетчато-прожилковыми широко распространены интерстициально-объемные формы локализации метасоматических образований кварц-карбонатного состава. В хемогенных известковых отложениях обычны шлировые и пятнисто-прожилковые метасоматические образования карбонатного состава.

Формация гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов проявлена неконтрастно и является типичным представителем метасоматитов так называемого вуалевого типа

с высокой дискретностью распределения в пространстве и малым общим объемом по отношению к субстрату минеральных новообразований. Ареалы и ореолы гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов в сетчато-прожилковой и интерстициально-объемной формах занимают площади в десятки квадратных километров (см. рис. 7, 8). Количество метасоматических новообразований в пределах таких ареалов и ореолов не превышает 20 %. Полно проявленные метасоматиты данной формации встречаются редко и имеют очень небольшие размеры.

Метасоматическая зональность проявлена нечетко. В общем случае широкая (сотни метров) внутренняя зона спреобладанием среди метасоматических новообразований кварца (халцедона) и слюдястых минералов (донбассит, серицит) сменяется более узкой (десятки — реже первые сотни метров) зоной карбонатно-гидрослюдистых метасоматических образований, в составе которых главную роль играют иллит, кальцит, доломит, пирит. В околоотрецинных метасоматитах нередко наблюдается обратная зональность.

В целом гидротермально-метасоматические образования раннепалеозойской эпохи тектоно-магматической активизации составляют некомплементарный формационно-генетический ряд компенсированного типа. Комплементарность — чередование во времени и пространстве метасоматических образований магнизиально-железо-кальциевого и кремне-щелочного петрохимических профилей — проявлена только на уровне субформаций (например, субформации гумбеитов и кварц-карбонатных метасоматитов) и на уровне пород (например, чередование существенно кварцевых (с серицитом или фенгитом) и существенно карбонатных (с хлоритом) метасоматитов).

Становление формационно-генетического ряда произошло под влиянием градиента температур, существовавшего в эпицентрах тектоно-флюидитной деятельности. Кислотно-щелочная эволюция постмагматических растворов выражалась в смене ранней высоко-среднетемпературной щелочной стадии слабощелочной и затем низкотемпературной стадией кислотного выщелачивания. По мере падения температуры от стадии к стадии изменялась роль (активность) щелочей в последовательности $K - Na - K$.

Внутриформационная метасоматическая зональность обусловлена дифференциальной подвижностью компонентов в колонне фильтрующих растворов, в соответствии с теоретическими разработками Д. С. Коржинского [109]. Наблюдается пространственная дифференциация петрогенных компонентов по степени их основности. Внешняя зона внутриформационной метасоматической колонки обычно образована компонентами пониженной основности, в частности MgO и FeO , что согласуется с концепцией об опережающей волне кислотных компонентов в колонне фильтрующихся растворов [118]. Аналогичное явление свойственно

метасоматическим формациям и более древних эпох развития региона (см. табл. 4).

В настоящее время на Енисейском кряже известны лишь небольшие по размерам месторождения редких металлов. Однако потенциальную продуктивность эпохи можно оценить по аналогии с другими регионами Восточной Сибири как достаточно высокую.

На примере Енисейской геосинклинально-складчатой области устанавливается, что каждому этапу геологического развития этого региона — инверсионному, орогенному и активизационному — отвечает определенный спектр гидротермально-метасоматических образований, имеющих региональное развитие и закономерно сменяющихся во времени и в пространстве. Геологическое картирование этих образований и последующий комплексный анализ метасоматических, геолого-формационных, металлогенических и других карт позволяют решить широкий круг задач, включающий: 1) закономерности размещения разнотипных метасоматических формаций; 2) характер их связи с другими, в первую очередь магматическими и рудными формациями; 3) перспективы рудоносности локальных и региональных структур; 4) продуктивность конкретных геологических эпох на оруденение промышленного типа. При оценке перспективности отдельных структур определяющее значение имеет отражаемая на картах интенсивность проявления потенциально рудных гидротермально-метасоматических образований. Продуктивность геологических эпох (тектоно-магматических этапов) оценивается с помощью анализа структуры формационно-генетических рядов метасоматических пород (компенсированный или некомпенсированный ряд).

Практическая важность решения двух последних задач диктует необходимость более широкого использования метода геологического картирования гидротермально-метасоматических образований при проведении прогнозно-металлогенических исследований.

Глава 3

ОПЫТ КАРТИРОВАНИЯ АРГИЛЛИЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ (на примере Хингано-Баджальского вулканогенного пояса, Дальний Восток)

В пределах Каменшинского вулканогенного поля мелового Хингано-Баджальского вулканогенного пояса детально изучены аповулканитовые гидротермально-метасоматические образования, составляющие формацию аргиллизитов [91].

Аргиллизиты развиты по вулканитам кислого состава (липаритовым порфирам, фельзитам, игниспумитам, туфам), представ-

ляющим эффузивно-экструзивные образования заключительного этапа мелового вулканизма, и охватывают в основном краевые и апикальные части субвулканических и экструзивных тел в пределах субширотной — северо-восточной системы Мало-Яуринских разломов. В меньшей степени процессами аргиллизации затронуты вулканиды среднего состава (лавы и экструзии андезитов и андезито-дацитов).

Аргиллизиты северной части Каменушинского поля были закартированы по методике, разработанной авторами совместно с Г. Т. Волостных на основе опубликованных рекомендаций [33] по изучению аргиллизированных пород. Эти исследования проводились в несколько этапов.

На первом этапе составлялись детальные колонки по керну скважин с отбором проб на различные виды анализов (термический, минералогический, спектральный и др.), а также шлифов и образцов. На этих колонках фиксировались как макроскопические признаки аргиллизированных пород, так и данные петрографических, минералогических и лабораторных исследований. В результате обработки первичной информации выявилась зависимость между минеральным составом аргиллизитов и их макроскопическими признаками: спектром реликтовых минералов исходных пород, цветом и плотностью псевдоморфоз замещенных фенокристаллов, окраской и агрегатным состоянием основной массы, т. е. степенью сохранения первичной текстуры, прочностью пород, магнитной восприимчивостью, пористостью и т. д. В итоге была составлена эталонная коллекция образцов, использование которой позволило достаточно уверенно визуальное диагностировать разновидности аргиллизитов непосредственно в поле в процессе составления карты.

Следующим этапом изучения аргиллизитов явилось составление опорных разрезов по скважинам и поверхностным горным выработкам, на основе которых впоследствии составлялись карты развития аргиллизитов. На этом этапе исследований было установлено, что гипергенные процессы в связи со сравнительно слабым развитием в районе кор выветривания глинисто-слюдистого характера не затушевывают гидротермально-метасоматической аргиллизации, что подтверждается также хорошей увязкой различных зон ореола аргиллизации в разрезах по скважинам и на поверхности.

На последнем этапе осуществлялось картирование аргиллизитов по сети профилей, горным выработкам и коренным обнажениям с обязательным проведением геологических маршрутов вкрест простирания ореола аргиллизации и составляющих его зон. Конечным результатом явилась карта развития гидротермально измененных пород (рис. 11).

Аргиллизиты развиты в краевой восточной части Мало-Яуринской экструзии, вдоль контакта которой в северо-северо-восточном направлении протягивается на 900—1000 м тело

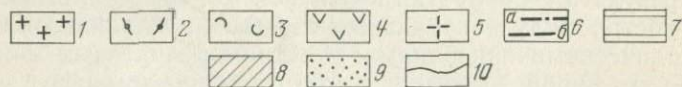


Рис. 11. Карта аргиллизированных пород северной части Каменушинского

1 — лавы кварцевых порфиров; 2 — дайки кварцевых порфиров; 3 — экструзивные фельзита; 4 — разрывные нарушения; а — сбросы, сдвиги, б — зоны трещиноватости, 7—9 — слюдяная; 10 —

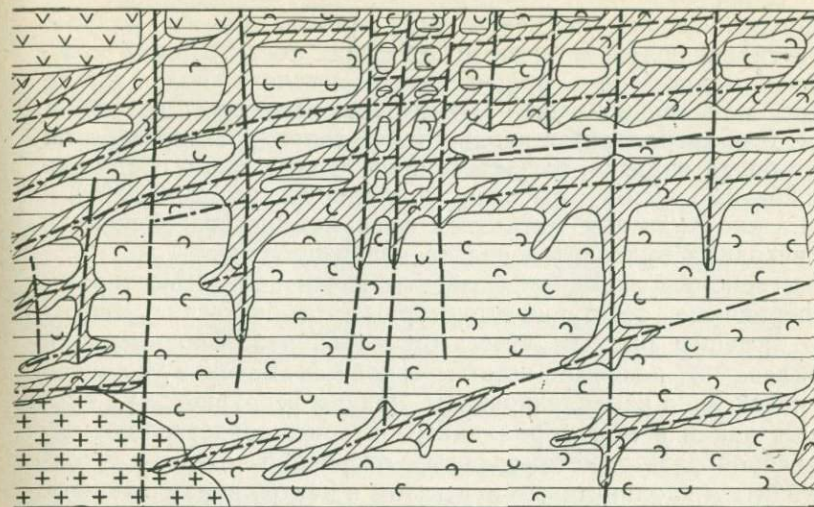
игниспумитов, постепенно переходящее в пунктирно-флюидальные биотитовые фельзиты.

Игниспумиты и пунктирно-флюидальные фельзиты представляют собой плотные стекловатые породы с обильными параллельно расположенными обособлениями линзовидной формы — «пунктирами» сложенными биотитом, кварцем, полевым шпатом и хлоритом.

По совокупности макроскопических, петрографических, минералогических и других признаков в пределах ореола аргиллизации установлена метасоматическая зональность следующего вида: (1) альбит-монтмориллонитовая зона, (2) кварц-альбит-каолинитовая зона, (3) кварц-серицит-гидрослюдяная зона*. Границы между этими зонами фиксировались по появлению типоморфных минералов — монтмориллонита, каолинита и гидрослюды. Кроме указанных установлены также промежуточные зоны — монтмориллонит-каолинитовая, каолинит-гидрослюдяная и др.

Монтмориллонитовая зона слагает внешнюю часть ореола аргиллизации и прослежена по простиранию на 15 км при ши-

* В дальнейшем для краткости зоны именуется по типоморфному глинистому минералу, например: монтмориллонитовая, каолинитовая, гидрослюдяная.



вулканогенного поля. Составили Л. Н. Беляева и В. А. Максимовский.

зита и игниспумиты; 4 — андезито-дациты, липариты и их туфы; 5 — гранитоиды фунда- зоны аргиллизированных пород; 7 — монтмориллонитовая, 8 — каолинитовая, 9 — гидро- геологические границы

рине 2—2,5 км. Макроскопически аргиллизиты этой зоны представляют собой темно-серые, светло-серые или серовато-фиолетовые плотные ($\sigma = 2,45—2,55 \text{ г/см}^3$) породы, характеризующиеся резко пониженной, по сравнению с неизменными вулканитами, магнитной восприимчивостью. В них отчетливо видна реликтовая пунктирно-флюидальная текстура метасоматизированных вулканитов. Микроскопическое изучение показало, что микрофельзитовая основная масса вулканитов практически целиком глинизирована. Псевдоморфозы по плагиоклазу состоят из внешнего альбитового футляра и внутреннего каолинит-монтмориллонитового ядра, сложенного мельчайшими глинистыми частицами. Биотит обычно изменен слабо, лишь отдельные чешуйки этого минерала нацело замещены агрегатами светлой мусковитоподобной слюды и недиагностируемого под микроскопом глинистого вещества. «Пунктиры» состоят из новообразованного кварца, замутненных лейст плагиоклаза, альбита и мельчайших частиц глинистого вещества. По данным рентгеноструктурного анализа в монтмориллонитовой зоне редко появляется смешанослойный минерал гидрослюда — монтмориллонит с базальными отражениями $12,3 \text{ \AA}^*$ (001/001); 5 \AA (002); $3,31 \text{ \AA}$ (003).

* Здесь и далее $1 \text{ \AA} = 0,1 \text{ нм}$.

Каолинитовая зона — промежуточная между монтмориллонитовой и гидрослюдяной, с ними связана постепенными переходами и проявлена фрагментарно, имея в поле эллиптические или клиновидные очертания размером до 100×300 м. Для аргиллизитов каолинитовой зоны характерна белая и желто-белая окраска, рыхлое землистое агрегатное состояние ($\delta = 2,25-2,35$ г/см³), высокая пористость (до 20—30 %) и очень низкие значения магнитной восприимчивости. Основная масса исходных вулканитов сильно глинизирована.

Пунктирно-флюидалные фельзиты почти полностью теряют свои первичные текстурно-структурные особенности. Биотит обычно замещен рыхлым агрегатом каолинита. Вкрапленники плагиоклаза и полевые шпаты основной массы вулканитов также интенсивно каолинизированы. Редкие фенокристаллы плагиоклаза, как и в монтмориллонитовой зоне, представляют собой футлярообразные метаморфозы с оторочкой по краям и тонкочешуйчатым каолинитовым агрегатом в центре вкрапленников. Альбитовые футляры являются характерной особенностью псевдоморфного замещения плагиоклаза при аргиллизации пород [34]. Псевдоморфозы по биотиту в пределах рассматриваемой зоны имеют также зональное строение. В центральной части чешуек биотита развивается каолинит, а по периферии — гидрослюда и лейкоксен.

«Пунктиры», составляющие около 30 % объема породы и имеющие первично зональное строение, остаются неоднородными и при аргиллизации. Биотит замещается гидромусковитом, наследующим ориентировку исходного минерала. По оторачивающим биотит полевым шпатам развиваются изометричные чешуйки размером около 0,003 мм каолинита и светлой низкодвупреломляющей гидрослуды. В подчиненном количестве присутствуют незамещенные изометричные зерна кварца и пелитизированного ортоклаза.

На внешней границе каолинитовой зоны среди метасоматических новообразований присутствует также монтмориллонит, замещающий вместе с каолинитом зерна плагиоклаза, что и обуславливает постепенность перехода каолинитовой зоны в монтмориллонитовую.

На кривых дифференциального термического анализа глинистого вещества, выделенного из аргиллизитов каолинитовой зоны, наблюдается максимум основного эндотермического эффекта около 580°. По данным рентгеноструктурного анализа каолиниты имеют следующие базальные отражения: 7,16 Å (001), 3,57 Å (002), 3,39 Å (003).

Гидрослюдяная зона слагает центральную часть ореола аргиллизации. Ее максимальные размеры по простиранию достигают 1250—1500 м, а ширина — 100 м. Гидрослюдизированные вулканиты кислого состава, как правило, имеют темно-зеленый

или серо-зеленый цвет. Это мягкие и пористые породы с плотностью, несколько большей ($\delta = 2,5 \text{ г/см}^3$), и пористостью, меньшей (8—10 %), чем у каолинизированных пород. Основная масса вулканитов полностью превращена в глинистое вещество. Биотит во вкрапленниках замещен тонкодисперсным агрегатом гидрослюды. Часто псевдоморфозы по биотиту имеют зональное строение: центральная часть выполнена светлой гидрослюдой с низким дупреломлением, а внешняя часть представлена бахромой гидромусковита.

«Пунктиры» в гидрослюдизированных вулканитах также имеют зональное строение и выполнены в центральной части бесцветным или бледно-фиолетовым флюоритом, в краевых частях чешуйками темно-зеленой слюды с радиально-лучистым строением ($N_g - N_p = 0,020 - 0,025$). На внешней границе гидрослюдяной зоны в центральных частях «пунктиров» отмечается каолинит.

По данным рентгеновского анализа гидрослюды в вулканитах этой зоны имеют базальные отражения $9,94 \text{ \AA}$ (001), $4,98 \text{ \AA}$ (002), $3,31 \text{ \AA}$ (003) и принадлежат к модификации 1 М.

По сравнению с исходными породами аргиллизированные породы заметно обеднены Si, Al, Na, O, Fe^{+3} . Содержание других элементов изменяется по-разному от зоны к зоне. Так, устанавливается привнос калия в монтмориллонитовую (со смешанно-слоистым минералом) и гидрослюдяную зоны; из каолинитовой зоны калий выносится. Количество калия возрастает во всех зонах по сравнению с зоной неизменных пород. Содержание закисного железа понижается в монтмориллонитовой и каолинитовой зонах и повышается в гидрослюдяной.

Расчет баланса вещества свидетельствует как о выносе из ореола аргиллизации, так и о перераспределении элементов между зонами. Например, количество привнесенного в гидрослюдяную зону K и Fe^{+2} не превышает выноса тех же элементов из монтмориллонитовой и каолинитовой зон.

В процессе аргиллизации происходит направленное изменение физических свойств вулканитов, которое можно использовать для количественной оценки интенсивности процесса преобразования пород и диагностики гидротермальных образований. Изучение плотности и магнитной восприимчивости аргиллизированных фельзитов показало постепенное уменьшение величин этих параметров от неизменных через монтмориллонитизированные к каолинизированным разновидностям вулканитов. В гидрослюдизированных фельзитах величины этих параметров несколько возрастают. Характер изменения названных выше величин различен. Градиент уменьшения магнитной восприимчивости особенно крут при переходе от неизменных пород к аргиллизитам внешней зоны, в то время как градиент уменьшения плотности максимален при переходе от монтмориллонитовой к каолинитовой

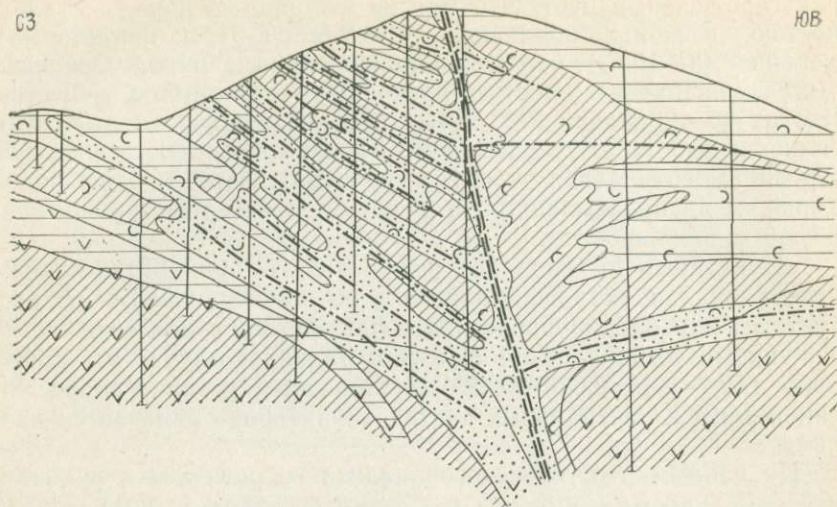


Рис. 12. Геологический разрез аргиллизированных пород северо-западной части Каменушинского вулканогенного поля.

Условные обозначения см. на рис. 11

зоне. График изменения пористости является зеркальным отражением графика плотности.

Такое направленное изменение физических параметров — следствие физико-химических превращений, происходящих в кислых вулканитах в процессе аргиллизации. Известно, что аргиллизация вызывает окисление сильномагнитных минералов типа магнетита, титаномагнетита и переход их в слабомагнитные и немагнитные минералы (гематит, гётит, гидрогётит и др.). Это в данном случае подтверждается изменением соотношения двух- и трехвалентного железа в исходных и аргиллизированных породах. Уменьшение плотности (соответственно увеличение пористости) связано с образованием рыхлых агрегатов минералов (каолининовых, монтмориллонитовых) на месте более плотных кристаллических и стекловатых масс, а также с выносом части вещества из ореола. Повышение плотности гидрослюдизированных пород связано, по-видимому, с образованием в заметных количествах более плотных слюдястых минералов.

В результате проведенного картирования аргиллизитов выявилось симметрично-зональное строение ореола аргиллизации как в горизонтальном, так и вертикальном (на глубину более 1000 м) сечении (рис. 12). Осевой плоскостью ореола в вертикальном сечении является главный крутопадающий разлом Мало-Яуринской системы. Было установлено, что ореол состоит из серии ореолов низшего порядка также с симметрично-зональным строением в горизонтальном и вертикальном сечениях. Осевыми плоскостями таких частных ореолов являются оперяю-

щие меридиональные и субмеридиональные разломы, проявленные на поверхности в виде зон трещиноватости и брекчирования пород. Частные ореолы западной и восточной части закартированной площади имеют некоторые различия в строении (см. рис. 12).

В западной части, где интенсивно проявлены разрывные нарушения, поперечные по отношению к системе Мало-Яуринского разлома, наблюдается единое поле гидрослюдизированных пород размером $50-100 \times 1250-1500$ м, среди которых как отдельные реликты неправильной формы отмечаются блоки каолинизированных и реже монтмориллонитизированных вулканитов площадью 50×200 , 100×300 м. Гидрослюдяная зона в этой части площади прослеживается на глубину более 1000 м. Гидрослюда развивается по основной массе пород, замещает вкрапленники, выполняет миароловые пустотки и образует «пунктиры».

В восточной части закартированной площади гидрослюдизация проявляется слабее и тяготеет к узлам пересечения разрывных нарушений различной ориентировки, вследствие чего образуются тела метасоматитов крестообразной в плане формы. Локальные ореолы в этой части площади разделяются блоками неизмененных пород или соприкасаются внешними зонами, образуя ореолы овальной формы.

Каолинитовая зона, значительно меньшая по площади (50×150 м), в этой части сменяется гидрослюдяной через промежуточную каолинит-гидрослюдистую зону. Макроскопически это проявляется в появлении зеленых чешуек гидрослюды в белых пористых каолинизированных породах в начале по трещинам в виде примазок, в пустотках и «пунктирах», а затем по всей основной массе пород.

Внешняя, монтмориллонитовая зона ореола в восточной части площади особенно проявлена широко (мощность более 2,5 км). Макроскопически она фиксируется по слабому осветлению вдоль трещинок контракции, исчезновению биотита, появлению серых рыхлых агрегатов на месте плагиоклаза.

Таким образом, геологическое картирование аргиллизированных пород в полевых условиях открывает дополнительные возможности оперативного прогнозирования при металлогенических исследованиях и позволяет существенно уточнить структуру рудного поля и оперативно скорректировать поисковые работы, что и было с успехом осуществлено авторами на одном из редкометельных месторождений.

Раздел II

МЕТОДЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Глава 4

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА ВАРИАЦИЙ СОСТАВА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Задачей геохимических исследований является изучение химического состава природных объектов и законов совместной миграции в них химических элементов. Последняя проблема является наиболее сложной и в то же время важной, поскольку без ее решения невозможно объяснить механизм локализации рудных элементов, а следовательно, и обоснованно прогнозировать участки с их промышленными концентрациями.

Специфичность поведения каждого элемента, связанная с особенностями строения его атома, и в то же время наличие согласованности изменений концентраций элементов в ходе любого эндогенного процесса в настоящее время не вызывают сомнений. С момента зарождения геохимии и до настоящего времени предпринимаются попытки объяснить поведение элементов их положением в периодической таблице. В результате этих исследований удалось разработать целый ряд важных для геохимии классификаций элементов, однако для понимания многих особенностей миграции элементов в различных природных системах их оказывается явно недостаточно. Причиной этого является тот известный факт, что поведение каждого химического элемента в многокомпонентной системе определяется не только, а может быть, и не столько его собственными свойствами, сколько свойствами взаимодействующих с ними элементов [118], т. е. общим составом системы. Поэтому закономерности поведения элементов в системах разного состава и механизма образования требуют отдельного изучения. Однако такое изучение сопряжено со значительными сложностями, обусловленными многокомпонентностью систем. Пути преодоления этих сложностей в петрологии и геохимии исторически связаны с поисками минимального числа геохимических параметров, необходимых для характеристики вариаций состава изучаемой системы, и с разработкой методов оптимального графического изображения составов на одной или нескольких плоскостях (или треугольниках составов), в которых за оси (вершины) приняты выбранные параметры. Исследование образований на таких диаграммах позволяет в принципе классифицировать эти образования по составу и закономерностям его изменчивости. Однако все существующие

щие в настоящее время методы петрохимических пересчетов и графического изображения составов имеют следующий недостаток. Выбор наилучших параметров или отбрасывание компонентов, несущественных при анализе изменчивости, осуществляются интуитивно, на основе обобщения опыта исследователя, предлагающего конкретный метод. Поэтому в общем случае оказывается невозможным доказать оптимальность выбранных параметров и координат для построения диаграмм составов, а также количественно оценить возможные погрешности, связанные с потерей информации при использовании этих параметров.

Строгое решение указанной проблемы требует применения математических методов. Для обоснования математического аппарата, адекватного задаче изучения геохимической изменчивости природных образований, необходимо прежде всего уточнить формулировку этой задачи.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Будем считать, что природный вещественный объект, в состав которого входят химические элементы a_1, a_2, \dots, a_n (компоненты системы), представляет собой геохимическую систему, если для него определены понятия природной области V , занимаемой объектом, элементарной области $v \in V$ и концентраций химических элементов c_1, c_2, \dots, c_n как функций от элементарных областей.

Заметим, что понятие природной области V не вполне соответствует области физического пространства, так как элементами V являются не физические точки, а некоторые множества этих точек v , имеющие фиксированный объем. Заключенные в элементарных областях вещественные тела могут в свою очередь рассматриваться как геохимические системы. Фиксация размеров элементарной области имеет принципиальное значение при определении и анализе геохимических систем. Например, если этот размер соизмерим с параметрами кристаллической решетки минералов, на поведение элементов будет оказывать существенное влияние распределение их по позициям и минерал будет представлять собой многофазную систему. При объеме элементарной области, значительно превышающем размеры решетки, минерал — это однофазная система, а минеральный парагенезис (порода), в состав которого входит данный минерал, является многофазной системой. Если объем элементарной области значительно больше максимальных размеров минерала в парагенезисе, то этот парагенезис является уже однофазной системой, а многофазными системами являются ассоциации пород и т. д. Такие понятия, как химическая однородность и сложность геохимической системы, нельзя корректно определить, не зафиксировав размер элементарной области, в которой определено понятие функции

концентрации химического элемента. Объем элементарной области определяет также размер проб для измерения концентраций элементов в конкретных системах. В дальнейшем мы ограничимся рассмотрением систем, элементарные области которых соответствуют либо уровню минералов, либо уровню пород. После фиксации размера элементарной области ее можно отождествить с точкой физического пространства, а природную область — с физической, т. е. считать, что концентрации c_i ($i=1, 2, \dots, n$) — это функции точек $v=(x, y, z) \in V$, где V — некоторая область физического пространства.

Поскольку каждая геохимическая система является в то же время термодинамической системой, концентрации химических элементов зависят также от термодинамических параметров (P, T, μ_i). Однако поскольку задачей геохимии в первую очередь является исследование соотношений между вариациями концентраций элементов, отражающих закономерности совместной миграции этих элементов, зависимость концентраций от термодинамических параметров не является непосредственным объектом геохимического исследования в отличие от физико-химического. Воспользовавшись тем, что термодинамические параметры также зависят от координаты v , будем далее считать, что концентрации — это функции только от v , $c_i = f_i(v)$.

Вектор $c(v) = (c_1(v), c_2(v), \dots, c_n(v))$ концентраций всех компонентов системы в данной точке v назовем состоянием системы в этой точке, а множество таких векторов для всех точек $v \in V$ конкретной системы — пространством состояний S . Очевидно, что пространство состояний — это ограниченная и замкнутая область в n -мерном евклидовом пространстве. В частности, для оливинов, которые из-за постоянства содержания SiO_2 можно считать двухкомпонентной системой ($n=2$), теоретически возможное пространство состояний — это некоторая замкнутая область на плоскости, определяемой осями c_{Mg} и $c_{\text{Fe}^{2+}}$.

Зафиксируем некоторое начальное состояние c^0 в пространстве состояний (обычно в качестве этого состояния удобнее всего рассматривать вектор \bar{c} средних концентраций элементов в системе) и рассмотрим для каждого i -го элемента разность между концентрацией $c_i(v)$ в произвольной точке v и c_i^0 , которую обозначим Δc_i :

$$\Delta c_i(v) = c_i(v) - c_i^0. \quad (1)$$

Назовем эту разность вариацией концентрации i -го элемента. Множество векторов вариаций $\Delta c(v) = (\Delta c_1(v), \Delta c_2(v), \dots, \Delta c_n(v))$ для всех точек $v \in V$ образует пространство вариаций ΔS . Это ограниченная замкнутая область в n -мерном евклидовом пространстве, в котором за начало координат взята точка c^0 пространства S .

При изучении закономерностей пространственной изменчивости концентраций именно исследование структуры пространства вариаций составляет главную задачу.

Наличие определенных законов изменчивости концентраций означает существование некоторых соотношений между функциями вариаций Δc_i , которые можно представить в виде системы уравнений:

$$\sum a_{ij} \Delta c_i(v) = 0, \quad j = 1, 2, \dots, k. \quad (2)$$

Здесь $\{a_{ij}\}$ — набор чисел, характеризующих данную систему и зависящих только от единицы измерения концентраций.

Число k уравнений определяет число ограничений, наложенных на вариации концентраций в системе, или количество взаимосвязанных вариаций. Параметр $v = n - k$ означает число независимо меняющихся вариаций, или число геохимических степеней свободы. Известно, что v определяет действительную размерность пространства вариаций, т. е. число координат, необходимых для описания всей изменчивости. В приведенном выше примере для оливинов, если концентрации элементов выражены в атомных количествах, пригодно следующее уравнение, обусловленное кристаллохимическими особенностями этих минералов:

$$\Delta c_{Mg} + \Delta c_{Fe^2} = 0. \quad (3)$$

Поэтому действительное число степеней свободы для оливинов $v = n - k = 2 - 1 = 1$, т. е. размерность пространства состояний (и пространства вариаций) равна единице, и все множество составов (состояний) представляет собой отрезок прямой.

Таким образом, в задачу геохимического исследования конкретной системы входит: а) определение действительного числа k соотношений, связывающих вариации концентраций в системе, или, что то же самое, — определение числа v ее степеней свободы; б) нахождение оптимальных координатных осей в пространстве вариаций, число которых равно v ; в) исследование связей между вариациями в выбранном координатном пространстве и установление соотношений типа (2); г) определение пределов вариаций всех компонентов системы.

Оптимальные координатные оси и соотношения типа (2) вместе с параметром v будем называть структурой пространства вариаций, или структурой системы. Знание структуры системы и пределов вариаций ее компонентов исчерпывает задачу исследования геохимической изменчивости.

ТИПЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Прежде чем излагать метод решения поставленной задачи, рассмотрим возможные типы геохимических систем. По аналогии с делением систем на однофазные и многофазные

в термодинамике будем различать простые и сложные геохимические системы. Простой будем называть такую геохимическую систему, пространство состояний которой нельзя разбить на области, отличающиеся структурой или имеющие непересекающиеся пределы вариаций какого-либо компонента. В противном случае система является сложной. Простые системы имеют следующие свойства: 1) набор компонентов один и тот же во всех частях системы, 2) концентрации компонентов являются непрерывными функциями от $v = (x, y, z)$, 3) множество состояний простой системы является выпуклым, компактным и односвязным.

Из приведенных определений следует, что понятия простоты и сложности системы, так же как однофазности и многофазности, зависят от объема элементарной области, на которой определены концентрации. Из перечисленных свойств простых систем следует в первую очередь, что при соответствующем выборе этого объема минерал из одного парагенезиса, а также минеральный парагенезис представляют собой простые геохимические системы. Исследуемый на уровне минералов парагенезис является сложной системой, так же как и дифференцированный интрузивный или зональный метаморфический комплекс при изучении их на уровне пород.

Очевидно, что сложную систему всегда можно разделить на простые, поэтому если имеется объективный метод такого разделения, то исследование любой сложной системы сводится к изучению ее простых подсистем. Метод разделения сложных систем на простые мы изложим ниже, а теперь остановимся на возможных типах простых систем и методах их исследования.

С точки зрения поставленной задачи наиболее важным является деление простых систем на химически однородные, одноосные и многоосные.

При заданном объеме элементарной области простая система называется химически однородной, если во всех ее точках вектор вариаций тождественно равен нулю $\Delta c = 0$. В противном случае будем называть систему химически неоднородной. Таким образом, пространство состояний однородной системы вырождается в точку, которая в пространстве вариаций совпадает с началом координат. Число степеней свободы в такой системе равно нулю. Она полностью характеризуется заданием состава c^0 . Это тривиальная система с позиций анализа вариаций концентраций. Возникновение ее возможно либо вследствие кристаллохимических особенностей системы (все минералы постоянного состава и сложенные ими породы — это однородные системы, если в качестве компонентов рассматривать только петрогенные элементы), либо вследствие специфики условий ее образования (любая простая геохимическая система, образовавшаяся в условиях термодинамического равновесия, является химически однородной).

Наибольший интерес с позиций анализа вариаций представляют одноосные системы, т. е. системы, в которых отличные от нуля вариации концентраций компонентов пропорциональны между собой. Для одноосных систем по определению имеется следующая система уравнений:

$$\frac{\Delta c_i(v)}{\Delta c_l(v)} = \frac{b_i}{b_l} \quad (4)$$

для всех компонентов с ненулевыми вариациями концентраций и

$$\Delta c_k(v) = 0 \quad (5)$$

для компонентов с нулевыми вариациями.

Системы уравнений (4) и (5) можно объединить в виде следующего соотношения:

$$\Delta c_i(v) = b_i \psi(v) \text{ для всех } i = 1, 2, \dots, n, \quad (6)$$

где для компонентов с нулевыми вариациями коэффициенты b_i равны нулю.

Из системы уравнений (6) следует, что в одноосной системе задание в любой точке v значения функции $\psi(v)$, отражающей некоторое усредненное изменение состояния системы, достаточно для определения вариаций всех компонентов. Таким образом, ψ — это единственный независимый параметр в таких системах, т. е. их число степеней свободы равно единице, чем и определяется введение термина «одноосные» системы.

Одноосными системами прежде всего являются все минералы, имеющие единственное изоморфное замещение, и соответствующие мономинеральные породы. Кроме того, как следует из общих принципов термодинамики, при определенном сочетании внешних условий любая многокомпонентная система может быть одноосной. Можно, например, показать, что одноосность всегда наблюдается для стационарных систем, находящихся в достаточно близком к равновесному состоянию. Таким образом, установление одноосности системы, если она не следует из кристаллохимических ограничений, имеет большое значение для восстановления термодинамических условий формирования этой системы. Накопленный нами опыт расчета числа степеней свободы простых петрохимических систем показывает, что, за исключением нескольких сомнительных случаев, все природные простые химически неоднородные системы, сформировавшиеся в определенных внешних условиях, одноосны или приближенно одноосны. Следовательно, изучение одноосных систем важно не только потому, что в этом случае можно получить полное решение поставленных выше задач, но и в результате широкой распространенности таких систем.

Исследование одноосной системы сводится к нахождению набора коэффициентов b_i из уравнения (6), определяющих ее

структуру и пределов вариаций функции ψ . Коэффициенты b_i выражают взаимосвязи между вариациями концентраций элементов в процессе образования системы (их отношение согласно уравнению (4) равно отношению вариаций), поэтому мы будем называть эти коэффициенты вариационными коэффициентами, или коэффициентами пропорциональности вариаций. Для любой простой одноосной системы набор вариационных коэффициентов отражает вполне определенный закон ее изменения, поэтому является наиболее важной характеристикой такой системы. Например, для оливина, состоящего из трех компонентов (Mg, Fe^2, Si) и являющегося простой одноосной системой, если концентрации выражены в атомных количествах, набор вариационных коэффициентов (b_1, b_2, b_3) равен (1—1,0), так как вариации Mg и Fe^2 связаны уравнением (3), а вариация Si равна нулю. Для плагиоклазов, которые также представляют собой простую четырехкомпонентную одноосную систему (Na, Ca, Al, Si), вследствие наличия кристаллохимических ограничений для концентраций в атомных количествах набор вариационных коэффициентов равен (1, —1, —1, 1) с точностью до замены всех знаков на противоположные. Такой набор вариационных коэффициентов для плагиоклаза эквивалентен наличию трех независимых уравнений:

$$\frac{\Delta c_{Na}}{\Delta c_{Ca}} = -1, \quad \frac{\Delta c_{Na}}{\Delta c_{Al}} = -1, \quad \frac{\Delta c_{Na}}{\Delta c_{Si}} = 1,$$

справедливых для вариаций концентраций в любой паре анализов плагиоклазов.

Из приведенных примеров очевидно, что набор вариационных коэффициентов определяет закон изменения состава одноосной системы. Это изменение в минералах с одной степенью свободы соответствует единственному возможному изоморфному замещению.

Вариационные коэффициенты определяются с точностью до произвольного постоянного множителя. Обычно оперируют с целочисленными их значениями, как, например, при описании изоморфизма, но с точки зрения алгебры удобнее принять следующее условие, задающее эти коэффициенты единственным образом:

$$\sum b_i^2 = 1. \quad (7)$$

При этом условии уравнение (6) можно переписать следующим образом:

$$\psi(v) = \sum b_i \Delta c_i(v). \quad (8)$$

Последнее уравнение позволяет понять геометрический смысл функции ψ и вариационных коэффициентов. Вектор \mathbf{b} задает некоторую ось, на которой расположены точки, представляющие собой векторы вариаций в случае одноосной системы.

Компоненты этого вектора, с учетом уравнения (7), являются направляющими косинусами указанной оси. $\psi(v)$ — это длина отрезка, соединяющего точку $\Delta c(v)$ с началом координат. Таким образом, ψ_{\max} — это максимально возможная длина такого отрезка для всех вариаций Δc . С учетом разных знаков вариаций, ψ_{\max} соответствует полудлине отрезка возможных вариаций.

Следовательно, если установлено, что система имеет одну степень свободы, то ее достаточными характеристиками являются вектор $\mathbf{b} = (b_1, b_2, \dots, b_n)$, задающий единственное направление изменчивости составов в пространстве вариаций, а также ψ_{\max} , определяющие длину отрезка, на котором сосредоточены вариации. Любая точка $\Delta c(v)$ выражается через $\psi(v)$ единственным образом.

Для многоосных систем, имеющих $v > 1$ степеней свободы, единственного вектора \mathbf{b} не существует и вариации $\Delta c_i(v)$ нельзя выразить через одну функцию. В этом случае для определения структуры пространства вариаций необходимо знать v функций $\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_v$, которые можно было бы принять за координаты и выразить через них вариации концентраций n компонентов, причем это множество v функций определяется неоднозначно. Каждой функции ψ_j , являющейся некоторой осью в пространстве вариаций, соответствует набор $\mathbf{b}^{(j)}$ направляющих косинусов. Этот набор уже не имеет смысла вариационных коэффициентов, так как поведение системы не однонаправленно, и система уравнений (4) не имеет места; векторы $\mathbf{b}^{(j)}$ задают оси, достаточные для описания особенностей вариаций системы.

Из приведенного описания следует, что во всех случаях для исследования простых систем надо уметь определять их осьность v (число степеней свободы), наборы $\mathbf{b}^{(j)}$ направляющих косинусов v координатных векторов и пределы колебаний составов вдоль этих векторов. Теоретическое исследование данных вопросов является задачей неравновесной термодинамики и физико-химии. Ниже мы рассмотрим метод эмпирического определения указанных параметров.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ПРОСТЫХ СИСТЕМ

При эмпирическом исследовании мы имеем дело с выборками химических или спектральных анализов, т. е. с конечным набором состояний $\mathbf{c}^k = (c_1^k, c_2^k, \dots, c_n^k)$, $k = 1, 2, \dots, N$, где N — объем выборки. Допустим, что мы опробовали некоторую геохимическую систему. Выборочное пространство состояний представляет собой матрицу \mathbf{C} порядка N на n , в столбцах которой содержатся измерения концентраций всех химических элементов, являющихся компонентами системы, во всех точках опробования, а в строках — состояния системы, т. е. отдельные

анализы. Нетрудно вычислить средние содержания элементов по всем пробам и вычесть их из каждого измерения. Полученная матрица ΔC имеет ту же размерность что и C , и представляет собой выборочное пространство вариаций состояний.

Предположим, что выборка достаточно представительна и отражает все существенные особенности опробованной геохимической системы. Допустим также вначале, что измерения концентраций производятся точно, без аналитических погрешностей. Требуется исследовать структуру матрицы ΔC , т. е. определить минимальную размерность выборочного пространства вариаций, выбрать в этом пространстве оптимальные координатные векторы и выразить через них все возможные вариации состояний. Заметим, что искомые координатные векторы связаны с вариациями концентраций соотношениями типа (8), т. е. являются линейными комбинациями этих вариаций. Следовательно, эти векторы представляют не что иное, как оптимальные петрохимические или геохимические параметры. Таким образом, рассматриваемая задача нахождения оптимальных координатных векторов является более строго математически поставленным аналогом классической для петрохимии проблемы поиска оптимальных петрохимических параметров. Получение соотношений между вариациями и новыми координатными векторами позволяет проектировать составы на соответствующие этим векторам оси, что эквивалентно решению проблемы наилучшего графического изображения химических составов.

Решение поставленной задачи следует из известных положений матричной алгебры и многомерной геометрии [57, 228]. Назовем главным направлением вариаций, или ведущим трендом, такое направление в пространстве вариаций, среднее квадратическое отклонение точек от которого минимально. С пространством вариаций любой простой ν -осной системы можно всегда сопоставить заключенный в этом пространстве ν -мерный эллипсоид (эллипсоид вариаций), центр которого находится в начале координат, а главная ось совпадает с ведущим трендом. Вследствие выпуклости и односвязности пространства вариаций состояния распределены по всему объему эллипсоида. В результате сделанного выше предположения о представительности выборки аналогично должны вести себя и выборочные точки. Размерность выборочного пространства ν равна рангу матрицы $W = \Delta C^T \Delta C$, т. е. выборочной ковариационной матрицы (по аналогии с традиционным статистическим подходом к анализу вариаций мы оставляем это название за матрицей W , не вкладывая в него статистического содержания; в многомерном анализе матрица W называется также скалярным произведением матриц вариаций, или малым матричным моментом вариаций). Ранг W в свою очередь равен количеству отличных от нуля собственных чисел этой матрицы. Главное направле-

ние вариаций составов — это, по определению, направление, соединяющее две наиболее удаленные точки эллипсоида вариаций. Задача нахождения этого направления по заданной выборке данных решена еще Пирсоном в начале столетия. Хоттеллинг в 30-х годах развил этот метод и назвал его методом главных осей [237]. Эти авторы показали, что направляющие косинусы главной оси эллипсоида вариаций равны компонентам первого собственного вектора ковариационной матрицы \mathbf{W} , а полу-длина этой оси — корню квадратному из первого собственного числа этой матрицы. Указанный метод решения задачи широко известен под названием метода главных компонент [57, 237]. Предлагаемая модификация этого метода включает следующие операции.

Пусть в распоряжении исследователя находится выборочная матрица состояний \mathbf{C} . По ней легко вычисляются матрица вариаций $\Delta\mathbf{C}$ и ковариационная матрица \mathbf{W} . Далее находятся собственные числа и собственные векторы матрицы \mathbf{W} (это стандартная задача линейной алгебры, соответствующие программы есть во всех вычислительных центрах). Если же собственные числа матрицы \mathbf{W} равны нулю, то система химически однородна ($\nu=0$). Если отлично от нуля только максимальное собственное число λ_1 , то система одноосная ($\nu=1$). В этом случае эллипсоид вариаций вырождается в отрезок, ориентировка которого в пространстве вариаций определяется компонентами соответствующего первому собственному числу собственного вектора матрицы \mathbf{W} . Эти компоненты и представляют собой единственный вектор \mathbf{b} вариационных коэффициентов. Полу-длина $A=\sqrt{\lambda_1}$. Проекции вариаций, измеренных в конкретных пробах, на Ψ определяются по формуле (8).

Если количество отличных от нуля собственных чисел λ_i равно $\nu>1$, то система ν -осная. В этом случае главная ось эллипсоида вариаций по-прежнему определяется компонентами первого собственного вектора матрицы \mathbf{W} . Она является первым координатным вектором пространства вариаций. Остальные $\nu-1$ координатных осей в принципе можно выбрать произвольным образом, но удобнее всего использовать остальные $\nu-1$ собственных векторов ковариационной матрицы \mathbf{W} , являющихся главными осями эллипсоида вариаций. Общее число координатных векторов при этом минимально необходимое для данной системы, векторы ортогональны друг другу, набор компонентов j -го вектора $\mathbf{b}^{(j)}$ состоит из направляющих косинусов соответствующей оси эллипсоида в исходном пространстве вариаций, полудлины осей $A_j=\sqrt{\lambda_j}$. Через новые оси можно выразить все вариации системы. Проекции вариаций на новые оси

$$\psi_{jk} = \sum_{i=1}^{\nu} b_i^{(j)} \Delta c_{ik}, \quad j = 1, 2, \dots, \nu; \quad k = 1, 2, \dots, N. \quad (9)$$

Таким образом, каждый n -мерный химический анализ можно охарактеризовать теперь ν параметрами, причем ν обычно значительно меньше n . Как правило, в простых системах $\nu=1$, редко может быть $\nu=2$, что позволяет всегда изобразить вариации простой системы на плоскости двух главных осей эллипсоида вариаций (главная плоскость).

Мы рассмотрели теоретический способ решения задачи. Практически проблема усложняется тем, что измерения содержащий химических элементов всегда сопровождаются аналитическими погрешностями. Эти погрешности в большинстве случаев можно оценить. Например, для петрогенных элементов такие оценки получены при исследовании диабазы $W-1$ и гранита $G-1$ [53]. Очевидно, что аналитические погрешности будут влиять на все используемые выше параметры. В частности, число степеней свободы без учета погрешностей будет обычно $\nu=n$ даже для химически однородных систем, поскольку эллипсоид вариаций не будет вырождаться полностью. Соответственно, ни одно из собственных чисел λ_j ковариационной матрицы W не будет в точности равно нулю. Определенные погрешности будут возникать и при вычислении векторов $b^{(j)}$, координатных осей, что особенно нежелательно в одноосных системах, ибо повлечет за собой ошибки в определении набора вариационных коэффициентов.

Таким образом, для обеспечения возможности практической реализации предлагаемого решения задачи необходимы формулы оценки погрешностей параметров A_j и $b_i^{(j)}$ в зависимости от аналитических погрешностей. Эти формулы выделены И. Д. Македоном [63] для одноосных систем. Погрешность в определении полудлины первой (и единственной в этом случае) оси изменчивости

$$\delta A_1 = \sum_i |b_i^{(1)}| \delta c_i, \quad (10)$$

где δc_i — погрешность в определении концентрации i -го элемента. Погрешность вариационного коэффициента

$$\delta b_i = \frac{\delta A_1}{A_1} |b_i^{(1)}|. \quad (11)$$

Практически систему следует считать химически однородной, если полудлина главного направления изменчивости A_1 не превосходит δA_1 . Очевидно, что погрешность в определении направляющего косинуса не должна превышать некоторую разумную величину. Если считать допустимым пределом погрешности $\delta b_i^{(1)} = 0,1$ (что соответствует вычислениям с точностью до первой значащей цифры), то из уравнения (11) следует, что $\delta b_i^{(1)}$ выходит за этот предел при

$$A_1 / \delta A_1 \leq 10_{\max} |b_i^{(1)}|. \quad (12)$$

В условиях неравенства (12) система в принципе неоднородна, но вариации ее состава настолько малы, что невозможна точная количественная оценка даже главного направления изменчивости. Можно делать лишь качественные суждения об определяющих изменчивость элементах и соотношениях их концентраций. Такие системы будем называть квазиоднородными. Если $A_1 > 10_{\max} |b_i^{(1)}| \delta A_1$, а $A_2 < \delta A_1$, то система является одноосной. В случае, если

$$A_2 \leq 10_{\max} |b_i^{(2)}| \delta A_2, \quad (13)$$

будем считать систему квазиодноосной и только при невыполнении условия (13) — многоосной. Из полученных формул и данных по исследованию диабазов *W-1* и гранита *G-1* следует, в частности, что петрохимические системы можно считать квазиоднородными при $A_1 < 20$ (атомных количеств на 1000 атомов кислорода) и квазиодноосными при $A_1 > 20$, а $A_2 < 20$.

Выше везде предполагалось, что концентрации всех элементов, составляющие матрицу состояний *C*, выражены в одних и тех же единицах измерения. Это можно осуществить при исследовании поведения либо только петрогенных элементов, либо только малых элементов, концентрации которых приведены к одной единице измерения и дисперсии которых соизмеримы. Выбор единицы измерения имеет в указанных случаях большое значение. Если, например, пытаться установить точные пропорции между вариациями концентраций элементов в процессе их миграции, то наиболее удобной единицей измерения являются атомные количества, ибо основным механизмом перераспределения вещества является катионный обмен. В частности, тип изоморфного замещения в минерале нельзя рассчитывать, оперируя с весовыми процентами окислов. Это следует из того, что дисперсии *i*-го и *l*-го элементов, которые при переходе к другим единицам измерения концентраций, естественно, меняются, связаны с вариационными коэффициентами b_i и b_l . Например, для одноосных систем существует соотношение

$$\sigma_i^2 / \sigma_l^2 = b_i^2 / b_l^2.$$

Если стоит задача одновременно исследовать и петрогенные, и малые элементы, или малые элементы, имеющие резко различные концентрации, или, наконец, оценить связи концентраций химических элементов с другими параметрами, то из-за несоизмеримости дисперсий разных переменных и различий в масштабе измерений указанный выше метод расчета структуры системы оказывается неприменим. В этом случае необходима предварительная стандартизация переменных, т. е. приведение их к одному масштабу. Наиболее удобным способом стандартизации является деление вариаций каждого компонента на его стандартное отклонение, т. е. приведение компо-

нентов к единичной дисперсии. Далее к новым переменным применяются все изложенные выше методы вычислений. Предварительная стандартизация эквивалентна тому, что в качестве исходной при расчетах рассматривается не ковариационная, а корреляционная матрица. Несмотря на то, что формальные процедуры при работе с ковариационной и корреляционной матрицами одни и те же, эти ситуации существенно различаются по смыслу и результатам. Отказ от учета различий в дисперсиях, являющийся следствием стандартизации вариаций, приводит к невозможности выяснить точный геохимический смысл абсолютной величины направляющих косинусов главных осей. Имеют значение лишь их знаки, которые с точностью до погрешностей не меняются относительно анализа ковариационной матрицы, и порядок величин, указывающие набор элементов, которые играют главную роль в вариациях и разную направленность этих вариаций для элементов, имеющих противоположные знаки направляющих косинусов. Теряет объективный смысл также осьность системы как число ее внутренних степеней свободы. Поэтому в точной оценке погрешностей коэффициентов $b_i^{(j)}$ и параметров A_j нет необходимости. Следовательно, анализ корреляционных матриц в отличие от ковариационных — это метод качественной, а не количественной оценки структуры пространства вариаций. Для более объективной оценки результатов исследования структуры корреляционной матрицы, если есть возможность, желательно предварительно проанализировать поведение только петрогенных элементов по ковариационной матрице, выяснить осьность системы v и главные оси ее изменчивости и использовать эту информацию при изучении поведения всех элементов.

ИССЛЕДОВАНИЕ СЛОЖНЫХ СИСТЕМ

В отличие от простых систем, пространство состояний сложной системы представляет собой не компактный эллипсоид, а замкнутую область в общем случае весьма сложной конфигурации, состоящую из эллипсоидов с разной ориентировкой главных осей, которые соответствуют составляющим данную систему простым подсистемам. Если в простых системах главные оси изменчивости всегда соответствуют действительно непрерывным вариациям концентраций (функции $\Delta c_i(v)$ непрерывны), следствием чего является односвязность пространства вариаций, то в сложных системах наряду с такими направлениями появляются оси другого типа, которые соединяют центры эллипсоидов вариаций подсистем и часто имеют скачкообразный характер. Будем называть направления вариаций этих двух типов соответственно внутригрупповыми и межгрупповыми трендами.

Сложные системы, за исключением редкого случая, когда они состоят только из химически однородных подсистем, всегда многоосны. Наличие различных внутригрупповых и межгрупповых трендов определяет невозможность приписать какой-либо общий содержательный смысл главным направлениям вариаций системы в целом. Поэтому рассмотренный выше метод главных компонент в его прямом применении т. е. вычисление общей ковариационной матрицы сложной системы, определение ее собственных чисел и собственных векторов и интерпретация последних как главных направлений вариаций, оказывается слишком грубым приближением к реальной ситуации и не является решением задачи исследования сложной системы. Более того, поскольку эти главные направления определяются множеством различных причин, они, в частности, в отличие от главных трендов в простых системах, очень неустойчивы при изменении выборки или ее объема. Поэтому точное количественное сравнение результатов исследования вариаций сложных систем одного и того же типа, полученных на разных выборках, оказывается затруднительным, а следовательно, результаты не являются воспроизводимыми.

Наиболее объективным способом исследования вариаций в сложных системах представляется разделение их на простые подсистемы и изучение каждой из этих подсистем по указанной выше методике. Только после того, как такое изучение проведено, можно обобщить его результаты, выявить общие особенности вариаций в разных подсистемах и их взаимосвязи, а затем использовать эти сведения для характеристики сложной системы. Множество центров эллипсоидов вариаций подсистем можно далее рассматривать как особого рода простую систему, рассчитать ее главные оси, которые являются в то же время межгрупповыми трендами исходной сложной системы. Таким образом, исследование структуры сложной системы сводится к определению числа входящих в нее простых подсистем, их осности, а также всех внутригрупповых и межгрупповых трендов.

Задача разделения сложной системы на простые с целью их дальнейшего отдельного изучения также решается методом главных компонент, но сама процедура и ее содержательный смысл существенно отличаются от случая простой системы. Основная задача теперь состоит не в нахождении главных направлений вариаций, а в получении наиболее удобных координатных осей с точки зрения выявления различий между подсистемами, проектировании химических анализов на эти оси и исследовании структуры полученных фигуративных полей. Содержательного смысла координатным осям придавать не следует. Большую роль при таком анализе играет наглядность изображения фигуративных полей, которую можно осуществить в случае v -осной системы ($v > 2$) только последовательным

изучением этой системы в различных плоскостях, минимальное число которых есть $v-1$. Плоскость первых двух главных осей общего эллипсоида вариаций сложной системы (главная плоскость) является оптимальной на первом шаге указанного исследования по следующим обстоятельствам. Как бы ни было велико число координатных осей пространства вариаций сложной системы, главная плоскость по определению характеризуется максимальными вариациями содержаний по сравнению с любой другой. Доля вариаций, отражаемых в этой плоскости, по отношению к суммарной вариации системы (сумма дисперсий компонентов) известна, она равна сумме двух максимальных собственных чисел ковариационной матрицы $\lambda_1 + \lambda_2$. По этой величине, зная погрешность $\delta A = \delta \sqrt{\lambda_1}$, можно оценить, насколько представительна данная плоскость для анализа вариаций системы и следует ли дополнительно изучать другие плоскости.

Изучение распределения фигуративных точек на главной плоскости, полученной для данной выборки химических анализов, включает определение типа системы (простая, сложная), разделение сложной системы на подсистемы, неотличимые от простых в данной плоскости, с целью их дальнейшего отдельного исследования и исключение бракованных анализов.

Единственным критерием сложности системы в общем случае является наличие в главной плоскости нескольких четко обособленных областей сгущения фигуративных точек или явной тенденции точек концентрироваться вдоль нескольких, хотя может быть пересекающихся в одной точке лучей. Если это наблюдается при визуальном исследовании, то соответствующее разделение легко осуществляется, в противном случае следует либо использовать дополнительную геологическую информацию, либо при ее отсутствии принять, что система простая v -осная (если при этом координатных осей много, более двух, то система или резко химически неравновесна или все же неоднородна по составу, но для выявления этой неоднородности необходимо получить дополнительные геологические сведения).

Дополнительная геологическая информация, которая практически всегда имеется в распоряжении геохимика и существенно облегчает исследование, представляет собой предварительную разбивку химических анализов на группы по тем или иным геологическим параметрам (минеральный парагенезис, регион, возраст, генезис, фация метаморфизма и т. д.). Поскольку, как уже указывалось ранее, минерал из одного парагенезиса или минеральный парагенезис при соответствующем выборе объема элементарной области — это простые системы, то сведения о парагенезисе используются в первую очередь. Практически процедура заключается в том, что при построении компонентной диаграммы группы точек, различающихся хотя

бы по одному геологическому параметру, обозначаются своим условным знаком и обводятся отдельным контуром, имеющим приближенно форму эллипсоида. Это значительно облегчает задачу разделения всей совокупности точек, поскольку сводит ее к задаче выявления наличия в главной плоскости эллипсоидов с разными центрами или разной ориентировкой осей, которая почти всегда решается однозначно.

Наличие процедуры объективной отбраковки некачественных анализов важно в любом геохимическом исследовании, особенно при анализе структуры вариаций. Наличие одной-двух точек, существенно отличающихся от остальных по составу, при анализе простой системы резко меняет ориентировку главной оси эллипсоида вариаций, поскольку, как уже указывалось, эта ось соединяет наиболее удаленные точки системы. Поэтому без исключения аномальных точек мы получим ошибочное представление о закономерностях ее вариаций. Свойства компактности и односвязности эллипсоида вариаций простой системы указывают на невозможность появления изолированных точек.

Изучение компонентой диаграммы позволяет легко выявлять такие изолированные точки и исключать их. Если при этом наблюдается, что такое исключение меняет направление главной оси вариаций, что легко предсказать, мысленно соединив прямой две наиболее удаленные точки из оставшегося множества, то задачу следует пересчитать без указанных точек с последующим построением новой диаграммы.

Для объективизации процедуры исключения аномальных точек следует иметь в виду, что при обычно принимающейся гипотезе о нормальном распределении аналитических погрешностей с вероятностью 95 % фигуративные точки попадают в контур эллипса с полудлинами первой и второй осей, соответственно, $a=2\sqrt{\lambda_1}$ и $b=2\sqrt{\lambda_2}$ (т. е. два стандартных отклонения по каждой оси). На компонентной диаграмме мы имеем общий контур фигуративного поля и частные контуры групп, различающихся по геологическим параметрам. При среднем и большом объемах выборок (более 15—20 анализов) заведомо отбрасываются все изолированные точки данной группы, расстояние от которых по прямой, соединяющей их с центром эллипса, до контура эллипса, проведенного без учета этих точек, составляет не менее половины расстояния по той же прямой от центра до контура (это точки, расположенные за пределами эллипса с длинами осей в три стандартных отклонения по каждой оси). Если выборка мала, критерий следует сделать более строгим: отбрасывать лишь точки, выходящие за пределы эллипса с длинами осей в четыре стандартных отклонения. Процедура чистки анализов является очень важной неотъемлемой составляющей предлагаемой методики, недостаточное внимание к которой, особенно на этапе исследования простых систем, может привести

к ошибочным и соответственно невоспроизводимым результатам.

ОБЩАЯ ПРОЦЕДУРА АНАЛИЗА ВАРИАЦИИ

Обычной исходной информацией при геохимическом исследовании является выборка химических или количественных спектральных анализов того или иного объема, разбитая на однородные по совокупности геологических параметров группы (проблемы, связанные с анализом полуколичественных данных, мы не рассматриваем). Разделение анализов по минеральным парагенезисам (типам пород) мы считаем обязательным (например, выделение групп по фациям метаморфизма без указания парагенезисов недопустимо). Все информация о совокупности анализов должна быть представлена в виде таблицы, включающей названия всех выделяемых по геологическим параметрам групп, количество анализов в каждой группе и их порядковые номера. Поскольку рекомендуемая методика предусматривает обязательное использование ЭВМ, исходные анализы должны быть подготовлены к вводу в ЭВМ (переведены на машинные перфокарты или перфоленту) в полном соответствии с таблицей, включая разбивку на группы. При наличии большого массива информации желательно предварительно записать его на внешнем носителе ЭВМ.

Отметим, что, за исключением обоснования процедуры отбраковки одиночных анализов рекомендуемая методика основана на сугубо детерминированных моделях, не оперирующих с понятием случайной величины. Выборка также не рассматривается как случайная, поэтому в приведенные выше формулы погрешностей основных параметров число анализов не входит. Для выявления общих особенностей вариаций простой системы достаточно иметь 4—6 анализов, но отобранных целенаправленно. Отбор проб должен осуществляться по возможности в направлениях максимальных градиентов концентраций с обязательным опробованием предполагаемых наиболее контрастных по составу и промежуточных участков (что обычно и осуществляется при геохимическом опробовании). Такие требования к процедуре опробования, очевидно, более адекватны задачам и практике геохимических исследований, чем случайный пробоотбор, и позволяют значительно сократить минимально необходимое число проб по сравнению с требуемым при статистическом подходе.

Поскольку часто приходится проводить геохимическое изучение уже имеющихся анализов с неизвестной схемой опробования, элемент случайности в выборке, разумеется, содержится и не может не влиять на результаты. В первую очередь это относится к определению длин главных осей вариаций, а следовательно, и осности системы, так как сами направления осей,

если параметр A превышает некоторый минимум, устойчивы. Однако ошибки в определении величины этих параметров возможны лишь в сторону её занижения, что может привести к ошибочному понижению осности системы или отнесению в действительности неоднородной системы к типу однородных или квазиоднородных.

Первая проблема, которая возникает в начале исследования,— это выбор режима обработки данных (анализ ковариационной или корреляционной матрицы). При анализе поведения петрогенных элементов использование ковариационной матрицы по указанным выше причинам всегда более предпочтительно, однако в этом случае прежде всего желательно выразить концентрации в атомных количествах при изучении как минералов, так и пород. Количество атомов кислорода, на которые ведется пересчет, не играет роли при решении рассматриваемых задач (удобнее вести расчет на 10 атомов кислорода). Если исследуются малые элементы, то выбор режима зависит от конкретной задачи и набора этих элементов (при общем геохимическом исследовании, главной его целью является классификация анализов, достаточно анализа корреляционной матрицы и качественных выводов о закономерностях вариаций, при детальном же анализе взаимосвязей элементов в отдельных группах, если дисперсии этих элементов соизмеримы, следует использовать ковариационную матрицу, при условии выбора общей единицы измерения концентраций). Если, наконец, петрогенные и малые элементы исследуются совместно, то возможен лишь анализ корреляционной матрицы. Необходимость в пересчете анализов при этом не возникает, так как результаты не зависят от единицы измерения концентраций.

После выбора режима изучение ведется в следующей последовательности.

1. Обработка объединенной совокупности анализов по методу главных компонент. При этом вычисляются направляющие косинусы $\mathbf{V}^{(j)}$ главных осей в исходном пространстве вариаций, их длины, процентный вклад в суммарную дисперсию и проекции всех точек на эти оси.

2. Построение общей компонентной диаграммы производится нанесением проекций всех точек на плоскость первых двух осей, которые рассматриваются в качестве координатных осей x и y . На диаграмме оконтуриваются отдельно поля всех групп различными геологическими характеристиками. Положительные направляющие косинусы, для удобства умноженные на 100, проставляются вместе с обозначением соответствующего химического элемента у положительного конца данной оси, а отрицательные у отрицательного. Это позволяет по ориентировке главной оси любого эллипса на диаграмме качественно оценивать, какие элементы участвуют в вариациях в данной группе и

в каких соотношениях, а также судить о различиях в средних составах разных групп по ориентировке соединяющего центры их полей отрезка [86]. На диаграмму выносятся также значения параметров A_1 и A_2 (полудлины осей эллипса вариаций), а также B_1 и B_2 (процентные вклады осей в суммарную дисперсию). Первые два параметра отражают общую степень дифференцированности составов, а сумма $B_1 + B_2$, как уже указывалось, позволяет судить о представительности данной плоскости при анализе общей дисперсии. Кроме того, на диаграмме проставляются координаты нулевой точки \bar{x} и \bar{y} , которые находятся по формулам

$$\bar{x} = \sum b_i^{(1)} \bar{c}_i, \quad \bar{y} = \sum b_i^{(2)} \bar{c}_i,$$

где \bar{c}_i — среднее содержание i -го элемента в данной выборке. Эти координаты необходимы для нанесения впоследствии на диаграмму новых химических анализов, не подвергавшихся обработке. Способ нанесения анализов на компонентные диаграммы изложен в книге [227]. При обработке ковариационной матрицы абсцисса x фигуративной точки анализа находится по формуле

$$x = \sum b_i^{(1)} c_i - \bar{x}, \quad (14)$$

а ордината y — по формуле

$$y = \sum b_i^{(2)} c_i - \bar{y}. \quad (15)$$

В этих формулах c_i — концентрация i -го элемента в анализе, $\{b_i^{(j)}\}$, $j=1, 2$ — набор направляющих косинусов, выписанный у концов осей. Если диаграмма построена по результатам обработки корреляционной матрицы, то направляющие косинусы $b_i^{(j)}$ нельзя использовать для нанесения новых анализов. Соответствующие коэффициенты $\hat{b}_i^{(j)}$, $j=1, 2$, получают путем деления коэффициентов $b_i^{(j)}$ на стандартные отклонения переменных: $\hat{b}_i^{(j)} = b_i^{(j)} / \sigma_i$ и записывают у концов осей под знаком данного химического элемента. Именно коэффициенты $b_i^{(j)}$ проставлены на диаграммах в приводимых ниже примерах (в скобках над индексами элементов).

3. Отбрасывание изолированных точек указанным выше способом. Если это отбрасывание может привести к изменению главных осей, то этапы 1 и 2 необходимо повторить, исключив из выборки отбракованные анализы. Для экономии времени удобно в течение каждого этапа обработки выборки на ЭВМ получать на выходе вариационную диаграмму, представляющую собой графическое изображение проекций всех точек на главную плоскость без разделения анализов на группы. Визуальное изучение такой диаграммы позволяет быстро оценить

конфигурацию общего поля и выявить изолированные точки. В последнем случае рекомендуется их сразу же отбросить (это можно сделать автоматически) и повторить расчеты, еще не приступая к указанному выше второму этапу процедуры.

4. Выявление различий в расположении центров и ориентировке эллипсов вариаций отдельных групп. Если такие различия обнаруживаются, то выделяются группы полей со сходной ориентировкой главных осей эллипсов. Изометричные поля рассматриваются в составе тех анизотропных полей, к которым они расположены ближе всего по положению центра.

На втором цикле обработки выполняются этапы 1—4 по отношению к каждой выявленной на первом цикле группе полей отдельно и т. д. пока не окажется, что на каждой диаграмме последнего цикла изображена простая система, поскольку или эллипсы всех исходных групп перекрываются, или на диаграмме изображено поле одной исходной группы, причем явной неоднородности поля не наблюдается. Это означает, что задача разделения сложной системы на простые решена и можно перейти к исследованию этих простых подсистем.

5. Исследование всех выделенных простых подсистем. Определяется осноть каждой подсистемы. Если подсистема однородна или квазиоднородна, то указывается только ее состав. Для одноосной подсистемы указывается средний состав, набор вариационных коэффициентов, крайние точки отрезка вариаций и параметр A . Многоосные системы требуют указания всех главных осей и их длин, но в ряде случаев достаточно ограничиться указанием ведущего направления изменчивости. Таким образом, достигается полное описание простых подсистем и тем самым выясняется характеристика внутригрупповых трендов всей сложной системы.

6. Отдельная обработка средних составов всех подсистем по аналогичной методике. Результатом такой обработки является характеристика межгрупповых трендов сложной системы. Наилучшими параметрами, характеризующими различия между подсистемами, являются отношения суммы концентраций элементов, которым соответствуют положительные направляющие косинусы оси, соединяющей центры подсистем, к сумме концентраций элементов с отрицательными косинусами.

7. Сведение в таблицу результатов всех циклов обработки отдельно для однородных, одноосных и многоосных подсистем. Построение классификации простых подсистем по типам трендов и различиям в составах с выделением геохимических типов, групп, видов и т. д. Уточненные границы всех выделенных геохимических типов подсистем и главные оси их эллипсов выносятся на одну или несколько окончательных компонентных диаграмм, которые служат, с одной стороны, для наглядного изображения общих особенностей вариаций, а с другой — для диагностики новых химических анализов.

Авторы привели полную последовательность всех процедур анализа вариаций. В зависимости от конкретной задачи исследование может быть остановлено на любом из циклов. При изучении общих вариаций химического состава сложных систем может оказаться необязательным исследование простых подсистем. Наоборот, при изучении основных типов трендов в простых системах достаточно лишь проверить выполнение условий простоты и отсутствия изолированных точек для каждой изучаемой группы, а далее ограничиться отдельным исследованием групп.

Поскольку для каждого химического анализа можно определить его проекцию на любое из выделенных направлений, характеризующих определенную тенденцию изменения составов, то если известны координаты точек опробования, можно закартировать эти проекции, следовательно, можно составлять карты вариаций, связанных с определенным геохимическим процессом, в частности, с наложенными метасоматическими преобразованиями. Эти вопросы будут рассмотрены в других разделах данной книги.

Примерами использования предлагаемой методики для расчета изоморфных замещений в минералах и классификации минералов являются исследование типов трендов в авгитах вулканических ассоциаций [227], а также классификация моноклинных пироксенов по типам изоморфных замещений и их диагностика [63]. Исследование общих вариаций состава сложных петрохимических систем проведено на примере вулканитов Северной Монголии и Западного Забайкалья [64], магматических пород докембрия [86], а также метаморфо-метасоматических образований зоны Колмозеро—Воронья [65].

Ниже авторы приводят результаты общего исследования совместных вариаций петрогенных и малых элементов для таких сложных и интересных в практическом отношении образований, как трапповая формация северо-запада Сибирской платформы и метаморфизованный осадочно-вулканогенный комплекс Печенгской структуры. Несмотря на существенные различия в геологическом строении обе структуры промышленно никеленосны. В обоих случаях по вопросу генезиса медно-никелевых руд ведутся дискуссии, однако все исследователи сходятся в том, что на стадии переотложения рудных компонентов и образования богатых сплошных руд главную роль играли метасоматические процессы.

Ниже для обоих регионов рассматриваются общие особенности геохимических вариаций в единой сложной системе «исходные породы—метасоматиты—руды», причем в соответствии с целями данной книги анализ этих вариаций направлен на выявление критериев потенциальной рудоносности пород, вмещающих метасоматиты и руды.

Для правильного нанесения анализов на приводимые ниже диаграммы необходимо учитывать, что концентрации петрогенных элементов измерялись в обоих случаях в весовых процентах окислов, малых для сибирских траппов — в весовых процентах, для Печенгской структуры — в граммах на тонну.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ И КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ТРАППОВЫХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Не будем останавливаться на характеристике геологического строения региона, поскольку она имеется в многочисленных сводках, из которых последней является работа [159]. Укажем лишь, что оруденение связано с комплексом дифференцированных трапповых интрузий. Наиболее типичные горизонты интрузий сверху вниз (без учета эндоконтактовых разностей): 1 — безоливиновые и кварцсодержащие долериты, габбро-диориты, 2 — офитовые оливинсодержащие долериты, 3 — оливиновые долериты, 4 — пикритовые и троктолитовые долериты, троктолиты, плагиоклазовые оливиниты, 5 — такситовые долериты. В виде разрозненных тел в разных горизонтах встречаются габбро. Вмещающими породами для дифференцированных интрузий являются метаморфизованные песчано-глинистые осадочные породы, углистые сланцы и базальты разного состава и структуры. С интрузивными телами тесно связан сложный комплекс метасоматических образований. Устанавливается следующая возрастная последовательность формирования этих образований от ранних стадий к более поздним [159]: контактовые роговики и микроскарны, магнизиальные скарны, альбититы, известковые скарны, околорудные кварц-полевошпатовые и пироксеновые метасоматиты, руды, серпентиниты.

Для исследования общих вариаций химического состава магматических метасоматических образований, включая и руды, была использована выборка объемом около 1000 химических анализов на 16 элементов: 10 петрогенных, а также P, S, Cu, Ni, Co, Cr (материалы рудной группы Норильской экспедиции НПО «Севморгео»). Окончательные результаты обработки этой выборки по предлагаемой методике с использованием корреляционной матрицы приведены на общей компонентной диаграмме (рис. 13), на которой отражено более 50 % суммарных вариаций выборки ($V_1 + V_2 = 53$). Проанализированные разности пород указаны в условных обозначениях к рисунку.

На рис. 13 отчетливо выражены два направления ориентировки главных осей эллипсов вариаций рассмотренных групп пород. Первое направление (тренд 1), объединяющее и внутригрупповой тренд и совпадающий с ним межгрупповой, соединяет центры группы 1—4, т. е. заведомо магматических образований. Оно характеризуется антагонизмом Ca, Fe², Mg и Mn

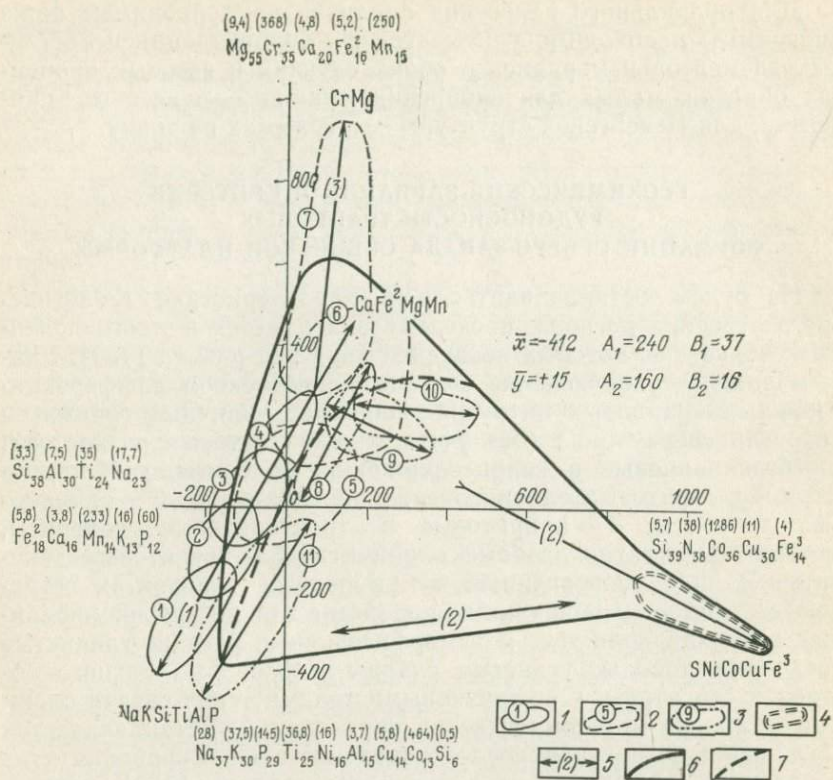


Рис. 13. Общая компонентная диаграмма магматических и метаморфических пород, метасоматитов и руд северо-запада Сибирской платформы.

1 — границы фигуративных полей пород нормального ряда магматической дифференциации (цифры в кружках): 1 — диориты, кварцевые диориты, трахизбазальты и трахидолериты, 2 — безоливиновые и кварцсодержащие долериты, габбро-диориты, габбро, 3 — оливинсодержащие и оливиновые долериты, толеитовые базальты, 4 — пикритовые и троктолитовые долериты, океаниты; 2 — границы фигуративных полей пород, отклоняющихся от нормального ряда магматической дифференциации; 5 — такситовые долериты, 6 — троктолиты, меланократовые троктолиты, плагиоклазовые оливиниты, 7 — пикритовые и троктолитовые долериты с повышенными концентрациями Cr и Mg; 3 — границы фигуративных полей метасоматитов: 8 — роговиты и микроскарны, 9 — магнезиальные и известково-магнезиальные скарны, 10 — серпентиниты, 11 — альбититы и микроклиниты; 4 — граница фигуративного поля сплошных руд; 5 — главные оси вариаций составов (у концов стрелок написаны элементы, характеризующие тренд); 6 — граница поля оруденелых пород; 7 — граница поля богатой рудной вкрапленности

по отношению к Na, K, Si, Ti, Al, P (обработка ковариационной матрицы с использованием только петрогенных элементов показала, что главную роль в вариациях при этом играют, с одной стороны, Mg и Ca, а с другой, — Si, Na и Al). Увеличение содержаний двухвалентных оснований сопровождается постепенным изменением состава пород от кварцевых диоритов до пикритовых долеритов и плагиоклазовых оливинитов. Следовательно, направление (1) характеризует кислотно-основный

тренд, типичный для дифференцированных магматических комплексов.

Второе направление, почти перпендикулярное к первому (тренд 2), отражает увеличение степени оруденелости пород (на диаграмме проведены общая граница оруденения и граница богатой рудной вкрапленности). «Рудный» тренд (2) характеризуются, как следует из диаграммы, совместным увеличением концентраций S, Ni, Co, Cu, и Fe³ при уменьшении концентраций остальных элементов. При раздельной обработке оруденелых пород выявилось, что при этом происходит обогащение пород также и Fe².

Кроме двух указанных трендов наблюдается еще и третий (3), присущий части наиболее основных разностей пикритовых и троктолитовых долеритов (группа 7) и характеризующийся возрастанием содержания Mg и главным образом Cr при уменьшении содержания остальных элементов по мере увеличения основных составов (смещение точек вверх).

Первые два тренда отражают главные направления вариаций составов рассматриваемых образований, они связаны с кислотно-основной дифференциацией и наложением рудообразующего процесса. Поля типично магматических пород групп 1—4 (см. условные обозначения) практически ориентированы вдоль оси (1), располагаясь левее границы оруденения (сплошная линия). Следовательно, «рудный» тренд в них практически не проявлен. Непосредственно правее этих полей, не пересекаясь с ними, почти целиком в пределах области вкрапленных руд расположены все метасоматиты. При этом в альбититах, а также роговиках и микроскарнах группы 11 и 8 преобладает еще кислотно-основной тренд (1), а в скарнах и серпентинитах группы 9 и 10 — уже «рудный» тренд (2). Соответственно, в последних максимальная степень оруденелости больше, и наблюдается тенденция перехода к сплошным рудам.

Особое положение на диаграмме занимают, с одной стороны, такситовые долериты группы 5, а с другой, — плагиоклазовые оливиниты и троктолиты группы 6 и обогащенные хромом пикритовые и троктолитовые долериты группы 7. Их фигуративные поля частично перекрывают поля магматических пород, частично — метасоматитов. Кроме того, эти группы характеризуются максимальной дисперсностью составов. Для групп 5 и 6 при этом характерна относительная изометричность полей, свидетельствующая о наличии обоих трендов (1) и (2), а в группе 7 четко выражен указанный выше тренд (3), не проявленный в других породах. Все эти признаки заставляют выделять эти группы в самостоятельный геохимический тип сложного генезиса.

Поля пород с вкрапленным оруденением располагаются на диаграмме правее полей нормальных магматических пород

вдоль оси тренда (1), однако наибольшее число точек приурочено к крайним верхней и нижней областям. Это означает, что оруденение захватывает породы всех составов, но наиболее сильно проявляется в крайних по основности разностях: наиболее кислых (диориты и метасоматиты кислого состава), с одной стороны, и наиболее основных (пикритовые долериты и связанные с ними метасоматиты), с другой.

Вкрапленные руды обоих типов постепенно переходят в сплошные, занимающие крайнюю правую область на диаграмме. Они характеризуются сравнительно однородным составом. В сплошных рудах четко проявлен лишь тренд, отражающий обогащение или обеднение всеми рудными компонентами.

Таким образом, на диаграмме без пересечений локализуются поля собственно магматических пород, метасоматитов разного состава, пикритовых долеритов со специализацией на хром. Поля такситовых долеритов, оливинитов и троктолитов сложного генезиса частично пересекаются с указанными. Поля этих пород и метасоматитов смещены вправо вдоль оси тренда (2) относительно главной оси вариаций магматических пород. Обнаружение точек составов троктолитов, оливинитов, пикритовых долеритов группы 7, такситовых долеритов, метасоматитов любого состава и, вообще, попадание фигуративной точки анализа правее линии вкрапленного оруденения и выше поля пикритов группы 4 является общим критерием рудоносности опробованного массива. Этот критерий известен, важно лишь подчеркнуть, что в данном случае он следует как очевидный вывод из анализа диаграммы.

Как видно на диаграмме, выше поля нормальных пикритовых долеритов происходит разделение тренда (1) на тип (2) и тип (3). Таким образом, если фигуративная точка анализа попадает выше и левее крайней точки нормальных пикритов, то порода неперспективна на медно-никелевое оруденение, но становится перспективной на хромовую руду и в тем большей степени, чем выше располагается эта точка. При попадании точки выше и правее поля пикритов картина обратная. Такое согласованное поведение Cr, с одной стороны, и Cu, Ni, с другой, позволяет предполагать, что накопление Cr в процессе преобразования пикритов происходило одновременно с формированием медно-никелевого оруденения в сопряженных зонах.

В ряду: оливиновые и пикритовые долериты — роговики и микроскарны — известково-магнезиальные и магнезиальные скарны — серпентиниты — руды, — центры соответствующих групп на диаграмме смещаются вправо с одновременным разворотом главных осей вариаций от кислотно-основного тренда (1) (роговики и микроскарны) до рудного тренда (2) (скарны и серпентиниты). Это говорит о последовательном обогащении пород рудными элементами. Указанная закономерность

смещения полей метасоматических пород в целом совпадает с приведенной в начале раздела возрастной последовательностью их образования и свидетельствует в пользу возникновения всех этих пород и руд в едином процессе метасоматического преобразования оливиновых и пикритовых долеритов с усилением степени оруденелости пород к поздним этапам и образованием сплошных руд на конечной стадии. Образование серпентинитов на поздних стадиях процесса свидетельствует об его общем регрессивном характере.

Анализ диаграммы, полученной по результатам обработки объединенной выборки, позволяет составить лишь общее представление о вариациях состава рассматриваемых образований и взаимоотношениях магматических пород с метасоматитами и рудами. Особенности вариаций состава собственно магматических пород в этом случае замаскированы поперечным трендом, связанным с интенсивным воздействием рудно-метасоматического процесса. Для выявления характерных особенностей магматических пород следовало максимально уменьшить влияние этого тренда. Поэтому магматические породы с ведущим кислотно-основным трендом, поля которых расположены на рис. 13 левее линии вкрапленного оруденения, были обработаны отдельно. При этом по типу главного тренда были выделены две группы: а) породы среднего и основного состава от кварцевых диоритов до оливиновых долеритов, б) породы ультраосновного состава, от пикритов до оливинитов. В обогащенных оливином породах выявилась ведущая роль тренда, характеризующегося антагонизмом Mg, Fe³ и всех рудных элементов по отношению к Ca, Na и Al. Следовательно, в этих породах, в отличие от остальных, увеличение основности (фиксируемое главным образом по поведению Mg) и степень оруденелости пород (обогащение Fe³, Fe² и рудными компонентами) согласованы друг с другом, что свидетельствует о наличии минеральных преобразований, одновременных по крайней мере с начальными этапами рудообразования.

В породах среднего — основного состава тренд характеризуется полярной ассоциацией Si, K, Na ↔ Mg, Ca, Al, Fe², Cr, Ni, Cu, т. е. отличается от тренда, присущего ультраосновным породам, положительной связью Ca и Al с Mg и участием K. На компонентной диаграмме, построенной для пород основного ряда, подтвердилось заметное и на общей диаграмме (см. рис. 13) расположение центров полей на одной прямой, что свидетельствует в пользу единства исходного субстрата изучаемых дифференциатов. Однако если на общей диаграмме главные оси вариаций в отдельных группах совпадали с общей осью тренда (1), то на отдельной диаграмме для основных пород выявилось несовпадение указанного выше межгруппового и внутригрупповых трендов, которое ранее было замаскировано резким влиянием «рудного» тренда. Внутригрупповые тренды

оказались одинаковыми для всех разностей пород, они характеризуются антагонизмом Fe^3 , Fe^2 , K, P, Mn, S, Cu, Ni, Co, Ca и Al. Этот тренд аналогичен тренду (2) общей диаграммы, отражающему влияние рудно-метасоматических преобразований. При этом удается уточнить, что элементами, выносимыми в процессе рудоотложения, являются, в первую очередь, Ca и Al. Несовпадение тренда, отражающего метасоматические преобразования, с межгрупповым кислотно-основным в пределах основного ряда, в отличие от ультраосновных пород, указывает на наложенный характер этих преобразований в первом случае.

Установленное с помощью общего анализа вариаций наличие в основных породах тренда, отражающего рудно-метасоматические преобразования, и несоответствие его нормальному тренду кислотно-основной дифференциации позволяет осуществлять разбраковку конкретных массивов по степени их потенциальной рудоносности. Критерием рудоносности является отчетливая выраженность «рудного» тренда. Особое практическое значение имеет решение этой задачи для наиболее широко распространенных в районе оливинсодержащих и оливиновых долеритов.

Результаты отдельной обработки этих пород приведены на рис. 14. Отметим, что все пробы со следами видимого оруденения были исключены из рассмотрения.

Межгрупповой тренд, отражающий кислотно-основную дифференциацию, почти совпадает с осью x и характеризуется полярной ассоциацией $Si, Na, Ti, Fe^3, Fe^2 \leftarrow Mg, Cr, Ni, Co$. Линии aa' и bb' на диаграмме, параллельные главной оси межгруппового тренда, ограничивают заштрихованную область, полуширина которой составляет 10 % от длины главного тренда. В эту область должны попасть все точки при условии, что вариации составов связаны только с кислотно-основной дифференциацией, а отклонения от главной оси вызваны лишь аналитическими погрешностями. Большинство точек действительно попадает в эту область, но тем не менее значительное число их выходит за ее пределы и колеблется в среднем вдоль второго перпендикулярного направления, характеризуемого полярной ассоциацией $Fe^2, Mn, Mg, P, K, Ni, Cu, Co, S \leftarrow Ca, Al, Si$. Этот тренд с точностью до перестановки элементов в левой части и участка Mg совпадает с отражающим рудно-метасоматические преобразования. Отметим, что в данном тренде увеличение концентраций рудных элементов сопровождается уменьшением количества Ca и Al, и наоборот. Следовательно, одновременно с наличием обогащенных рудными элементами участков (зоны привноса) можно ожидать в других частях метасоматически преобразованных массивов появление зон, обогащенных Ca и Al (зоны выноса), что и подтверждается фактическим материалом (такситовый горизонт).

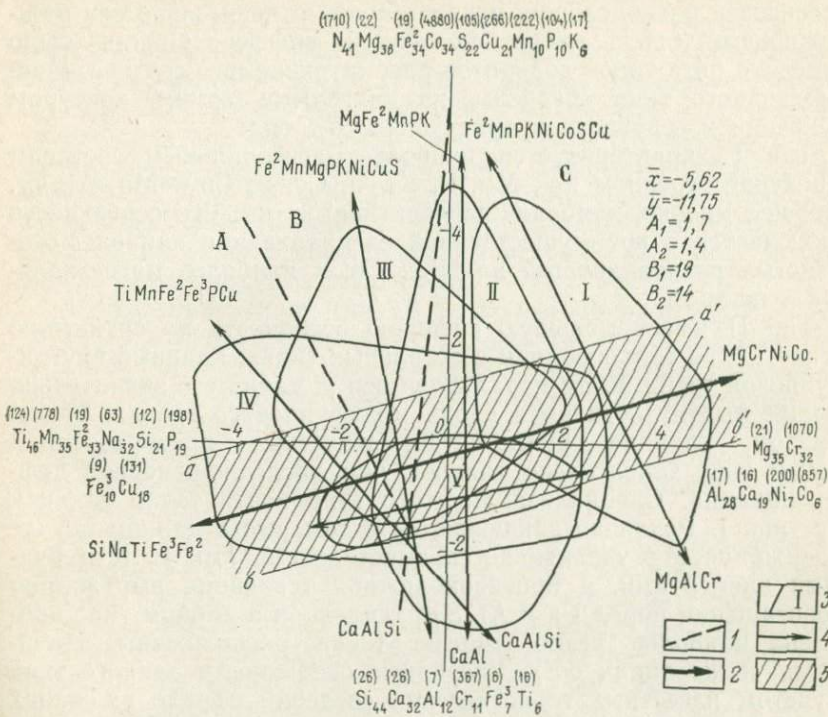


Рис. 14. Компонентная диаграмма оливинсодержащих и оливиновых долеритов северо-запада Сибирской платформы.

1 — границы областей отнесения долеритов к разным типам: А — область отнесения к типу IV, В — к типу III, С — к типам I и II; 2 — ведущий межгрупповой тренд кислотно-основной дифференциации; 3 — границы фигуративных полей долеритовых массивов типов I—IV (см. текст); 4 — главные оси вариаций составов в долеритовых массивах разных типов (у концов стрелок — участвующие в тренде элементы); 5 — область нормальных долеритов (см. текст)

Выход точек за пределы заштрихованной области означает наличие в оливинсодержащих долеритах опробованного массива следов рудно-метасоматических преобразований и является, следовательно, критерием его рудоносности. Причем из-за указанного выше обстоятельства положительным признаком является попадание точек не только выше прямой aa' , но и ниже линии bb' , хотя концентрации рудных компонентов при этом ниже средних по оливинсодержащим долеритам.

Рассматриваемая диаграмма позволяет осуществить типизацию оливинсодержащих долеритов различных массивов по их потенциальной рудоносности и определить возможный тип оруденения. На диаграмму были нанесены фигуративные поля 20 конкретных массивов, по каждому из которых имелось не менее 5—6 анализов оливинсодержащих долеритов. С учетом ориентировки главных осей фигуративных полей отдельных

массивов и расположения центров полей относительно оси межгруппового тренда кислотно-основной дифференциации было выделено пять типов долеритов рассматриваемого состава. Массивы одного типа обведены на диаграмме одним контуром с указанием ведущего внутригруппового тренда.

Тип I характеризуется наиболее магниезильным составом и ведущим трендом Fe^2 , Mn, P, K, Ni, Co, S, Cu \leftrightarrow Mg, Al, Сг. Это, несомненно, наиболее перспективный тип. Его особенность заключается в преимущественной специализации наиболее железистых разновидностей на Ni и Co, а наиболее магниезильных — на хром.

Тип II имеет меньшую среднюю основность по сравнению с типом I, но большую, чем в остальных типах. Главный внутригрупповой тренд почти параллелен оси *y*, длина его значительно больше вытянутости поля вдоль межгруппового тренда. Таким образом, влияние рудно-метасоматических преобразований в этом типе значительно сильнее, чем кислотно-основной дифференциации. Специализация этого типа почти такая же, как и у типа I. Различия заключаются в том, что в данном случае содержание Mg увеличивается вместе с Fe^2 , Mn, P, K и рудными элементами, а противоположная тенденция выражается в обогащении пород Са и Al. Эта тенденция в данном типе проявлена наиболее резко (многие точки расположены значительно ниже линии *bb'*). Указанные особенности данного типа с учетом известных геологических сведений о ряде входящих в него массивов позволяют считать его перспективным на промышленное Ni—Co—Cu оруденение, но вряд ли здесь следует ожидать таких же запасов и содержаний руд, как в типе I.

Тип III характеризуется относительно изометричной формой фигуративного поля с несколько большей вытянутостью вдоль субвертикальной оси (примерно равная роль трендов кислотно-основной дифференциации и рудно-метасоматического). Средняя основность пород ниже, чем в двух предыдущих случаях. Внутригрупповой тренд качественно тот же, что и в типе II, но количественные пропорции между вариациями элементов меняются. Понижается роль Mg в ассоциации с рудными элементами, возрастает роль Mn, а рудная ассоциация представлена Ni и Cu. Co не входит значимо в эту ассоциацию. Общая дисперсность поля (длина главной оси) ниже, чем в типах I и II. Перечисленные особенности позволяют оценивать тип III как перспективный в целом, хотя и в меньшей степени, чем типы I и II. Скорее всего, он является перспективным на непромышленное оруденение, причем в рудах следует предполагать пониженные по сравнению с типами I и II содержания Ni и, особенно Co и повышенные Cu.

Тип IV характеризуется преобладающей вытянутостью фигуративного поля вдоль оси межгруппового тренда, т. е. пониженной ролью рудо-метасоматических процессов и значитель-

ными колебаниями основности пород, которая в среднем ниже, чем в вышеуказанных типах. Колебания точек вдоль поперечного направления возрастают с понижением основности составов (смещение точек влево вдоль оси межгруппового тренда). Дисперсия этих колебаний ниже, чем в предыдущих типах, хотя все же значительное число точек попадает выше линии aa' . Внутригрупповой тренд характеризуется антагонизмом Ti, Mn, Fe², Fe³, P и Cu к Ca и Al. Эти особенности заставляют считать тип IV неперспективным на Ni и Co, но следует предполагать наличие в массивах этого типа медного и титан-магнетитового оруденения.

Фигуративное поле типа V резко вытянуто вдоль оси межгруппового тренда. Средняя основность долеритов соответствует средней для рассматриваемых разностей в целом. Поперечный тренд проявлен слабо, точки не выходят за пределы заштрихованной области. Указанные особенности не позволяют положительно оценивать перспективы рудоносности массивов, в которых оливинсодержащие долериты принадлежат данному типу.

На рис. 14 можно наносить фигуративные точки анализов оливинсодержащих долеритов вновь исследованных массивов (см. раздел 5). В случае попадания точек в заштрихованную область о перспективах соответствующего массива ничего определенного сказать нельзя. В этой области расположены долериты, не подвергавшиеся воздействию рудно-метасоматических преобразований и, естественно, имеющие очень близкий состав. Поэтому в этой области поля всех типов в значительной мере пересекаются. Только в случае попадания точек выше линии aa' или ниже линии bb' можно определять принадлежность массива к тому или иному типу, а следовательно, судить о степени его перспективности и рудной специализации. Одиночные анализы легко диагностируются только тогда, когда они располагаются вне областей перекрытия фигуративных полей (области А, В, С на диаграмме). При наличии 4—5 анализов диагностику типа можно осуществлять и при попадании в область перекрытия по ориентировке главной оси фигуративного поля точек.

Авторы оценивали степень перспективности интрузивных массивов только по составу оливинсодержащих и оливиновых долеритов. Если массив недифференцирован, то эта оценка касается и всего массива. Но если он дифференцирован, то отсутствие признаков рудоносности в оливинсодержащих долеритах еще не означает неперспективности массива в целом. В этом случае следует проанализировать по аналогичной методике другие разности массива и только после этого давать оценку.

Анализ вариаций состава трапповых интрузий и метасоматитов северо-запада Сибирской платформы позволили получить следующие основные результаты.

1. Установлено наличие трех главных трендов: двух, связанных с кислотно-основной дифференциацией пород среднего — основного (ассоциация Si, Na, K \leftrightarrow Mg, Ca, Al, Fe², Cr, Ni, Cu) и ультраосновного (ассоциация Ca, Na, Al \leftrightarrow Mg, Fe³, Cr, Ni, Cu, Co) состава, и третьего, отражающего рудно-метасоматические преобразования, индикатором которых является согласованное перераспределение Fe³, Fe², Mn, P и рудных элементов в одном направлении, а Ca и Al в другом.

2. Получена более детальная геохимическая классификация магматических образований, учитывающая не только их состав, но и тип ведущего тренда. Расположение средних составов отдельных дифференциатов на одной прямой при наличии перекрытия полей свидетельствует о единстве исходного субстрата продуктов дифференциации.

3. Путем выделения на компонентных диаграммах тренда, связанного с рудно-метасоматическими преобразованиями, получены дополнительные критерии оценки рудоносности массивов в их рудной специализации. По степени и характеру рудоносности оливинсодержащих долеритов выделено пять типов интрузивных массивов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ

Геологическое строение этого района, так же как и северо-запада Сибирской платформы, достаточно хорошо изучено [48, 229]. Основную роль в геологическом разрезе играют чередующиеся горизонты вулканических пород основного состава, главным образом метадиабазов и осадочных силикатных, реже карбонатных пород и филлитов, в значительной степени метаморфизованных. Степень метаморфизма снизу вверх по разрезу меняется от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Всего в разрезе выделяются четыре горизонта метаосадочных пород, разделенные четырьмя покровами метадиабазов и диабазов. Метаосадочный горизонт между третьим и четвертым покровами диабазов представлен в основном филлитами, в которых заключены многочисленные мелкие (мощностью до 300 м) никеленосные массивы основного — ультраосновного состава, относящиеся к габбро-перидотитовой формации. По нашим данным [31], никеленосные массивы представлены сложно дифференцированными интрузиями троктолит-оливинитового и анортозит-габбро-пироксенитового рядов. Никеленосным является только троктолит-оливинитовый ряд пород, известный в литературе под собирательным условным названием «перидотиты». Перидотиты подверглись сильнейшей двухстадийной метасоматической переработке. Все без исключения тела фреатически серпентинизированы, а в эндоконтактных частях дополнительно пере-

работаны в период регрессивного регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Продукты аллометасоматоза серпентинитов, представленные хлорит-тальковыми, тремолит-тальковыми и карбонат-тальковыми породами, являются главными концентраторами богатых (сплошных, брекчиевых и «серых») медно-никелевых руд. Бедное вкрапленное оруденение отмечается во всем объеме перидотитовых тел и является одним из источников переотложения полезных компонентов в зонах максимальной метасоматической проработки.

Для исследования вариаций состава пород Печенги была сформирована выборка из 530 химических анализов на 13 элементов (10 петрогенных, а также Cu, Ni, Co). В выборку были включены анализы как метавулканических, так и метаосадочных пород, а также интрузивных пород основного — ультраосновного состава, серпентинитов, апосерпентинитов и различных типов руд.

Компонентная диаграмма, построенная по результатам обработки объединенной выборки методом главных компонент в режиме корреляционной матрицы, приведена на рис. 15. На этой диаграмме наблюдаются два главных тренда.

Тренд (1) характеризуется антагонизмом Ca, Al, Mg, Fe², Mn по отношению к Si и K, т. е. отражает колебания составов пород по кислотности — основности. Он соответствует внутригрупповому в метавулканитах двух нижних покровов и метаосадочных породах трех нижних горизонтов. В этом же направлении ориентированы оси, соединяющие центры полей метаосадочных пород первого и второго горизонтов с центрами полей соответствующих вулканитов.

Тренд (2) представлен полярной ассоциацией Mg, Fe³, Cu, Ni → Ca, Ti, Fe², Al, Na, отражающей кислотно-основную дифференциацию в ультраосновных породах. В этом же направлении ориентированы поля серпентинитов, апосерпентинитов и «серых» руд, причем центры всех полей ультраосновных пород, метасоматитов и руд расположены на главной оси вариаций. Лишь поле сплошных и брекчиевых руд несколько смещено относительно этой оси. Таким образом, тренд (2) отражает одновременно первичную дифференциацию гипербазитов по основности и наложенный рудно-метасоматический процесс, связанный с регрессивным метаморфизмом. Оба эти процесса, следовательно, имеют в целом сходные геохимические особенности.

Специфичный тренд (3) наблюдается в карбонатных породах. Его характеризует полярная ассоциация Si ↔ Ca, Mg, Mn, Ti, отражающая ведущую роль вариаций кварцевой и карбонатной составляющих в этих породах.

Особое место на диаграмме занимают диабазы третьего и четвертого покрова, образующие одно компактное и изометричное поле 8, и филлиты четвертого горизонта, общее поле которых также относительно изометрично, но исключительно

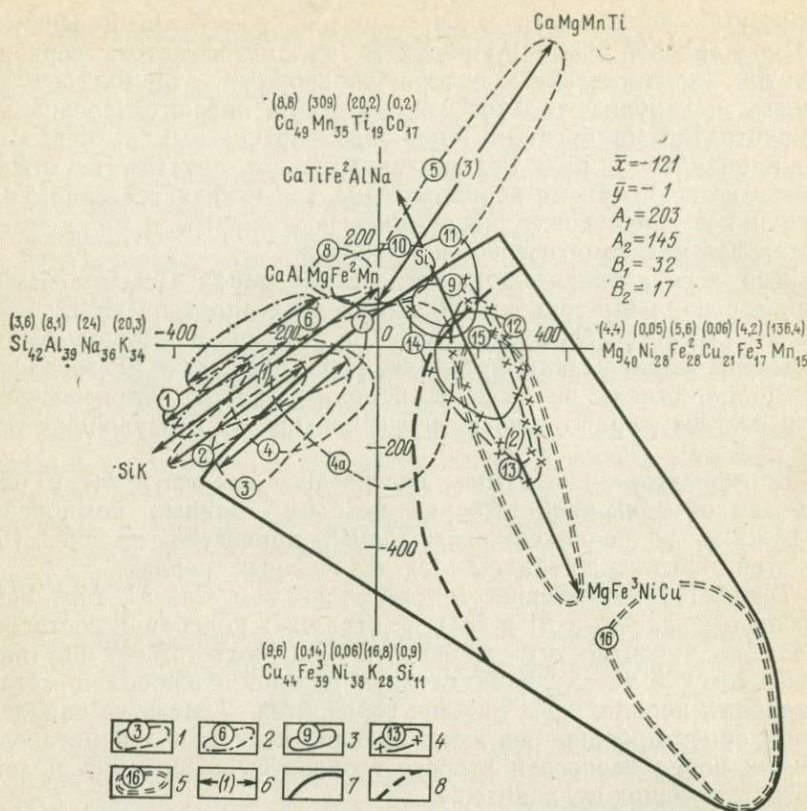


Рис. 15. Общая компонентная диаграмма метаморфических и магматических пород, метасоматитов и руд Печенгской структуры.

1 — границы фигуративных полей метаосадочных пород (цифры в кружках): 1 — первого горизонта, 2 — второго горизонта, 3 — третьего горизонта, 4 — средней части четвертого горизонта, 4а — нижней и верхней частей четвертого горизонта, 5 — карбонатных пород разных горизонтов; 2 — границы фигуративных полей метавулканитов: 6 — первого покрова, 7 — второго покрова, 8 — диабазов третьего и четвертого покровов; 3 — границы фигуративных полей интрузивных пород: 9 — пикритов третьего и четвертого покровов, 10 — габбро, 11 — пироксенитов, 12 — перидотитов; 4 — границы фигуративных полей метасоматитов: 13 — серпентинитов, 14 — апосерпентинитов; 5 — границы фигуративных полей руд: 15 — «серые» руды, 16 — сплошные и брекчиевые руды; 6 — главные оси вариаций составов (у концов стрелок — элементы, характеризующие тренд); 7 — граница поля оруденелых пород; 8 — граница поля богатой рудной вкрапленности

широкое (поля 4 и 4а), что свидетельствует об очень высокой дисперсности составов пород. Поле габбро пересекается с полем пироксенитов, но имеет другую ориентировку, промежуточную между направлениями (1) и (2).

Рассмотрим прежде всего особенности вариаций состава осадочных и вулканических образований. Первое, что обращает на себя внимание, — это сходство внутригрупповых трендов в метавулканитах двух первых покровов и метаосадочных породах трех нижних горизонтов (параллельность главных осей

эллипсоидов на общей диаграмме) при наличии четкой анизотропии эллипсоидов вариаций. Такое сходство крайне маловероятно, если считать, что взаимосвязи между элементами отражают первичные особенности геохимии пород. Единственным удовлетворительным объяснением этого сходства представляется предположение о том, что тренд (1) отражает не первичные связи между элементами, а характер перераспределения вещества при метаморфизме. В таком случае следует признать значительные масштабы миграции вещества при метаморфической дифференциации. Сделанный вывод подтверждается также тем, что диабазы третьего и четвертого покрова, будучи практически идентичны по составу (поле 8), резко отличаются от метавулканитов первых двух покровов в первую очередь изометричностью и компактностью фигуративного поля, т. е. однородностью состава при несколько большей основности. Как известно, метаморфизм в двух последних покровах значительно более слабый (зеленосланцевая фация) по сравнению с нижележащими образованиями (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации). Филлиты четвертого горизонта (поля 4 и 4а) также резко отличаются от нижележащих метаосадочных пород и диабазов верхних покровов крайне высокой дисперсностью фигуративного поля при его относительной общей изометричности, а также большей магнезиальностью.

Следовательно, на диаграмме выявляются существенные различия в геохимических особенностях толщи пород до третьего метаосадочного горизонта включительно и вышележащих образований, связанные с сильной метаморфической переработкой первых и отсутствием таковой во вторых. По-видимому, породы нижних горизонтов испытали метаморфизм еще до излияния диабазов третьего покрова, и может быть их следует рассматривать как особое более древнее структурное подразделение.

Отметим, что центры полей метаосадочных пород в последовательности от первого горизонта к третьему и метавулканитов первых двух покровов в той же последовательности закономерно смещаются вправо вниз на диаграмме в направлении, почти перпендикулярном к внутригрупповому тренду, т. е. примерно соответствующем тренду (2). Это означает последовательное увеличение в них средних содержаний таких участвующих в тренде (2) элементов, как Mg, Fe³, Na, Ca, т. е., в частности, рудных элементов. Поскольку тренд (2) отражает влияние рудно-метасоматического процесса, связанного с низкотемпературным метаморфизмом регрессивной стадии, указанное смещение центров следует относить за счет этого влияния.

Рассмотрим особенности верхних горизонтов, включая и расположенные в филлитах четвертого горизонта гипербазиты и метасоматиты. Прежде всего отметим, что пикриты, залегающие в нижней части четвертого покрова диабазов и частично —

в третьем, существенно отличаются по составу от соответствующих диабазов, но имеют сходный состав с пироксенитами и оливинитами, располагаясь на пересечении их полей. Филлиты четвертого горизонта четко делятся на две разные группы. Первая группа, представляющая среднюю часть филлитового горизонта (поле 4) имеет состав, сходный с метаосадочными и метавулканическими породами нижних горизонтов, а вторая, характеризующая нижнюю и верхнюю части горизонта филлитов (поле 4а), является высокодисперсной, составы ее дают непрерывные переходы от сходных с группой 4 до неотличимых от метапироксенитов и метаоливинитов.

Породы ультраосновного состава и связанные с ними метасоматиты, как уже указывалось, на общей диаграмме характеризуются одним трендом (2), отражающим как первичную дифференциацию гипербазитов, так и наложенный рудно-метасоматический процесс. Для выявления особенностей последнего эта группа пород, включая и «серые» руды, была подвергнута отдельной обработке, результаты которой представлены на рис. 16. На этом рисунке видны существенные различия в трендах кислотно-основной дифференциации и «рудного». Кислотно-основная дифференциация, очевидно, отражается трендом (1), соединяющим центры полей оливинитов и пироксенитов и характеризующимся антагонизмом Mg, Fe³, Ni и Cu по отношению к Ca, Ti, Fe², Al, Na. Почти перпендикулярно к этому направлению расположен «рудный» тренд (2), являющийся ведущим в группе «серых» руд. Для него характерно возрастание содержаний Ni, Cu, Co, Fe³, Fe² при уменьшении содержаний остальных элементов, главным образом Ca и Si. Важная отличительная особенность этого тренда — отсутствие в составе полярной ассоциации Mg. В пироксенитах тренд (2) практически не проявлен, а в оливинитах, серпентинитах и апосерпентинитах он согласуется с вариациями основности. Отметим, что судя по ориентировке главных осей эллипсоидов вариаций, одинаковых в этих породах, увеличение содержаний в них рудных элементов происходит согласованно с ростом основности.

Линия *aa'* на рис. 16 представляет собой верхнюю границу локализации фигуративных точек для пород нормального ряда дифференциатов и продуктов их автометасоматических изменений. Попадание точек выше этой линии свидетельствует о влиянии рудно-метасоматических преобразований, т. е. о потенциальной рудоносности массива. Таким образом, данная диаграмма, так же как и приведенная на рис. 14 для трапповых долеритов, позволяет осуществлять разбраковку конкретных интрузивных массивов по степени их потенциальной рудоносности. Эффективнее для этой цели использовать другую диаграмму, построенную по результатам обработки тех же пород, но без анализов рудных образцов. К сожалению, мы не смогли

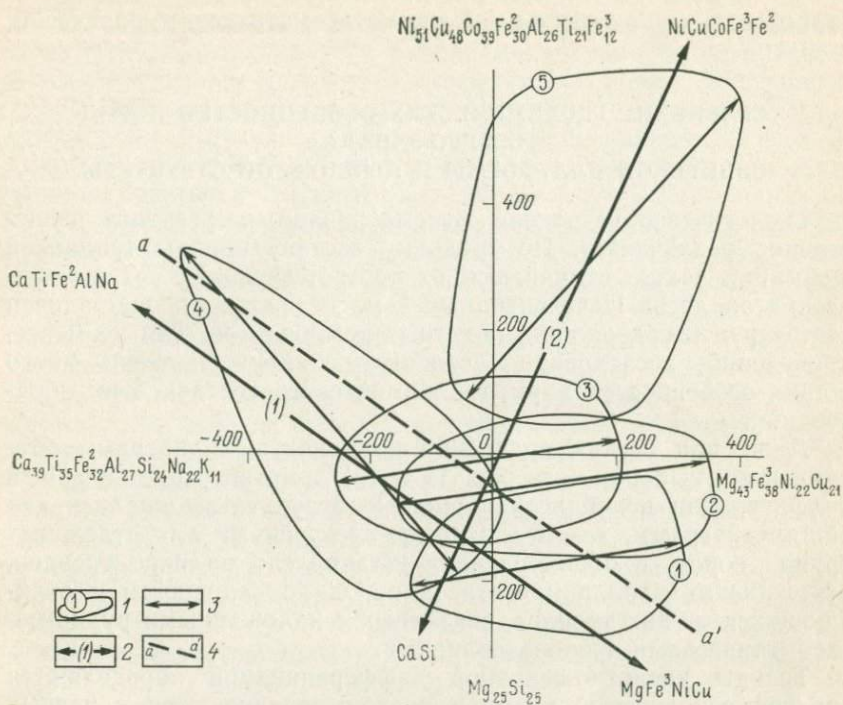


Рис. 16. Компонентная диаграмма гипербазитов и связанных с ними метасоматитов Печенгской структуры.

1 — границы фигуративных полей (цифры в кружках): 1 — перидотитов, 2 — серпентинитов, 3 — апосерпентинитов, 4 — пироксенитов, 5 — «серых» руд; 2 — главные оси межгрупповых вариаций; I — тренд кислотно-основной дифференциации, II — тренд рудно-метасоматических преобразований; 3 — главные оси внутргрупповых вариаций; 4 — верхняя граница поля неоруденелых пород

проделать эту работу, поскольку не имели разбивки анализов по конкретным массивам.

Таким образом, анализ вариаций состава образований Печенгской структуры позволил: а) установить три ведущих тренда, два из которых характеризуют нормальную дифференциацию по основности пород кислого — основного и ультраосновного состава соответственно, а третий отражает влияние рудно-метасоматического процесса, связанного, по-видимому, с регрессивной стадией регионального метаморфизма; б) выявить вероятное метаморфическое происхождение ведущего тренда в метадиабазе и метаосадочных породах нижних горизонтов и существенные геохимические различия этих пород от вышележащих; в) получить новые критерии для оценки потенциальной рудоносности конкретных массивов путем разделения трендов, связанных с первичной дифференциацией по основности гипербазитов и продуктов их изменения, с одной

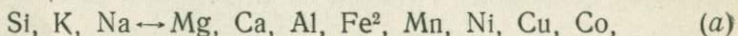
стороны, и с наложенным рудно-метасоматическим процессом, с другой.

СРАВНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ

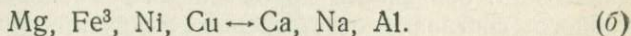
Геологическое строение рассматриваемых регионов существенно различается. По среднему составу породы трапповой формации также отличаются от соответствующих петрографических аналогов Печенги большей магнезиальностью. Различен состав руд и содержания полезных компонентов. Тем не менее, проведенное исследование позволило обнаружить очень много общих особенностей вариаций химического состава этих образований.

Даже при беглом сравнении компонентных диаграмм объединенных выборок (см. рис. 13 и 15) заметно сходство общей конфигурации полей всех пород. По результатам анализа как общих диаграмм, так и диаграмм, построенных для отдельных групп пород, в обоих случаях установлено наличие трендов, отражающих вариации составов пород по основности и отличающихся от них трендов, связанных с наложенными рудно-метасоматическими преобразованиями.

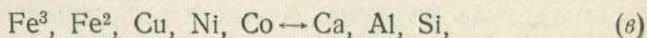
Тренды кислотно-основной дифференциации определяются средней основностью пород и поэтому различаются в разных породах обоих регионов. Устанавливается наличие двух ведущих трендов дифференциации. В породах кислого — основного состава, если принимать во внимание только поведение общих для обеих выборок элементов, главный межгрупповой тренд:



который с точностью до перестановки элементов в одной части полярной ассоциации наблюдается в обоих регионах. Только на Печенге, из-за наличия в выборке более кислых пород, в левой части ассоциации большую роль играет K, а в сибирских долеритах — Na. В гипербазитах обоих регионов вариации основности пород характеризуются трендом



В правой части этой ассоциации на Печенге, кроме того, присутствуют Fe^2 и Ti, отражая большую железистость этих пород. Тренд, характеризующий рудно-метасоматический процесс, также очень сходен и представлен полярной ассоциацией



причем в трапповых образованиях в правой части, кроме Ca, главную роль играет Al, а в печенгских — Si.

Описывая рудно-метасоматический процесс, авторы имеют в виду в первую очередь образование богатых руд. Признание сингенетического характера рудной вкрапленности не противоречит полученным данным. В гипербазитах, несомненно, произошло повышение концентраций Ni и Cu одновременно с ростом их магнезиальности в процессе дифференциации (тренд б). С другой стороны, очевидна также роль метасоматоза при образовании богатых руд (тренд в).

На общей диаграмме для трапповых формаций (см. рис. 13) тренды (а) и (б) не разделяются между собой, но четко отделяются от рудного тренда (в). На диаграмме для всех печенгских пород (см. рис. 15), наоборот, тренд (а) четко отличается от имеющих одинаковую ориентировку трендов (б) и (в). Это связано прежде всего с включением во вторую выборку кислых метаосадочных образований, что усилило роль тренда (а), и, кроме того, с более четкой проявленностью «рудного» тренда в изученных образованиях Сибирской платформы.

Специфичными для каждого региона, хотя и имеющими сходную ориентировку на диаграммах, оказались тренды (3). На рис. 13 тренд (3) отражает возрастание Sr вместе с Mg в особой группе пикритов, а на рис. 14 — вариации элементов в карбонатных породах. Кроме того, в Печенгской структуре отсутствуют скарны и заведомые метасоматиты кислого состава, распространенные в эндоконтактах трапповых интрузий.

Тренд (а) в сибирских долеритах носит межгрупповой характер, соединяя центры относительно изометричных полей отдельных петрографических разностей (см. рис. 13) и явно отражает магматическую дифференциацию, в то время как в метадиабазе и метаосадочных породах Печенги он четко проявлен также в пределах отдельных групп пород нижних горизонтов (внутригрупповой) и, как указывалось выше, отражает результат дифференциации составов по основности в процессе метаморфизма высокой степени.

Тренд (б) типичен в трапповой формации для таких ультраосновных пород, как пикриты, троктолиты и плагиоклазовые оливиниты. Для всех этих пород характерно сосуществование оливина и плагиоклаза. В Печенгской структуре тот же тренд присущ, кроме пикритов, сильно серпентизированным перидотитам и пироксенитам, казалось бы, совсем другого состава и структуры. В частности, в печенгских гипербазитах плагиоклаз обнаруживается очень редко. Однако петрологические данные [31] свидетельствуют о первичной принадлежности этих пород также к троктолит-оливинитовому и анортозит-габбро-пироксенитовому рядам. Впоследствии породы подверглись интенсивной метасоматической переработке, сопровождавшейся почти полной хлоритизацией плагиоклаза, серпентинизацией оливина и переходом пород в хлорит-тальковые, тремолит-тальковые и

карбонат-талльковые сланцы и серпентиниты. Таким образом, наблюдаемые в настоящее время различия в составе гипербазитов рассматриваемых регионов обусловлены последующими изменениями и не являются исходными. На общих диаграммах (см. рис. 13, 15) и те, и другие породы находятся между собой в аналогичных соотношениях и занимают сходное положение.

Известно, что в Печенгской структуре отсутствуют аналоги «такситового» горизонта сибирских траппов, представленного породами анортозитового типа, главную роль среди вмещающих пород играют породы довольно пестрого состава, объединяемые под названием филлитов. Среди пород трапповой формации филлиты такого типа отсутствуют, но фиксируются относительно маломощные горизонты углистых сланцев. Рассмотрим положение этих пород на общих диаграммах. «Такситовые» долериты (поле 5 на рис. 13) и филлиты четвертого горизонта Печенгской структуры (поле 4а на рис. 15) занимают на соответствующих диаграммах одно и то же положение. Поля такситовых долеритов и филлитов пересекаются с полями пикритов и пород троктолит-оливинитового ряда. Пространственная локализация такситов и филлитов также одинакова, они контактируют с одними и теми же породами троктолит-оливинитового ряда. Все эти факты с учетом значительного сходства общих закономерностей геохимической дифференциации пород обоих регионов позволяют предполагать, что частично филлиты образовались за счет обогащенных плагиоклазом пород типа анортозитов, входивших, вероятно, в состав троктолит-оливинитового ряда Печенгской структуры. Переход плагиоклазитов в филлитоподобные породы мог произойти на той стадии регрессивного метаморфизма, на которой происходила почти полная хлоритизация плагиоклаза в троктолитах и начинал проявляться «рудно-метасоматический» тренд («в» — рис. 15). Отметим также, что в соответствии с этим трендом обогащение рудными компонентами сопровождалось выносом кальция.

По геологическим данным в рассматриваемую стадию на Печенге большую роль играли процессы милонитизации и будинажа, облегчавшие метасоматические преобразования, в частности, выщелачивание и вынос кальция. Интенсивная карбонатизация пород свидетельствует в пользу осаждения Са в соседних зонах.

Таким образом, приведенные геохимические данные с учетом известных петрологических и геологических сведений показывают, что рудоносные формации гипербазитов Печенгской структуры и трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы первоначально имели гораздо больше общих особенностей, чем это наблюдается в настоящее время. Представляется наиболее вероятной следующая история формирования этих структур.

Верхние горизонты Печенгской структуры вначале представляли собой одну или несколько пластовых интрузий, дифференцированных от долеритов до пикритов и плагиооливинитов, возможно, как и на Сибирской платформе, разделенных горизонтами углистых сланцев. Вмещающими являлись уже метаморфизованные породы нижних горизонтов.

Трапповые интрузии Сибирской платформы испытали воздействие относительно высокотемпературного метасоматического процесса, носившего регрессивный характер. В ходе этого процесса сформировались все метасоматиты и богатое оруденение, после чего развитие структуры в основном завершилось. Этот процесс, возможно, проявился и на Печенге, но его продукты были уничтожены в ходе последующих преобразований, поэтому геологические доказательства наличия метасоматитов типа сибирских отсутствуют. Породы Печенгской структуры подверглись дополнительно интенсивному воздействию низкотемпературного метасоматического процесса, связанного с регрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации. Геохимическая направленность этого процесса была той же (тренд «в»), но образующиеся минеральные ассоциации, так же как и тектонический режим, существенно отличались. Интенсивность метасоматических преобразований была, по-видимому, связана с широким развитием процессов катаклаза и милонитизации. На рассматриваемой стадии пластовые интрузии расчленились на отдельные массивы, совершились аллометасоматические преобразования плагиоклаз-оливиновых пород, милонитизация и переход существенно плагиоклазовых пород в «филлиты» с выносом кальция (источником углистого вещества служили прослойки углистых сланцев). Более высокотемпературные метасоматиты предыдущей стадии, вероятно, были уничтожены и, наконец, произошло перераспределение рудного вещества с образованием, в частности, «серых» руд, отсутствующих на Сибирской платформе.

Выводы

Предлагаемая методика анализа вариаций химического состава эндогенных образований позволяет решать следующие задачи.

1. Определение числа параметров, необходимых для полного описания вариаций изучаемой геохимической системы и нахождение координатных осей, оптимальных с позиций анализа вариаций.

2. Графическое изображение составов в плоскости, отражающей максимальную долю вариаций исследуемой системы (главная плоскость).

3. Визуальное изучение в главной плоскости соотношений между различными образованиями, составляющими данную

сложную систему и выявление основных направлений вариаций (от типов изоморфных замещений в минералах до внутригрупповых и межгрупповых трендов сложных систем). Поскольку разные тренды отражают специфику разных процессов перераспределения вещества в сложной системе, их выявление и интерпретация в сочетании с тщательным анализом всей совокупности геологических данных нередко позволяют более уверенно восстанавливать особенности геохимической эволюции исследуемой системы.

4. Выявление объектов или зон с проявлениями рудно-метасоматической проработки, т. е. оценка потенциальной рудоносности эндогенных образований. Методика такого анализа основана на специфическом характере трендов, отражающих процессы наложенного метасоматоза и рудообразования по сравнению с трендами первичной магматической и метаморфической дифференциации.

Глава 5

МЕТОДЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Полиэлементные геохимические карты (ПГК), отражающие закономерности пространственного распределения ассоциаций химических элементов в различных типах горных пород, составляются для решения как геолого-геохимических задач (расчленение и корреляция геологических образований, установление геохимической специализации различных комплексов пород, выявление геохимической направленности процессов гидротермального изменения пород, геохимическое районирование территории и др.), так и прогнозно-металлогенических (выявление полиэлементных геохимических аномалий при проведении поисковых работ, установление металлогенической специализации геологических формаций, картирование зон привноса и выноса элементов, выделение слабо выраженных аномалий с целью поисков глубокозалегающих рудных месторождений и др.). Последние задачи наиболее актуальные, так как они нацелены на расширение минерально-сырьевой базы и повышение эффективности геологоразведочных работ.

Несмотря на актуальность рассматриваемой проблемы, многие вопросы методики составления ПГК еще далеки от окончательного решения. В частности, до сих пор остаются слабо освещенными в литературе вопросы геохимического картирования в районах, где широко развиты гидротермально измененные породы.

В настоящей главе дана характеристика современного состояния проблемы, более детально освещены предлагаемые автором принципы составления ПГК, рассмотрены основные вопросы методики их составления и на примере одного из районов Казахстана изложены результаты работ по геохимическому картированию.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Впервые полиэлементные геохимические карты (ПГК) составлены В. Н. Казминым с соавторами в 1964 г. при проведении поисково-съёмочных работ масштаба 1:50 000 в одном из районов Северного Прибалхашья. В дальнейшем по методике В. Н. Казмина и И. В. Орлова [98] была составлена серия полиэлементных карт для различных районов Центрального Казахстана [66, 215, 251] и показана высокая эффективность предлагаемой методики для поисков эндогенных рудных месторождений. В эти же годы детальное геохимическое картирование было проведено на Дальнем Востоке Ю. Н. Капковым и др. [100]. В конце 60-х годов по методике С. В. Григоряна [52] были составлены геохимические карты, на которых показаны полиэлементные, так называемые мультипликативные и аддитивные первичные ореолы; эти карты были ориентированы на поиски глубокозалегających рудных месторождений по слабо выраженным геохимическим аномалиям.

Интенсивные исследования проводились группой геологов ВСЕГЕИ, которыми разработана методика составления радио-геохимических карт [196]. В последние годы во ВСЕГЕИ составлены полиэлементные геохимические карты Северного Приладожья (Л. И. Тихомиров и др.), Карело-Кольского региона (Э. А. Ланда, Л. И. Тихомиров и др.) и проводятся работы по составлению мелкомасштабных карт для некоторых районов Средней Азии, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.

В 1970—1975 гг. Г. Т. Скубловым при участии М. Д. Белонина, Б. Г. Ванштейна, Н. Б. Малышевой и В. И. Мишина разработана методика построения ПГК, базирующаяся на использовании современных математических методов и ЭВМ. Апробация методики проведена на примере Чу-Илийского района (Южный Казахстан), для которого составлена геохимическая карта масштаба 1:200 000.

Перечисленные выше методики существенно отличаются одна от другой как по целям и задачам исследований, так и по принципам составления геохимических карт. В ряде случаев они рекомендуются для определенных масштабов исследований. Методики существенно различаются по предлагаемым геохимическим параметрам полиэлементных геохимических ассоциаций (ПГА) и по степени детальности использования геологической основы.

В настоящее время существуют три принципиально различных подхода к составлению полиэлементных карт.

1. В соответствии с методикой В. Н. Казмина и И. В. Орлова [98] для всех литолого-возрастных комплексов горных пород с учетом законов распределения рассчитываются средние значения, стандартные отклонения или множители и нижние аномальные концентрации химических элементов. Далее для изучаемых элементов строятся моноэлементные геохимические карты, на которых находят отражение геохимические аномалии различных порядков. Затем путем совмещения моноэлементных карт строится полиэлементная карта, на которой ПГА показывается символами химических элементов, степень аномальности — размером знака и интенсивностью цветовой закрашки, а цветом отображаются литолого-возрастные комплексы пород.

2. Методика С. В. Григоряна [52], обычно используемая для решения задач поисковой и разведочной геохимии, предусматривает картирование слабых геохимических аномалий. Для этого выделяются группы элементов-спутников и элементов-антагонистов, имеющих соответственно положительные и отрицательные корреляционные связи между собой. Далее рассчитываются геохимические параметры путем суммирования или перемножения содержаний коррелирующих элементов; выделяемые при этом геохимические аномалии называются соответственно аддитивными и мультипликативными. Например, при поисках редкометальных и полиметаллических месторождений можно использовать параметр $P = (Pb \times Zn \times Ag) / (W \times Mo \times Sn)$. Этот параметр является характеристикой степени эродированности рудных тел и может быть использован как показатель геохимической зональности.

3. При составлении обзорных и мелкомасштабных геохимических карт по методике А. А. Смылова и др. [221] основное внимание уделяется изучению геохимических особенностей геологических тел или комплексов пород, обнажающихся в пределах крупных блоков земной коры. Для всех выборок, характеризующих изучаемые геологические тела, определяются коэффициенты концентрации химических элементов (отношение содержания элемента к кларку), а затем для различных групп элементов (литофильные, халькофильные, сидерофильные, фермафильные) рассчитываются геохимические параметры, отвечающие усредненному значению коэффициента концентрации. Ведущие полиэлементные ассоциации с наиболее высокими значениями геохимических параметров определенным цветом закрашиваются на карте. В методике Ю. Н. Капкова и др. [100] также предусматривается расчет коэффициентов концентрации.

Несмотря на некоторые принципиальные различия, перечисленные методики позволяют существенно повысить качество и эффективность геологических исследований. Это подтверждается многочисленными примерами их использования в прак-

тике геологосъемочных, поисковых и разведочных работ. Вместе с тем они не лишены и некоторых недостатков, которые указывают на необходимость дальнейшего совершенствования методов геохимического картирования.

Сравнительный анализ предложенных методик показывает, что некоторые из них [98, 221] в достаточной степени учитывают особенности геологического строения территории, в то время как другие [52] не в полной мере используют геологические данные. Как правило, рассматриваемые методики ориентированы на составление различных по масштабу ПГК: обзорные и мелкомасштабные [221], средне- и крупномасштабные [98], крупномасштабные и детальные [52]. Практически все методики в недостаточной степени отображают сущность процессов геохимической миграции элементов. На картах, составленных по методике А. А. Смылова [221], наиболее полно отражается геохимическая специализация геологических образований. Учитывая жесткую привязанность геохимических границ к контурам геологических тел, представляется целесообразным рассматриваемые карты считать картами геохимической специализации.

Различные подходы обнаруживаются в выборе геохимических параметров, показываемых на геохимических картах. Так, например по методике, предложенной В. Н. Казминым и И. В. Орловым [98], полностью исключаются из рассмотрения фоновые содержания химических элементов; методика С. В. Григоряна [52] частично устраняет этот недостаток, и только в методике, созданной под руководством А. А. Смылова [221], учтен полный спектр содержаний химических элементов. Неоднородность распределения различных элементов, устанавливаемая по значениям дисперсий и коэффициентам вариации, учитывается только первой из них. Практически во всех методиках не уделяется достаточного внимания структурам корреляционных связей между элементами. В некоторых из них как бы постулируются ассоциации химических элементов, не отражающие всю сложность природных процессов [52], или выбираются группы элементов, отражающие только самые общие корреляционные связи [221], или допускается возможность появления бесконечно большого количества полиэлементных ассоциаций [98].

Рассматриваемые методики в недостаточной степени учитывают специфику миграции и перераспределения химических элементов при гидротермально-метасоматических процессах. А последние, как известно, являются связующим звеном между магматическими, осадочными и метаморфическими процессами, с одной стороны, и рудными — с другой. Все это объясняет стремление геологов разрабатывать такие подходы к составлению полиэлементных геохимических карт, которые учитывали бы всю сложность и многообразие природных процессов и позволяли бы отображать их на картах. Один из таких новых

подходов, направленных на более детальное изучение геохимических особенностей эпигенетических и рудных процессов, излагается ниже.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ ПГА

Разрабатываемая методика изучения ПГА и картирования их по площади базируется на следующих положениях:

- 1) законе Кларка—Вернадского о «всюдности» распространения химических элементов, т. е. законе о всеобщем рассеянии;
- 2) о дифференциальной подвижности элементов в различных геохимических процессах [250]; это является причиной неоднородности распределения химических элементов во времени и пространстве и, как частный случай,—причиной появления геохимической зональности;
- 3) о факторах распределения химических элементов: содержание любого элемента в горной породе является интегральной характеристикой или результатом действия нескольких факторов или процессов, которые по-разному влияют на изучаемые элементы и различаются между собой по степени значимости или интенсивности проявления;

4) об ассоциациях химических элементов: в результате действия любого из геолого-геохимических факторов все элементы разделяются на две или три группы. Элементы первой группы, содержания которых обнаруживают положительные корреляционные связи между собой и зависят от интенсивности проявления данного фактора, объединяются в типоморфную полиэлементную геохимическую ассоциацию. Элементы второй группы, которые не коррелируют с первой группой и содержание которых не зависит от интенсивности проявления рассматриваемого фактора, рассматриваются как индифферентные и не относятся к типоморфной ассоциации. Третья группа, присутствие которой не обязательно, объединяет элементы, обнаруживающие отрицательные корреляционные зависимости с элементами первой группы, она рассматривается как антагонистическая ПГА.

Для составления полиэлементной геохимической карты необходимо установить главнейшие типы геолого-геохимических процессов, влияющих на распределение и миграцию элементов, выявить ПГА, связанные с определенными процессами, рассчитать соответствующие параметры ПГА и откартировать их по площади.

Необходимость и важность такого рода изучения ПГА можно проиллюстрировать следующими примерами. Известно, что содержание цинка уменьшается от основных магматических пород к кислым, в то время как для свинца отмечается противоположная тенденция, т. е. в магматическом процессе свинец и цинк являются антагонистами; однако в гидротермально-метасоматических и рудных процессах пути миграции свинца

и цинка совпадают, что устанавливается по положительным коэффициентам корреляции между ними. Противоположные соотношения наблюдаются у калия и урана, которые являются элементами-коррелянтами в магматических и элементами-антагонистами — в эпимагматических процессах. Из этих примеров следует вывод о необходимости разделения содержаний элементов в породах минимум на две составляющие — син- и эпигенетическую. Первая из них должна отражать закономерности первично-конституционального распределения химических элементов в горных породах, а вторая — закономерности перераспределения элементов в результате гидротермально-метасоматических и рудных процессов.

Рассмотрим приведенные примеры в общем виде [6, 219]. Допустим, что природная система является результатом действия факторов — Z_1 и Z_2 , при этом фактор Z_1 связан с сингенетическими процессами, а фактор Z_2 — с эпигенетическими. Результаты действия этих факторов находят отражение в изменении концентраций четырех химических элементов или переменных — x_1, x_2, x_3, x_4 . Предположим, что факторы по-разному влияют на рассматриваемые элементы: один приводит к изменению всех четырех показателей, а другой — лишь второго и третьего. Это может быть записано с помощью уравнения

$$x_i = S_i + \Delta_i \quad (i = 1, 2, 3, 4)$$

$$(S_i \neq 0; \Delta_{2,3} \neq 0; \Delta_{1,4} = 0),$$

где S_i, Δ_i — составляющие, обусловленные факторами Z_1 и Z_2 соответственно.

Очевидно, что X является некоторой функцией f от Z_1 до Z_2 : $X = f(Z_1, Z_2)$.

Для нахождения факторов Z_1 и Z_2 по имеющейся информации об X (прямая задача) необходимо прежде всего знать вид функции f . В предположении линейного вида функции мы приходим к уравнениям вида

$$x_i = \omega_{i1}Z_1 + \omega_{i2}Z_2, \quad (i = 1, 2, 3, 4)$$

где ω_{i1}, ω_{i2} — коэффициенты при Z_1 и Z_2 . Найдя значения ω_{ij} и Z_j , можно перейти к решению обратной задачи, состоящей в воссоздании такого облика изучаемых природных объектов и значений переменных, которые обязаны влиянию того или иного отдельного процесса или любой их совокупности. В конкретном случае нас интересуют геохимические параметры, отражающие те составляющие содержаний химических элементов, которые обязаны действию фактора эпигенетических процессов.

При условии независимости действия сингенетических и эпигенетических факторов, что обычно и наблюдается в реальных

природных системах, необходимый нам геохимический параметр может быть определен исходя из соотношения

$$\Delta_i = x_{i2} = \omega_{i2} \cdot Z_2.$$

Рассмотренная модель природной системы по сути дела отвечает методу главных компонент (МГК) факторного анализа [134] и может быть легко распространена на случай большего числа переменных и факторов. Полученные уравнения оказываются аналогичными уравнениям, используемым в факторном анализе [6, 134], где под коэффициентами ω_{ij} понимаются факторные нагрузки i -переменной на j -фактор. С помощью аппарата факторного анализа можно решить как прямую, так и обратную задачу. Прямая задача МГК заключается в нахождении количества факторов, оценке их роли (значимости) и определении непосредственно самих значений факторов. Обратная задача, впервые сформулированная в работе [6], сводится к восстановлению для каждого показателя составляющих, обусловленных действием как отдельно взятого фактора, так и любого их сочетания.

Математический аппарат МГК подробно изложен в трудах [6, 134, 237], поэтому остановимся только на основных положениях, необходимых для понимания существа предлагаемого подхода. МГК сводится к замене вектора зависимых случайных величин X размерности m векторами независимых величин Z или факторов размерности $r \leq m$. Это достигается нахождением для ковариационной (B) и корреляционной (R) матриц собственных чисел (λ_i) и векторов (u_i), по величине которых и выносится суждение о существенности влияния факторов Z на вектор X и отдельные его компоненты.

Основное уравнение МГК имеет вид

$$\hat{X} = W \cdot Z,$$

где W — матрица факторных нагрузок ($m \times r$), Z — матрица значений факторов ($r \times n$), X — матрица нормированных значений переменных ($m \times n$), а n — число наблюдений ($n = 1, 2, \dots, n$).

Допустим, в соответствии с формулировкой обратной задачи, что в результате исследований установлена связь с эпигенетическими процессами только трех факторов — i, k, l . В этом случае составляющие содержания отдельных элементов, обусловленные действием перечисленных факторов (ниже они названы нами факторными составляющими, или «дельтами»), определяются по формуле

$$\Delta \hat{X} = \sum_{j=i, k, l} \omega_j \cdot Z_j.$$

Рассчитанные таким способом факторные составляющие служат основой для создания моноэлементных геохимических карт, которые называются специализированными, так как отра-

жают закономерности перераспределения элементов под действием эпигенетических процессов. Эти факторные составляющие используются при построении специализированных полиэлементных геохимических карт эпигенетического перераспределения элементов. В качестве картируемого по площади геохимического параметра берутся значения факторов элемента типоморфной ПГА (или типоморфной и антагонистической).

Если матрицу факторных составляющих нормировать (приведение факторных составляющих содержаний всех элементов к единому уровню), затем транспонировать (переход от изучения по элементам к изучению по конкретным пробам) и рассчитать статистики, то полученные средние будут характеризовать степень обогащенности проб теми составляющими содержаний элементов, которые связаны с эпигенетическими процессами, а стандартные отклонения — степень перераспределения химических элементов. Последний параметр назван нами коэффициентом дисперсности [5, 216, 219]. Заметим, что коэффициент дисперсности (КД) рассчитывается для одной изучаемой пробы по нескольким элементам. Этим он отличается от коэффициента вариации, характеризующего неоднородность распределения содержаний одного элемента в нескольких пробах. Повышенные значения КД используются при картировании зон нарушенного первично-конституционального распределения элементов.

Различия в интенсивности и направленности гидротермально-метасоматических и рудных процессов, как правило, приводят к существенной перестройке структур корреляционных связей между химическими элементами. Поэтому, картируя методом скользящего окна коэффициенты корреляции между отдельными элементами, между факторными составляющими элементов, между геохимическими параметрами различных типоморфных ПГА и т. д., можно выделять зоны с различной направленностью геохимических процессов. Эти зоны позволяют с большей достоверностью проводить геохимическое районирование изучаемой территории.

Таким образом, существо предлагаемого подхода заключается в факторном разложении содержаний химических элементов в горных породах на две и более составляющие, связанные с определенными процессами. Для факторных составляющих, связанных с гидротермально-метасоматическими и рудными процессами, находятся геохимические параметры типоморфных ПГА, которые и картируются по площади. Главнейшими среди них являются: 1) значения факторов ПГА, которые являются многомерными аналогами содержаний химических элементов; 2) коэффициенты дисперсности, отражающие степень перераспределения элементов в пробах; 3) коэффициенты корреляции между факторами различных ПГА или между факторными составляющими одной ассоциации.

На данном этапе исследований весьма важной представляется задача выделения и изучения полиэлементных ассоциаций главнейших геологических формаций. Работами Ю. К. Буркова [19, 20], И. Н. Голышко [46, 47], Л. Н. Дуденко с соавторами [61—63], Г. Т. Скублова [216, 217, 218, 219] и других исследователей показана устойчивость структур корреляционных связей между элементами в различных геохимических системах.

Для интрузивных формаций [217], как и для комагматичных им вулканогенных образований [216], устанавливается отчетливое разделение элементов на фемафильную и антагонистическую ей фельсифильную ПГА. Выделяются три типа структур связей между элементами: 1) для гипербазитовой группы формаций характерен антагонизм Mg по отношению к Ga, Ti, Al, Si, K; 2) для габбро-гранитоидных формаций типичен антагонизм Mg, Ca, Ti, Al по отношению к Si, K; 3) для щелочно-гранитоидных и, по-видимому, щелочных формаций характерен антагонизм N, Al по отношению к Si. Редкие, рассеянные и рудные элементы, как правило, сильно коррелируют с петрогенными элементами и также могут быть отнесены к той или иной ПГА. Например, в породах габбро-гранитоидных формаций Cr, V, Ni, Co, Cu, Zr проявляют фемафильные свойства, а U, Th, Rb, Be, Nb являются типичными фельсифильными элементами.

Для пород осадочного происхождения, по данным Ю. К. Буркова [20], устанавливаются два типа структур корреляционных связей. Первый из них характерен для терригенных пород, которые состоят преимущественно из обломков пород и минералов магматического происхождения, среди которых резко преобладают производные габбро-гранитоидных формаций. Поэтому первый тип корреляционных связей разделяет элементы на фемафильную (Mg, Fe, Ca, Ti, Co, Ni и др.) и фельсифильную (Si, K, Rb, Be, Nb и др.) полиэлементные ассоциации. Второй тип связей обусловлен процессами осадочной дифференциации вещества в зоне гипергенеза; он разделяет все элементы по степени подвижности на инертные (Al, Ti, Zr и др.) и легкоподвижные (K, Ca, Sr, Pb и др.). Следует отметить, что в природных объектах наблюдается смешение этих типов связей между элементами.

Более сложные структуры корреляционных связей, судя по имеющимся данным, можно ожидать у метаморфических образований. Важнейшими факторами, определяющими появление ПГА, будут такие, как разделение изучаемых образований на пара- и ортопороды и разделение последних по кремнекислотности. Существенным является фактор метаморфогенной геохимической дифференциации элементов при прогрессивном региональном метаморфизме и диафорезе.

Слабо изученными до сих пор остаются полиэлементные геохимические ассоциации гидротермально измененных пород. Имеющиеся данные позволяют в предположительной форме говорить о двух принципиально различных факторах, влияющих на структуры корреляционных связей элементов в гидротермально-метасоматических процессах. Первый из них разделяет элементы по кислотности — основности на две группы: 1 — фемафильные (Fe, Mg, Ca, Co, Ni и др.), связанные с процессами эпидотизации, хлоритизации, амфиболитизации; 2 — фельсифильные (Si, K, Be, Nb, Mo, Sn, W), обусловленные процессами кремнекалиевого метасоматоза (грейзенизация, березитизация, аргиллизация и др.). Второй фактор упорядочивает элементы по температурным условиям образования гидротермально-метасоматических пород. Например, для кварц-светлослюдистых метасоматитов выделяются ПГА, связанные с высокотемпературными процессами грейзенизации (W, Be, Sn), среднетемпературными березитами (Pb, Zn, Cu, Au) и низкотемпературными аргиллизитами (U, Ag, Sb, Hg).

Для рудных формаций важнейшим представляется фактор температурной зональности, который находит отражение в универсальном ряде геохимической зональности [11, 12] и устанавливается на большинстве эндогенных рудных месторождений. Например, для вольфрамовых месторождений [218] выделены ассоциации сопутствующих рудных элементов, связанные с высоко- (Be, Nb, Mo, Bi), средне- (Cu, Pb, Zn, Au) и низкотемпературными (Au, Ag, Sb, Hg) процессами. Важную роль играет рудоконцентрирующий фактор, приводящий к суммарному накоплению практически всех рудных элементов на одних участках по сравнению с другими. Металлогеническая роль этого фактора подчеркнута в работах М. И. Фаворской и И. Н. Томсона [232].

В целом следует отметить слабую изученность ПГА и практическое отсутствие эталонных объектов, для которых выявлены все развитые там ПГА. Поэтому представляется целесообразным на данном этапе исследований при составлении полиэлементных геохимических карт уделять особое внимание изучению геолого-геохимических процессов «в чистом виде». При этом предусматривается проведение систематического опробования горных пород, различающихся только по одному геологическому параметру, отражающему сущность геохимического процесса. Например, при изучении процессов грейзенизации в гранитах с каждого обнажения следует отбирать пробы наименее измененных и грейзенизированных гранитов (идеальный вариант — составление геохимического разреза с отбором серии проб от неизмененных гранитов к грейзенизированным породам и к грейзенам). Далее для каждой пары проб по всем элементам рассчитываются коэффициенты перераспределения, равные отношению содержаний элемента в измененной породе

к неизменной. Затем для всех обнажений приводится изучение ПГА по полиэлементным характеристикам коэффициента перераспределения.

Второй путь, позволяющий в какой-то степени компенсировать слабую изученность ПГА, заключается в детальном геологическом, петрографическом и минералогическом исследовании опробуемых горных пород, так как большинство геолого-геохимических процессов находит отражение не только в изменении содержаний и структур корреляционных связей элементов, но и в минералого-петрографических особенностях пород. При таком подходе подразумевается, что геохимическая модель природной системы нам не известна и что единственный путь ее воссоздания — статистический анализ содержаний химических элементов, выделение ПГА методами многомерной статистики и, как результат, установление зависимостей между полиэлементными ассоциациями и минералого-петрографическими и геологическими данными.

Решение поставленных задач представляется реально осуществимым в ближайшем будущем, так как опыт работ показывает, что число типов геохимических систем со свойственными только им структурами корреляционных связей элементов ограничено и, по-видимому, не превышает первых десятков.

МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

При проведении геохимического картирования выделяются следующие этапы исследований: 1) предполевой период, 2) полевые работы, 3) лабораторные исследования, 4) статистическая обработка данных с помощью ЭВМ, 5) построение карт.

Предполевой период. Производится сбор и изучение всех имеющихся геологических, геофизических, геохимических и металлогенических данных. На основе этой информации составляются планы проведения полевых работ и намечаются геохимические совокупности горных пород. В геохимическую совокупность объединяются близкие по составу породы одной геологической формации, подверженные однотипным гидротермально-метасоматическим и гипергенным изменениям, обнажающиеся в пределах одной геологической структуры. Опыт работ показывает, что на одном планшете государственной разграфки в среднем выделяется от 50 до 400 геохимических совокупностей.

Полевые работы. Геохимическое картирование с целью составления полиэлементной геохимической карты проводится, как правило, одновременно с геологической съемкой. Возможно также проведение самостоятельных геолого-геохимических или поисково-геохимических маршрутов на готовой геологической основе.

Пробы отбираются по нерегулярной сети. В зависимости от масштаба геохимических карт находятся и размеры сети опро-

бования. В среднем можно ориентироваться на сеть $0,5 \times 1$ см в масштабе карты. Среди полей развития монотонных слабо измененных горных пород сеть разрежается до 1×2 см, а в районах сложного геологического строения или широкого развития гидротермально измененных пород сгущается до $0,1 \times 0,5$ см. Допускается более густая сеть опробования на участках развития рудной или сопутствующей минерализации, в зонах тектонических нарушений, в приконтактовых зонах и т. д. Рекомендуется проводить отбор в пределах одного обнажения проб неизменной и метасоматически измененной породы для получения информации о процессах перераспределения элементов. В некоторых случаях приходится проводить дополнительные геохимические профили, чтобы получить достаточное для статистической обработки количество проб (из расчета 30—50 проб для геохимической совокупности).

В соответствии с рекомендациями Ф. Л. Думлера [64], подтвержденными специальными исследованиями, опробование проводится штуфным способом. Масса пробы составляет 100—200 г для средне-мелкозернистых пород и 300—400 г — для крупнозернистых.

Опробование сопровождается стандартной геологической документацией. Особое внимание уделяется изучению процессов изменения горных пород. Каждая проба обязательно сопровождается образцом и шлифом.

Дробление проб проводится механическим способом. Перед дроблением пробы разделяются на несколько типов (основные, кислые магматические породы, терригенные породы, известняки, измененные породы, оруденелые породы, руда) с целью исключения их возможного взаимного заражения. Часть пробы массой 50—100 г истирается до аналитического порошка, а остатки пробы (фракция размером до 1 мм) сохраняются в качестве дубликата для последующих более детальных минерало-геохимических исследований.

Лабораторные исследования. Все пробы подвергаются приближенно-количественному спектральному анализу на 40 элементов. Особое внимание следует обращать на точность анализа. По мнению Г. А. Шейниной [242], при изучении природных закономерностей следует пользоваться таким методом анализа, «ошибка которого меньше или хотя бы приблизительно равна стандартному отклонению изучаемой величины» природного распределения. Коэффициенты вариации содержаний элементов в геохимических совокупностях составляют 30—60 % [64], поэтому среднеквадратическая ошибка спектрального анализа не должна превышать 30 %.

Для уменьшения лабораторных ошибок анализа предлагаются следующие приемы [242]. Ошибки, связанные с вариациями состава пород, уменьшаются путем объединения в один лабораторный заказ проб, имеющих близкий состав, т. е.

сохраняется разделение пород на несколько типов, которое проводилось перед дроблением. Межлабораторные ошибки можно полностью исключить, для этого все пробы анализируются в одной лаборатории по одной и той же методике и, по возможности, одним и тем же аналитиком. Временный дрейф исключается введением в лабораторный заказ контрольных стандартных проб с известными содержаниями элементов; в дальнейшем проводится исключение систематических ошибок пересчетом результатов анализов. Перспективным представляется использование методик, при которых производится одновременное сжигание анализируемой пробы и пробы-эталоны. При специализированном геохимическом картировании во всех или части проб количественными методами определяется содержание главных рудных и индикаторных элементов. Выборочно проводится полный силикатный анализ.

Статистические методы обработки геохимических данных. Эти вопросы в достаточной степени рассмотрены во многих работах [95, 96, 145, 228, 240 и др.], поэтому ниже не обсуждаются стандартные приемы математической обработки геохимических данных: расчет статистических параметров распределения, проверка гипотез о функциях распределения, определение доверительных интервалов, оценка аномальных значений, проверка однородности выборки, изучение связи между количественными и качественными признаками с помощью критерия χ^2 и других методов непараметрической статистики, расчет коэффициентов корреляции и т. д.

Наиболее важные — это вопросы использования статистических методов изучения полиэлементных геохимических ассоциаций: корреляционного анализа, метода ветвящихся связей, метода главных компонент в прямой и обратной постановках, методов расчета геохимических параметров ПГА и коэффициентов дисперсности.

Корреляционный анализ заключается в расчете парных коэффициентов корреляции между всеми химическими элементами. Получаемая при этом корреляционная матрица является основой для изучения ПГА.

В последние годы широкое развитие получил метод многократной корреляции [19], который позволяет изучаемые химические элементы располагать в ряд таким образом, что соседние члены этого ряда имеют сильные положительные корреляционные зависимости, а крайние члены ряда являются антагонистами и характеризуются наибольшими отрицательными коэффициентами корреляции.

Метод ветвящихся связей [145] служит для графического отображения структуры корреляционной матрицы. При этом все химические элементы располагаются на плоскости по принципу: чем сильнее связь, тем ближе они расположены [216]. Положительные корреляционные связи показываются линиями

определенной толщины, зависящей от величины коэффициента корреляции. На схемах ветвящихся связей отчетливо выделяются ПГА и антагонистические им группы элементов.

Метод главных компонент факторного анализа [6, 134, 237] сводится, как уже отмечалось, к замене вектора зависимых случайных величин X или химических элементов размерности m вектором независимых случайных величин или факторов Z размерности $r \leq m$. Преобразование вектора зависимых случайных величин $X = (x_1, x_2 \dots, x)$ происходит в соответствии с формулой

$$x_i = \sum_{j=1}^r \omega_{ij} \cdot Z_j \quad (i = 1, 2, \dots, m; \quad j = 1, 2, \dots, r),$$

где x_i — содержание химического элемента, Z_j — значение фактора, ω_{ij} — факторная нагрузка i -элемента на j -фактор.

В практике геохимических исследований используются следующие характеристики, получаемые методом главных компонент: 1) дисперсии, или веса факторов d_j , обычно выражаемые в процентах; суммарный вес всех r -факторов равен 100%; суммарный вес главных 4—6 факторов составляет 80—95%; все факторы располагаются в порядке убывания их весов; дисперсия первого фактора обычно составляет 25—50%, иногда достигает 80%; три главных фактора образуют так называемый эллипсоид изменчивости; 2) факторные нагрузки являющиеся коэффициентами корреляции между химическими элементами и изучаемым фактором; элементы, имеющие значимые положительные нагрузки на фактор, рассматриваются в качестве ПГА данного фактора, а элементы с отрицательными значимыми нагрузками объединяются в антагонистическую ПГА; элементы с незначимыми нагрузками рассматриваются как индифферентные к этим ПГА; сумма квадратов факторных нагрузок для одного химического элемента равна единице, а для одного фактора — собственному числу $\lambda_j = m \cdot d_j / 100$; 3) значения факторов Z_j являющихся мерой насыщенности изучаемых пород перечисленными выше элементами ПГА; при положительных значениях Z_j преобладают химические элементы с положительными факторными нагрузками, а при отрицательных Z_j доминируют элементы-антагонисты. Расчет значений факторов производится по формуле

$$F_j = \frac{1}{\lambda_j} \sum \left(\frac{x_i - \bar{x}}{S_i} \right) \cdot \omega_{ij},$$

где \bar{x} — среднее значение, S_i — стандартное отклонение; F_j — характеристика ПГА.

Установление связи между значениями факторов и геологическими параметрами обычно проводится при построении факторных диаграмм и анализе карт значений факторов.

Обратная задача метода главных компонент, впервые сформулированная М. Д. Белониным [6], предусматривает нахождение $X_{\text{восст}}$ по отдельно взятому j -фактору, либо по любому сочетанию факторов. При этом в некоторых случаях полезно найти факторные составляющие или дельты содержаний химических элементов, т. е. разности между наблюдаемыми содержаниями элементов и восстановленными.

Коэффициент дисперсности, предложенный Г. Т. Скубловым, является мерой неоднородности распределения нескольких химических элементов в одной пробе. Последовательность операций при расчете КД поясним на примере распределения содержаний шести химических элементов в 24 пробах слабо измененных магматических пород Каргалинской кольцевой структуры (Центральный Казахстан).

На первом этапе производится расчет статистических параметров, матриц коэффициентов корреляции, факторных нагрузок и интерпретация факторов. В результате факторного анализа установлено, что I фактор имеет вес 58,2 %; II — 22,6 %; III — 7,6 %; все последующие факторы статистически не значимы. Значения факторных нагрузок для соответствующих элементов равны:

	Rb ₂ O	Mo	Pb	Zn	Cu	Ni
I фактор	+0,88;	+0,83;	+0,56;	-0,67;	-0,73;	-0,86
II фактор	+0,16;	+0,42;	+0,73;	+0,61;	+0,48;	+0,15
III фактор	+0,28;	+0,22;	-0,27;	-0,26;	+0,38;	+0,21

Анализ значений фактора I показывает, что они определяются составом пород: для кислых пород характерны положительные значения фактора I, для средних и основных по составу пород — отрицательные. Это значит, что фактор I обусловлен процессами магматической дифференциации. Фактор II интерпретируется как фактор рудонасыщенности и указывает на обогащенность или обедненность пород Pb, Zn, Cu, Mo. Фактор III может быть назван фактором рудной специализации; он свидетельствует об антагонизме свинцово-цинковой полиэлементной ассоциации по отношению к остальным элементам. Таким образом, в конкретном случае фактор I можно рассматривать как сингенетический, а фактор II и все последующие — как эпигенетические. В соответствии с поставленной задачей, необходимо исключить влияние I фактора и рассчитать факторные составляющие содержаний элементов, обязанные действию всех факторов, кроме первого.

На втором этапе рассчитываются «дельты» содержаний, или факторных составляющих, для каждого из элементов. Это проводится в соответствии с указанными выше формулами.

Третий этап включает расчет коэффициентов дисперсности. Для этого матрица дельт нормируется, транспонируется и под-

вергается статистической обработке. Рассчитываемые при этом средние арифметические отвечают коэффициентам насыщенности (КН), а стандартные отклонения — коэффициентам дисперсности (КД).

Для классификации объектов наряду с перечисленными методами используются методы кластерного анализа и дискриминантные функции, а для картирования региональных площадных изменений — тренд-анализ [28].

Использование ЭВМ. Оперативная обработка обширной геолого-геохимической информации возможна только при условии создания полностью автоматизированной системы на базе ЭВМ. Разработанная В. И. Мишиным и Г. Т. Скубловым [148] система включает информационные банки данных, фактографическую информационно-поисковую систему (ФИПС) и систему вычислительных и обслуживающих программ (СВОП).

Банки данных представляют собой записанные на магнитную ленту информационные массивы геолого-геохимических сведений, в которых для всех проб или объектов приводятся необходимые геолого-геохимические параметры или признаки. Среди признаков общего типа указываются номера проб, канав, скважин, обнажений, номенклатура топографического листа, координаты проб и глубина отбора проб, тип опробования, виды аналитических исследований, номера лабораторных заказов и др.

Геологические признаки включают сведения о составе, возрасте, условиях залегания, формационной принадлежности горных пород, а также данные о минеральном составе, структуре, текстуре и цвете пород; кроме того, указывается интенсивность, тип, минеральная ассоциация и характер развития гидротермально-метасоматических и гипергенных преобразований горных пород. В случае необходимости предусматривается возможность включения дополнительных признаков, характеризующих изучаемые объекты. Для каждого из перечисленных признаков, количество которых обычно изменяется от 20 до 50, разрабатывается информационный язык и система кодировки. Например, для признака состава пород предлагается такой вариант кодировки: 1 — диориты, 2 — кварцевые диориты, 3 — гранодиориты, 4 — граниты, 5 — аляскиты и т. д. Признак типа гидротермально-метасоматических изменений кодируется следующим образом: 1 — микроклинизация, 2 — альбитизация, 3 — грейзенизация, 4 — пропилитизация и т. д. Следующая группа признаков — аналитические данные — включает результаты полного силикатного анализа (15 признаков), приближенно-количественного спектрального анализа (40 признаков), количественных анализов на редкие элементы (15 признаков) и прочие данные. Число признаков, содержание их, информационный язык и правила кодировки полностью определяются исследователем, проводящим их обработку. Автоматизированная

система предусматривает возможность любых трансформаций различных банков данных и слияние их в единый банк.

Фактографическая, информационно-поисковая система (ФИПС) позволяет с помощью ЭВМ производить поиск документов по любому сочетанию признаков, а затем делать необходимые преобразования. В тексте запроса указываются условия поиска; например, требуется выбрать из банка данных все пробы гранитов, подверженных микроклинизации и альбитизации, с содержанием SiO_2 70—73 % с Th/U-отношением меньше 2,5. Вторая часть запроса содержит условия переработки исходных переменных в новое признаковое пространство с помощью арифметических, логических, функциональных и других преобразований, предусмотренных языком АЛГОЛ-60. Существует возможность расчета индикаторных геохимических отношений, петрохимических коэффициентов и параметров, включая пересчеты по Заварицкому, Ниггли, логарифмирования содержаний химических элементов и т. д. Основой ФИПС является транслятор запросов с упрощенным вариантом языка АЛГОЛ на язык ЭВМ. Система работает в режимах настройки (разметка магнитной ленты, формирование каталога, запись сведений об объектах и признаках), пополнения (ввод с перфокарт или других внешних носителей геолого-геохимических данных и запись их на магнитную ленту), поиска (трансляция запроса, проверка правильности его составления, поиск релевантных документов, формирование новых признаков, передача сформированного массива СВОП), корректировки (запись в банк данных новых документов вместо ранее записанных, пополнение их новыми геохимическими параметрами, запись результатов статистической обработки на магнитную ленту и в соответствующие документы).

Система вычислительных и обслуживающих программ [148] включает более 100 наименований, в том числе используемых при обработке геолого-геохимических данных («статистика», «корреляция», «факторный анализ», «непараметрическая статистика», «тренд-анализ», построение знаковой модели ПГК и т. д.). Последняя программа позволяет сформулировать любой геохимический параметр ПГА и соответствующими знаками в заданном исследователем масштабе откартировать их по площади [148].

Следует особо отметить быстрое действие автоматизированной системы. Например, построение знаковой модели карты для 1000 проб занимает 10—15 мин на машине БЭСМ-4.

Построение полиэлементных геохимических карт. Этот наиболее ответственный этап геохимических исследований представляет собой, по сути дела, диалог в системе «Человек — ЭВМ». Он проводится в три этапа: 1) предварительный статистический анализ; 2) построение частных ПГК для различных гео-

химических параметров; 3) построение сводной и специализированных ПГК.

Для всех геохимических совокупностей, число которых при площадных исследованиях изменяется в пределах 50—400, обычными методами многомерной статистики проверяется гипотеза об их однородности. В результате геолого-геохимического анализа аномальные пробы включаются в новую выборку или, при наличии бимодальности распределения, из одной совокупности формируются две выборки. При этом производится анализ причин появления аномальных проб и бимодальности распределения. Далее по усредненным содержаниям элементов в выборках, расчлененным с учетом законов распределения элементов, методом главных компонент устанавливаются ведущие ПГА и по значениям факторов, характеризующих эти ПГА, построением факторных диаграмм производится классификация геохимических совокупностей. При этом особое внимание уделяется установлению зависимости между геологическими параметрами (формационная принадлежность, тип пород, вид гидротермально-метасоматических преобразований и др.).

В результате расчета различных вариантов сочетаний геохимических выборок и различных комбинаций химических элементов по характеру изменения концентраций элементов, геохимических параметров ПГА и структур корреляционных связей между элементами производится выделение главнейших геохимических типов пород и классификация геохимических процессов.

Существенную помощь на предварительном этапе исследований может оказать использование методов кластерного анализа, построение карт тренд-поверхностей и знаковых моделей моноэлементных геохимических карт. Геолого-геохимический анализ последних является обязательным, так как на этих картах наиболее выпукло отражаются закономерности пространственного распределения элементов. В ряде случаев полезным оказывается построение знаковых моделей карт для различных индикаторных геохимических отношений. Весьма перспективным представляется построение карт коэффициента перераспределения химических элементов при гидротермально-метасоматических преобразованиях горных пород. На этих картах выделяются зоны привноса и выноса химических элементов, имеющие исключительно важное значение для прогнозно-металлогенических исследований.

Конечным результатом предварительного статистического анализа является классификация геохимических выборок, установление главнейших геохимических типов пород, выявление для них ведущих ПГА и получение формул для расчета геохимических параметров.

Второй этап — построение частных ПГК, включающих факторные карты содержания элементов в ПГА, карты коэффици-

ента дисперсности и карты структур корреляционных связей. Первые из них характеризуют уровень накопления химических элементов в ПГА. Как правило, выделяются один-два фактора, связанных с сингенетическими процессами, и два-три фактора, обязанные эпигенетическим процессам. Карты коэффициента дисперсности, характеризующие степень неоднородности распределения химических элементов в породах, составляются как для элементов одной ПГА, так и для факторных составляющих различных групп элементов. Карты структур корреляционных связей составляются методом скользящего окна, обычно объединяющего 30—100 проб, для нескольких ПГА, для факторных составляющих или для содержаний химических элементов.

В результате второго этапа исследований устанавливается связь частных ПГК с особенностями геологического строения, интенсивностью и типами гидротермально-метасоматических преобразований пород, геофизическими полями, геохимическими аномалиями и металлогенией района. Это позволяет определить значимость различных геохимических параметров для отображения различных геологических процессов. Анализ карт структур связей элементов позволяет провести геохимическое районирование территории.

Третий этап — построение сводной и специализированных ПГК. По результатам предыдущего этапа исследований составляются легенда к полиэлементной карте. Вся геологическая нагрузка на ней показывается крапом, гидротермально-метасоматические изменения — цветными знаками и штриховкой, контуры геохимических аномалий — цветными изолиниями, проявления полезных ископаемых — крупными цветными знаками, в соответствии с общепринятыми обозначениями. Вся геохимическая нагрузка ПГК показывается цветом. Например, для фемафильной ПГА габбро-гранитной серии можно использовать бледно-зеленый цвет, для гомеофильной — серый, для фельсифильной — желтый. Для параметров ПГА метасоматических процессов используются яркие цвета. Интенсивностью цвета при этом показывается уровень концентраций элементов в ПГА. Допускаются варианты сочетания двух и трех ПГА путем полосчатой закраски. Поля с повышенными и пониженными значениями коэффициента дисперсности оконтуриваются цветными линиями соответствующих ПГА. Яркими жирными линиями показываются границы геохимических зон и районов.

В заключение данного раздела отметим, что полиэлементные геохимические карты могут быть общие, частные и специализированные. Общие карты отражают закономерности пространственного распределения всех изучаемых химических элементов во всех типах пород для всех ПГА, характеризующих все геолого-геохимические процессы. Частные ПГК могут составляться для определенной группы химических элементов или для определенных типов горных пород, или только для

интересующих исследователя геолого-геохимических процессов. Специализированные ПГК направлены на решение конкретных геологических, геохимических и прогнозно-металлогенических задач.

ОПЫТ СОСТАВЛЕНИЯ ПОЛИЭЛЕМЕНТНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Полиэлементная геохимическая карта юго-восточной части Чу-Балхашского района (Южный Казахстан), специализированная на молибден и полиметаллы, составлена Г. Т. Скубловым, Б. Г. Ванштейном, Н. Б. Малышевой при участии В. Н. Копылова, С. Г. Лапшина и др. в 1974—1975 гг. При этом ставилась задача установить ведущие полиэлементные геохимические ассоциации, выделить ПГА, связанные с молибден-полиметаллической минерализацией березитовой и аргиллизитовой метасоматических формаций, откартировать эти ПГА по площади и наметить участки, по геохимическим данным благоприятные для поисковых рудных месторождений рассматриваемого типа.

Особенности геологического строения района. Юго-восточная часть Чу-Балхашского района расположена в зоне сочленения Джалаир-Найманской эвгеосинклинальной зоны кембрий-ордовикского возраста и девонского вулканогенно-интрузивного пояса. В южной части района, в пределах Анархайского блока обнажаются породы докембрийского кристаллического фундамента, представленные гнейсо-гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, реже мраморами и метапесчаниками. На юго-западе в виде узкой полосы прослеживается монотонная толща кембрийских граувакковых песчаников и подчиненных им диабазов, кремнистых сланцев, яшм и мраморов. С этими толщами пространственно ассоциируют небольшие по размерам тела габбро и перидотитов условно раннеордовикского возраста. В северной части района обнажаются терригенные и флишоидные образования ордовикского и силурийского возраста, являющиеся фундаментом для исключительно широко развитых девонских вулканогенных и интрузивных образований. Породы нижнего—среднего девона представлены эффузивами и туфами андезито-базальтового и андезито-дацитового состава, которые перемежаются с конгломератами, песчаниками и кислыми туфами. Средне-верхнедевонские образования преимущественно кислого состава слагают центральные части вулканогенных мульд. Значительную часть Чу-Балхашского района занимают гранитоидные интрузии позднедевонского возраста, представленные лейкократовыми гранитами, реже гранодиоритами и аляскитами. Наиболее крупные интрузии (Ботабурумская, Хантауская) ориентированы в северо-западном направлении, согласно с простиранием региональных

зон разломов (Джалаир-Найманская, Тюлькулинская, Сарытумская).

В районе широко развиты различные типы гидротермально-метасоматических преобразований горных пород (данные Е. В. Плющева, О. П. Ушакова и др.). Как правило, к наиболее эродированным частям гранитоидных интрузий тяготеют поля развития фельдшпатолитов, которые к приконтактовым зонам интрузий сменяются участками грейзенизированных, реже скарнированных пород. Средние части метасоматической колонки представлены березитами и пропилитами. Для вулканогенных мульд наиболее характерны калишпатофиры и аргиллизиты.

Металлогению района определяют месторождения и рудопроявления молибдена и полиметаллов, которые обычно приурочены к краевым частям вулканогенных мульд, пространственно тяготеют к участкам, где наблюдается смена пропилизированных пород березитизированными или калишпатизированными — аргиллизированными. Как правило, рудные объекты локализованы в опеляющих трещинах и зонах дробления северо-восточного и широтного простирания.

Методика работ. В пределах рассматриваемого района на площади 80×160 км проведено геохимическое опробование. Работы велись на готовой геологической основе, составленной по материалам средне- и крупномасштабных геологических съемок. Поэтому в предполевой период большое внимание уделялось составлению плана опробования. Направления геохимических маршрутов намечались вкост простирания геологических структур, с учетом особенностей геологического строения, типов и интенсивности гидротермально-метасоматических преобразований пород, обнаженности и т. д. При этом учитывалась необходимость охарактеризовать каждую из 100 выделенных в районе геохимических совокупностей минимум 40 пробами. В качестве отдельных совокупностей выступали, например, верхнедевонские граниты Хантауского массива, средне-верхнедевонские андезито-дациты Кызылсоксской мульды, песчаники Конурского прогиба ниже-среднедевонской вулканогенной моллассы, амфиболиты Анархайского поднятия условно докембрийского возраста и т. д. Линии маршрутов намечались в среднем через 2—3 км.

При проведении полевых работ намеченные маршруты, как правило, позволяли получать около 80 % необходимой геохимической информации. Кроме того, проводились дополнительные маршруты для более детального изучения гидротермально-измененных пород, рудных участков, опорных стратиграфических разрезов и интрузивных массивов. Для получения данных о процессах перераспределения элементов в пределах одного и того же обнажения отбирались пробы наименее измененной и метасоматически измененной породы. Опробование проводи-

лось штуфным способом. Масса проб 150—300 г. Каждая проба сопровождалась образцом и шлифом. Всего отобрано около 8000 проб.

Дробление проб проводилось механическим способом. С целью исключения возможного взаимного заражения все пробы разделялись на лабораторные заказы следующих семи типов пород: основные магматические, кислые, терригенные, карбонатные, сильно измененные, оруденелые породы, руды. Приближенно-количественный спектральный анализ на 40 элементов выполнен в геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ. Для оценки случайных и исключения систематических ошибок в каждый лабораторный заказ из 80 проб включалось по 20 контрольных зашифрованных проб с известными содержаниями элементов. При этом сохранялось деление изучаемых и контрольных проб на семь типов пород. В результате работ установлено, что временные систематические ошибки составляют в среднем 10—30 %, иногда достигают 50 %, в то время как случайные ошибки, рассчитанные после исключения систематических, обычно варьируют в пределах 12—27 %. Это свидетельствует о рациональности предлагаемого способа исключения аналитических ошибок и о возможности использования получаемых анализов, так как аналитическая ошибка ($\pm 20\%$) почти в два раза ниже вариаций природного распределения элементов (40 %).

Математическая обработка геолого-геохимических данных, записанных на магнитную ленту в виде матрицы размером 60×8000 , была осуществлена во ВСЕГЕИ на машине БЭСМ-4 с использованием ФИПС и АСОГИ [148].

Исключение систематических ошибок осуществлялось следующим образом. Для каждого лабораторного заказа по всем элементам для 20 контрольных проб находилось среднее значение разностей логарифмов содержаний между наблюдаемой концентрацией и истинной, а затем для 80 анализируемых проб данного заказа по всем элементам вводились поправки путем вычитания из логарифмов содержаний элементов средних значений логарифмических поправок, полученных по контрольным пробам.

После исключения систематических ошибок были проверены гипотезы о функциях распределения содержаний химических элементов в различных геохимических совокупностях. Установлено, что в большинстве случаев предпочтительным является логнормальный закон, который и был взят за основу при дальнейших исследованиях.

Сравнительный анализ геохимических выборок как по содержанию элементов, так и по структурам корреляционных связей показал, что все породы разделяются на четыре геохимических типа: 1) гипербазиты, 2) габбро-гранитоидные и комагматичные им вулканогенные образования, 3) терригенные

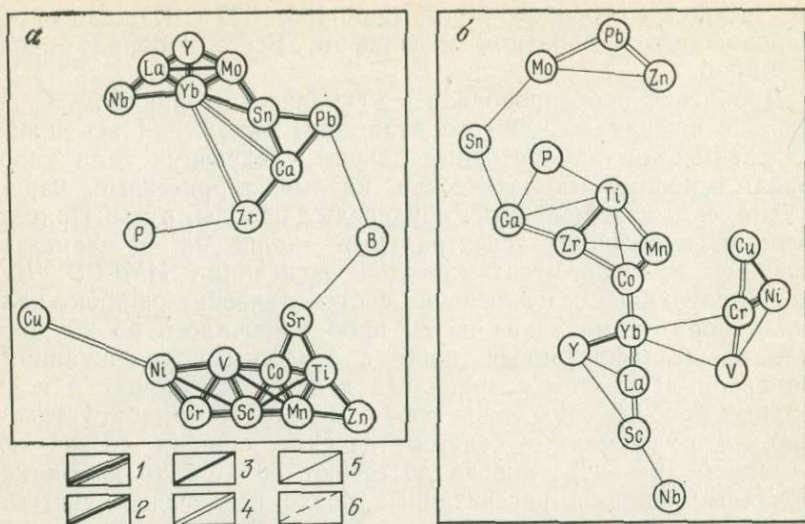


Рис. 17. Схема ветвящихся связей химических элементов (а) и их «дельта» (б) для магматических пород Чу-Балхашского района.

1-6 — значения коэффициентов корреляции: 1 — 0,70—0,90; 2 — 0,60—0,70; 3 — 0,50—0,60; 4 — 0,40—0,50; 5 — 0,30—0,40; 6 — 0,20—0,30

породы, 4) карбонатные породы. Для наиболее широко развитых в районе пород девонского вулканогенно-интрузивного пояса (67 совокупностей) по результатам корреляционного анализа (рис. 17, а) отчетливо выделяются две ассоциации элементов: 1) фемафильная (Cr, V, Ni, Co, Ti и др.); 2) фельсифильная (Nb, Yb, Y, Mo, Sn и др.). Первая из них характерна для пород основного состава, вторая — для кислых. Факторный анализ подтвердил этот вывод. Оказалось, что первый фактор, имеющий дисперсию 42 %, отражает кремнекислотность пород и что по нему происходит разделение элементов на фемафильные и фельсифильные. Он связан с сингенетическими процессами, так как упорядочивает магматические породы по составу. Второй и все последующие факторы имеют дисперсии менее 10 % и связаны преимущественно с эпигенетическими процессами.

Исключение фактора кремнекислотности путем решения обратной задачи факторного анализа, по М. Д. Белонину, позволило выявить связи, обязанные эпигенетическим процессам. На схеме ветвящихся связей (рис. 17, б), построенной по «дельтам» содержания элементов, отчетливо видно, что интересующая нас ассоциация рудных элементов (Mo, Pb, Zn) обособляется от остальных элементов и что наиболее антагонистические свойства по отношению к рудной ПГА имеют Nb, Sc, Y, La, Yb. Как показали дополнительные исследования, повы-

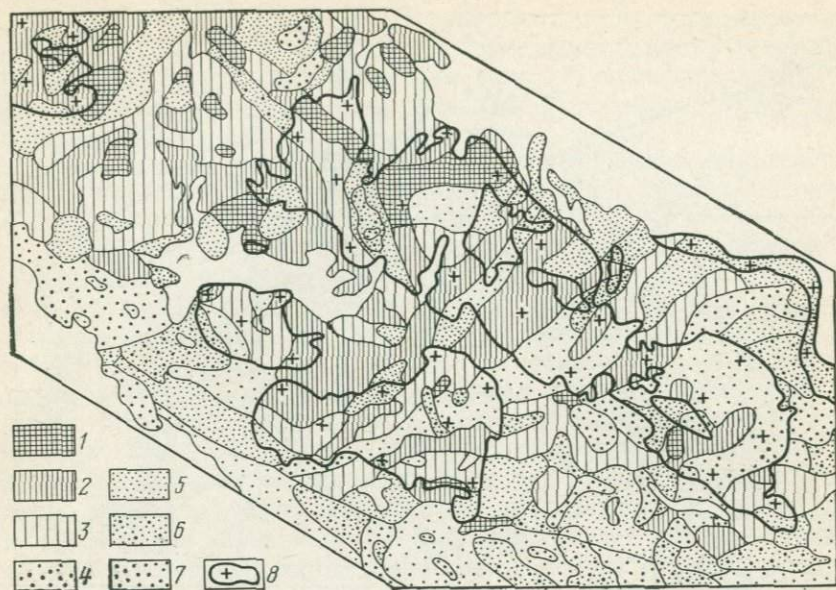


Рис. 18. Схематическая геохимическая карта распределения молибдена.

1—7 — содержания молибдена: 1 — более $\hat{x} \cdot \epsilon^{3/2}$; 2 — от $\hat{x} \cdot \epsilon$ до $\hat{x} \cdot \epsilon^{3/2}$; 3 — от $\hat{x} \cdot \epsilon^{3/2}$ до $\hat{x} \cdot \epsilon$; 4 — от \hat{x} до $\hat{x} \cdot \epsilon^{1/2}$; 5 — от $\hat{x} \cdot \epsilon^{1/2}$ до \hat{x} ; 6 — от $\hat{x} \cdot \epsilon^{-1}$ до $\hat{x} \cdot \epsilon^{-1/2}$; 7 — менее $\hat{x} \cdot \epsilon^{-1}$, где \hat{x} — оценка среднего содержания элемента или региональный фон; ϵ — стандартный множитель; 8 — верхнедевонские граниты

шенные значения факторных составляющих содержаний рудных элементов характерны для зон березитизации и аргиллитизации, а антагонистической ПГА — для зон фельдшпатизации и грейзенизации. Таким образом, выделенные по факторным составляющим рудная (Mo, Pb, Zn) и литофильная (Nb, Sc, Y, La, Yb) полиэлементные ассоциации могут быть взяты за основу при составлении полиэлементной геохимической карты.

На первом этапе составления ПГК с помощью ЭВМ были построены знаковые модели моноэлементных геохимических карт. На них определенными цифрами показаны уровни содержаний элементов (от высоких и повышенных к фоновым, пониженным и низким). В качестве шага для построения карт бралась величина стандартного отклонения логарифмов содержаний. Знаковые модели позволили получить предварительные данные о закономерностях пространственного распределения изучаемых элементов. Например, на моноэлементной геохимической карте молибдена (рис. 18) отчетливо видно, что девонские эффузивы среднего состава, граувакки кембрия, докембрийские метаморфические толщи характеризуются пониженными содержаниями элемента, в то время как граниты и кислые

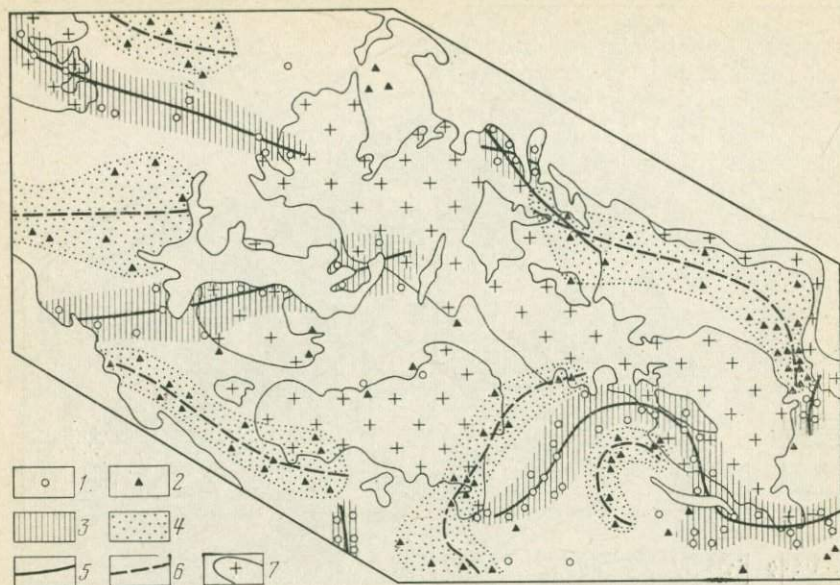


Рис. 19. Схема размещения зон привноса и выноса молибдена.

1—2 — обнажения, в пределах которых величины коэффициента перераспределения (КП) > 2 (1) и $< 0,5$ (2), где КП — отношение содержания молибдена в измененной породе к неизменной; 3 — зоны привноса; 4 — зоны выноса; 5—6 — осевые линии зон привноса (5) и выноса (6); 7 — верхнедевонские граниты

эффузивы девонского возраста выделяются повышенными концентрациями молибдена.

Вместе с тем на этой карте видны региональные геохимические структуры северо-восточного простирания — в зонах шириной 2—10 км отмечаются либо повышенные, либо пониженные содержания элемента. Установлено, что обогащение пород молибденом происходит преимущественно в зонах светлослюдистых гидротермально-метасоматических изменений пород (грейзенизация, березитизация, аргиллитизация), а обеднение — в зонах фельдшпатизации и пропилитизации. Кроме того, при сравнении измененных и неизменных пород по содержаниям молибдена было установлено, что в пределах района выделяются зоны с повышенными значениями коэффициента перераспределения (отношение содержания элемента в измененной породе к неизменной при условии отбора этих проб в пределах одного обнажения) и с пониженными величинами данного параметра (рис. 19). Эти зоны привноса и выноса указывают на существование глубинных зон миграции и перераспределения элементов. Важное металлогеническое значение зон подчеркивается тем фактом, что все месторождения и большинство рудопоявлений молибдена локализованы в пределах зон привноса (см. рис. 19).

Приведенные данные свидетельствуют о существовании по крайней мере трех факторов, управляющих распределением молибдена в магматических породах: 1) кремнекислотности или состава пород, 2) гидротермально-метасоматических преобразований, 3) рудогенных процессов.

Аналогичным образом были проанализированы закономерности пространственного распределения всех рудных и литофильных элементов во всех типах пород района.

Второй этап — построение специализированных моноэлементных, частных полиэлементных и карт коэффициента дисперсности распределения элементов. Для этих карт были использованы факторные составляющие содержания химических элементов, которые являются для магматических пород результатом действия всех факторов, кроме фактора кремнекислотности. Заметим, что значения факторных составляющих, или «дельт», были рассчитаны по системе программ «Исследователь» [6], а затем записаны на магнитную ленту. Далее строились знакомые модели карт «дельт» содержания элементов. Например, на карте «дельт» молибдена более отчетливо, чем на моноэлементной карте, отрисовались зоны перераспределения молибдена под действием метасоматических и рудных процессов. Еще более яркая картина получилась при построении частной полиэлементной карты для молибден-полиметаллической ассоциации (Mo, Pb, Zn, Ag). В качестве геохимического параметра для ее построения были использованы значения первого фактора, полученные при обработке матрицы «дельт» содержания этих элементов. Первый фактор характеризуется высокими положительными нагрузками на все элементы и имеет дисперсию 63 %, т. е. является интегральной полиэлементной характеристикой тех составляющих содержания рассматриваемых элементов, которые связаны с гидротермально-метасоматическими и рудными процессами.

Аналогичным образом были построены и проинтерпретированы карты «дельт» содержания остальных элементов и карты ПГА. Например, при анализе иттербий-иттриевой ассоциации элементов по «дельтам» содержания установлено, что перераспределение их обусловлено факторами: 1) суммарного накопления элементов в зонах фельдшпатизации, реже пропилитизации, а также в кольцевых зонах магматической проницаемости; 2) разделяющими элементы на две группы: иттербий-иттриевую, коррелирующую с калием, и бериллий-ниобиевую, коррелирующую с натрием. Следует подчеркнуть менее резко выраженный антагонизм молибден-свинцово-цинковой ассоциации по отношению к первому, суммарному фактору и отчетливый антагонизм к иттербий-иттриевой существенно калиевой ассоциации. Отметим, что молибден и калий в магматическом процессе являются коррелянтами, а в метасоматическом и рудном —

антагонистами; для рассматриваемого района эта закономерность выражена отчетливо.

После построения этих карт были проанализированы закономерности пространственного распределения коэффициента дисперсности для «дельт» содержаний элементов. Установлено, что повышенные значения КД наблюдаются в зонах резкой смены одних ПГА другими и что в большинстве случаев они хорошо коррелируют с зонами привноса элементов. Это подтверждает сделанный ранее вывод [5], что КД является индикатором потенциальной рудоносности магматических образований.

Третий этап — построение полиэлементной специализированной на молибден и полиметаллы геохимической карты. Выбор геохимических параметров для составления карты определялся постановленной задачей. Поэтому в качестве ведущей (F_1) была взята факторная ассоциация «дельт» содержаний Mo, Pb, Zn, которая отражает уровень накопления тех составляющих элементов, которые связаны с гидротермально-метасоматическими и рудными процессами. В качестве второстепенных были взяты ассоциации иттербий-иттриевая (F_2) и других редких металлов (F_3). Второстепенные ассоциации наиболее отчетливо фиксируют кольцевые зоны перераспределения химических элементов в районе Хантауского гранитного массива (рис. 20). Для построения карты лишь частично были использованы данные по титан-циркониевой (P, Ga, Ti, Zr, Mn, Co) и медно-никелевой (Cu, Cr, V, Ni) ассоциациям (см. рис. 17), которые не являются определяющими для рудной специализации рассматриваемого района.

При составлении легенды к полиэлементной геохимической карте выбрана цветовая шкала. Типы ассоциации и степень обогащенности пород той или иной ассоциацией показывались различными цветами и разной их интенсивностью. Другие параметры изображались с помощью различных типов штриховки.

Результаты работ. Анализ закономерностей пространственного распределения полиэлементных геохимических ассоциаций позволяет выделить в пределах рассматриваемого района геохимические зоны (см. рис. 20).

Хантауская зона занимает центральную часть территории, размер ее 60×60 км, характеризуется сильной геохимической дифференцированностью и преобладанием иттриевой ассоциации над молибденовой. В юго-восточной части зоны в северо-западном направлении почти непрерывно прослеживается полоса повышенных концентраций иттрия и иттербия. К югу-западу и северо-востоку от этой полосы элементы иттриевой и редкометальной ассоциаций присутствуют примерно в равных количествах, и лишь для северной части Хантауской зоны характерно преимущественное развитие элементов редкометальной группы.

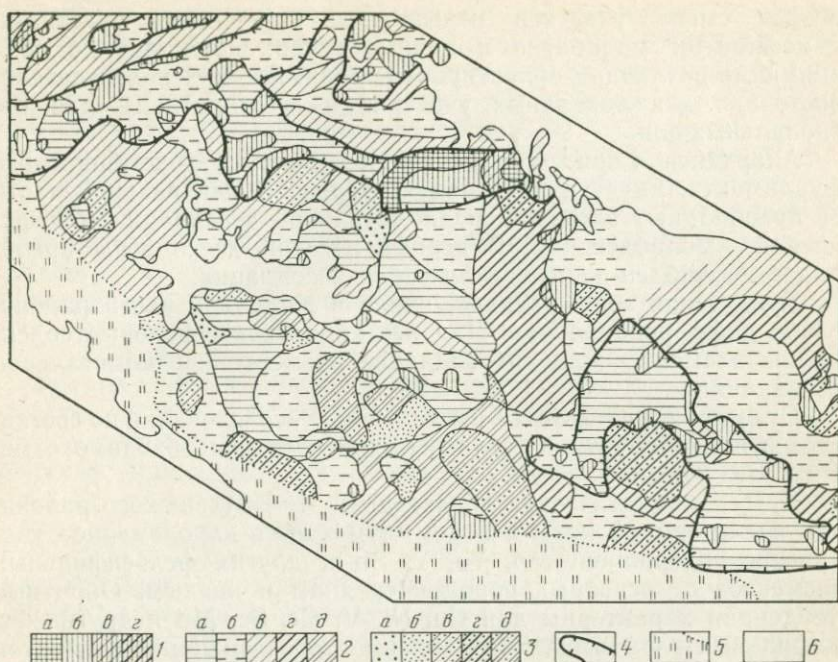


Рис. 20. Полиэлементная геохимическая карта Чу-Балхашского района.

1, 2, 3 — значения геохимического параметра F_1 молибден-полиметаллической ассоциации >1 (1), от 1 до -1 (2), <-1 (3); а, б, в, г, д — значения геохимического параметра F_2 редкометальной ассоциации <-1 (а), от -1 до 1 (б), >1 (в, г, д); в, г, д — значения геохимического параметра F_3 редкометальной ассоциации <-1 (в), от -1 до 1 (г), >1 (д); 4 — контуры главнейших геохимических зон, благоприятных для локализации молибден-полиметаллического оруденения; 5 — ареалы развития осадочных пород; 6 — неоген-четвертичные отложения

Участки повышенных и фоновых содержаний элементов молибденовой ассоциации имеют подчиненное развитие в пределах зоны. Характерен очень сильный антагонизм элементов молибденовой и иттриевой ассоциаций.

Карасайская зона, пространственно совпадающая с одноименной мульдой вулканического происхождения, имеет изометричную форму, и выделяется слабой дифференциацией при существенном преобладании элементов редкометальной ПГА. В центральной части зоны отмечается поле размером 7×9 км с дефицитом элементов молибденовой ассоциации.

Кызылсай-Ботабурумская зона, занимающая северную часть территории, характеризуется сильной дифференцированностью, преимущественным развитием молибден-полиметаллической ассоциации, подчиненной ролью редкометальной и полным отсутствием иттриевой ПГА. Наиболее высокие содержания молибдена и элементов-спутников характерны для юго-восточной части зоны; здесь на границе с Хантауской зоной происходит

резкая смена участков повышенных содержаний участками с дефицитом молибдена и полиметаллов. Обращает на себя внимание различная ориентировка геохимических полей: северо-восточная для локальных участков и субширотная — для региональных зон.

Анархайская зона, приуроченная к выступу докембрийского фундамента, имеет изометричную форму. В центральной части ее преобладают элементы редкометальной ассоциации и дефицитной — молибденовой. В периферической части зоны преобладает молибден-полиметаллическая ассоциация.

Кундузская зона, расположенная в восточной части района, слабо дифференцирована. Для нее характерны фоновые содержания элементов или преобладание элементов редкометальной ассоциации.

Суммируя результаты проведенных исследований по составлению полиэлементной геохимической карты, необходимо отметить следующее.

1. Для магматических образований Чу-Балхашского района, как и для земной коры в целом, отмечается закономерное увеличение содержаний Mo, Yb, Y, Sn и других фельсифильных элементов от основных пород к средним и кислым. Обратные тенденции характерны для Cu, Ni, V, Cr, Sc, Mn и других фермафильных элементов. Эта зависимость содержаний элементов от состава пород обусловлена действием фактора кремнекислотности. Исключение этого фактора позволяет по «дельтам» содержаний элементов установить роль прочих геологических факторов. В ряду: формационная принадлежность, латеральная изменчивость, или площадной тренд, возраст пород, условия глубинности образования — наблюдается последовательное уменьшение роли этих факторов в распределении химических элементов в магматических породах. В целом по сингенетическим факторам выделяются геохимические зоны с фемическим, салифелическим и фемисалическим профилями и устанавливается крупная поперечная геохимическая зона фемического типа, проходящая через Анархайское поднятие.

Наши данные со всей очевидностью указывают на значительное преобладание геохимической специализации блоков земной коры по сравнению со специализацией интрузивных формаций, устанавливаемой по «дельтам» содержаний элементов. Охарактеризованные геохимические зоны или блоки различаются как по степени дифференцированности геохимических полей, так и по преобладанию той или иной полиэлементной геохимической ассоциации.

2. Существенной является роль фактора гидротермально-метасоматических преобразований горных пород при перераспределении химических элементов. Отмечавшаяся ранее тенденция выноса молибдена и элементов-спутников при железо-магниевом метасоматозе (пропилитизация) находит подтверждение и при

совместном анализе полиэлементной геохимической и карты метасоматических формаций, составленной Е. В. Плющевым, О. Н. Ушаковым и др. Большинство участков, где развиты процессы пропилитизации, картируется пониженным содержанием элементов молибден-полиметаллической ПГА. В то же время для полей развития светлослюдистых изменений (аргиллизиты, березиты) характерны повышенные концентрации молибдена и элементов-спутников. В целом же региональные геохимические структуры, выделенные по эпигенетическим факторам, занимают секущее положение по отношению к геологическим структурам и лишь в общих чертах совпадают с регионально-метасоматическими структурами.

3. Не менее важное значение для распределения химических элементов имеют глубинные зоны проницаемости земной коры, которые обуславливают проявление региональной геохимической зональности и они в конечном счете предопределяют размещение эндогенных месторождений. Прежде всего это относится к зонам привноса рудных элементов, которые прослеживаются на десятки километров, и в их пределах независимо от типа геологических структур и характера гидротермально-метасоматических изменений отмечается избыток содержаний рудных элементов в измененных породах по сравнению с неизмененными. По-видимому, по геохимическим данным выделяются рудоконцентрирующие структуры, на которые в последние годы обращено пристальное внимание [232]. Региональная геохимическая зональность Чу-Балхашского района определяется закономерной сменой иттербий-иттриевой ассоциации редкометальной, а последней — молибден-полиметаллической. Наиболее полно эта зональность выражена при переходе от южной части Хантауской зоны на север. В несколько редуцированном варианте она наблюдается в пределах Анархайского блока.

4. Металлогеническая роль глубинных зон перераспределения химических элементов подтверждается тем фактом, что все известные в районе месторождения и рудопроявления молибдена и полиметаллов локализованы в зонах привноса рудных элементов, в пределах участков с повышенными значениями параметра F_1 — молибден-полиметаллической ассоциации. Наибольший интерес представляют региональные геохимические барьеры, где происходит резкая смена полиэлементных геохимических ассоциаций. В частности, заслуживает особого внимания северная часть Хантауской зоны, где участки, имеющие повышенные значения фактора редкометальной ассоциации и небольшие — молибденовой, резко сменяются участками Кызылсай-Ботабурумской зоны, где в повышенных концентрациях наблюдаются молибден и элементы-спутники. Значительный интерес представляет также периферическая часть Анархайской зоны. Следует подчеркнуть, что выделяемые нами

региональные геохимические барьеры фиксируются полями повышенных значений коэффициента дисперсности распределения элементов.

Глава 6

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ И ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Оценка перспектив рудоносности того или иного формационного типа метасоматитов достаточно сложная задача, решение которой является предметом детального и всестороннего исследования. Существует большое количество безрудных метасоматитов, необходимость изучения которых снижает экономическую эффективность поисково-разведочных работ. В связи с этим важно установить ограниченную совокупность ведущих геологических и минералого-геохимических факторов, существенно влияющих на разграничение метасоматитов конкретного типа по степени рудоносности и масштабу оруденения на основании косвенной информации об интенсивности рудообразующего процесса. Это возможно с помощью ряда алгоритмов дискриминантного анализа, реализованных на ЭВМ М-220. В качестве объекта исследования при решении подобной задачи взята формация альбититов, достаточно подробно описанная в литературе [11, 10, 41, 177, 224].

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Изучались альбититы двух рудных районов, развитые в зонах глубинных разломов среди толщи метаморфических и ультраметаморфических пород докембрия. Редкометалльные альбититы характеризуются высокой щелочностью и проявлены в пределах тектонических зон локально, тяготея к узлам сочленения и сопряжения нарушений более низких порядков, к участкам интенсивного брекчирования и катаклаза. Длительно развивающиеся структуры обеспечивали циркуляцию альбитизирующих растворов, что нашло отражение в интенсивности проявления метасоматического процесса.

В настоящей работе мы ограничиваемся рассмотрением особенностей процесса альбитизации, затронувшего комплекс метаморфических и ультраметаморфических пород гнейсово-мигматитовой серии в краевых зонах разломов, активизированных в протерозое, ограничивающих крупные антиклинальные поднятия, сложенные преимущественно микроклиновыми гранитами. Альбитизация наложена на все типы вмещающих пород (гнейсы,

мигматиты, граниты, пегматиты, катаклазиты) с образованием соответствующих литологических разностей альбитито-апогнейсовых, апомигматитовых, апогранитных и др. Идентичность минеральных парагенезисов, образующихся по всем разновидностям замещаемых пород, позволяет выделить [177] три зоны: внешнюю, характеризующуюся интенсивным развитием серицита, хлорита, эпидота во вмещающих породах; промежуточную, представленную альбит-микроклиновыми метасоматитами, и внутреннюю, сложенную собственно альбититами.

Детальное картирование опорных разрезов и систематизация данных о строении внутренней зоны позволили по пространственному размещению различных ассоциаций темноцветных минералов установить особенности горизонтальной и вертикальной фациальной зональности и выделить фациальные разновидности альбититов, формирование которых отражает определенный уровень* вертикальной зональности метасоматитов. Кроме того, на всех объектах отмечено проявление поздних «вторичных» ассоциаций темноцветных минералов, характеризующих постальбитовый этап существования альбититов.

Первый (нижний) уровень представлен альбититами, сохранившими в своем составе первичные темноцветные минералы — диопсид, роговую обманку, актинолит (ассоциация альбита, или альбит-олигоклаза с бесщелочным амфиболом и бесщелочным пироксеном). Горизонтальная зональность альбититов выражается в смене амфиболовых разновидностей амфибол-пироксеновыми и пироксеновыми. В центральных частях тел отмечается слабая рибекитизация амфибола. На некоторых участках во внутренних зонах могут образовываться альбититы с рибекитом и полущелочным пироксеном типа эгирин-диопсида. Из наложенных процессов характерны эпидотизация и апатитизация, последняя нередко бывает весьма интенсивной.

Второй (средний) уровень характеризуется преобладающим развитием рибекит-эгириновых и эгириновых альбититов. В крупных телах альбититов краевые части представлены хлорит-эпидотовыми разностями, которые к центру сменяются эгирин-рибекитовыми, затем рибекит-эгириновыми или эгириновыми, достигающими значительных мощностей (80 м). В отдельных случаях среди эгириновых альбититов прослеживаются небольшие тела амфибол-пироксеновых альбититов. Наложение минералов постальбитовой стадии приводит к усложненному парагенезису минералов. Отчетливо проявлены процессы сфенизации, апатитизации, флогопитизации и более поздней карбонатизации.

Третий (верхний) уровень характеризуется преобладающим развитием рибекит-эпидотовых альбититов, имеющими четко

* Условная горизонтальная поверхность, позволяющая определить положение метасоматитов в вертикальном разрезе.

выраженное зональное строение. Внешняя зона представлена хлорит-эпидотовыми альбититами, которые по направлению к центру последовательно сменяются хлорит-эпидот-рибекитовыми, рибекитовыми и эгириин-рибекитовыми. При этом рибекитовые альбититы имеют мощность до 50 м, а рибекит-эгириновые разности образуют зоны мощностью не более 10—15 см. В составе рибекитовых альбититов иногда в виде реликтов сохраняются зерна бесщелочного амфибола — роговой обманки. Устанавливается развитие рибекита вверх по восстанию альбититовых тел, низы которых сложены хлорит-эпидотовыми альбититами. В этом случае собственно эгириновые (безрибекитовые) альбититы не образуются. Чрезвычайно широко распространены наложенные ассоциации минералов, связанные с проявлением флогопитизации, хлоритизации, гематизации и карбонатизации альбититов.

Сопоставив между собой все разрозненные участки метасоматической зональности, можно представить сводную схему первичной горизонтальной и вертикальной зональности. Намечается последовательное замещение (от периферии к центру, сверху вниз) эпидот-хлоритовых фаций эпидот-рибекит-хлоритовыми, рибекитовыми, эпидот-рибекитовыми и собственно эгириновыми.

Так как на первичные парагенезисы темноцветных минералов наложены нередко более поздние парагенезисы, затупляющие картину зональности альбититов, целесообразно выделить еще один — четвертый уровень зональности, который характеризуется широким развитием постальбитовых ассоциаций темноцветных минералов — хлорита и гематита. Такие хлорит-гематитовые разновидности альбититов имеют очень широкое распространение и прослеживаются скважинами до глубины свыше 1000 м. В поле хлорит-гематитовых альбититов в виде отдельных разрозненных линз, тонких прослоев отмечаются все разновидности альбититов, выявленные на других объектах. Чрезвычайно редки, однако, эпидот-хлоритовые разновидности. С глубины более 1000 м в разрезе преобладают эгириин-рибекитовые альбититы с оторочкой рибекитовых разностей. Детальными исследованиями установлено замещение рибекит-эгириновых ассоциаций поздними хлорит-гематитовыми и образование двуминеральных гематитовых альбититов. Хлорит-гематитовые альбититы развиваются в верхах и на флангах альбититовых тел, проникая по зонам тектонических нарушений на значительную глубину.

Таким образом, в ходе регрессивного метасоматического процесса формировалась поздняя низкотемпературная ассоциация темноцветных минералов (бесщелочная), включающая хлорит, гематит, карбонат, которая замещала первичную (щелочную) ассоциацию темноцветных минералов. В таких случаях прослеживается вторичная совмещенная вертикальная зональ-

ность: альбититы ранних и относительно высокотемпературных фаций располагаются на более глубоких горизонтах по сравнению с поздними низкотемпературными фациями.

Смена альбитизации карбонатизацией является необходимым условием для формирования рудоносных разностей метасоматитов. В рудоносных альбититах фиксируются аномальные концентрации CO_2 (1,5—8%), в безрудных разновидностях альбититов содержание CO_2 не поднимается выше 1—1,5%. Ореолы повышенных содержаний углекислоты не характерны для вмещающих пород или внешней зоны метасоматитов, лишь на отдельных участках они входят в промежуточную зону альбит-микроклиновых метасоматитов. Высокоминерализованные углекислые растворы неравновесны с рибекит-эгириновыми альбититами, чем и объясняется интенсивное разрушение в основном темноцветных минералов с образованием на ранней стадии сфена и флогопита, на более поздней — хлорита и гематита. Преобразованные на конечной стадии процесса альбититы по своим парагенезисам приближаются к «эйситам», весьма распространенным в околорудных ореолах месторождений [168, 175].

Постальбитовые метасоматические образования фиксируют кальций, накапливающийся в щелочных растворах по мере интенсивной проработки вмещающих метаморфических пород. В ранние стадии выпадают минералы с относительно пониженным содержанием кальция (25—28%) — эпидот и сфен. Выпадение кальцита и апатита происходит при почти двукратном увеличении содержания кальция в растворе. Парагенезис этих наложенных минералов формируется в результате изменения термодинамической обстановки и соотношения активных концентраций щелочных и щелочноземельных катионов в метасоматических растворах в пользу последних. Рудоотложение следует за карбонатизацией. Оно приурочено к внутренним зонам альбититов, тяготеет к эгирин- или рибекитсодержащим разностям, как неизменным, так и подвергнутым преобразованию в постальбитовые стадии процесса.

Отмеченные закономерности формирования рудоносных альбититов явились основой для исходного описания минералогеохимических особенностей проявления щелочного метасоматоза на разномасштабных объектах с целью выявить наиболее существенные факторы, характеризующие метасоматиты рудных формаций.

СТРУКТУРА ИСХОДНОГО ОПИСАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

При сборе материалов представлялось целесообразным дать достаточно полную характеристику особенностей проявления метасоматического процесса. Собранные данные составили

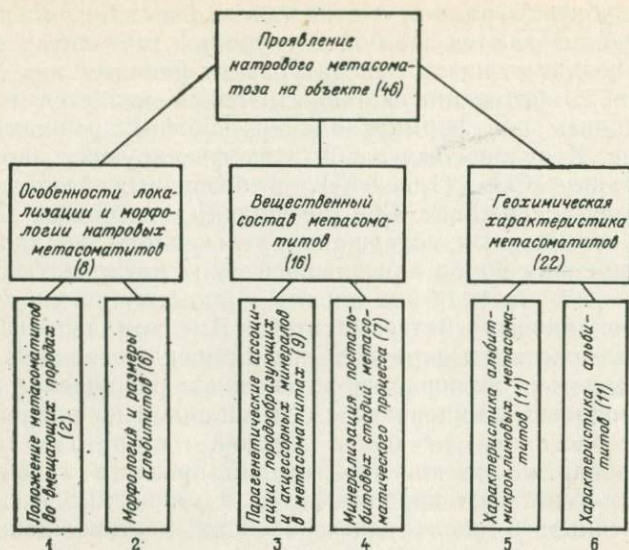


Рис. 21. Схема исходного описания объектов проявления натрового метасоматоза, в скобках указано количество геологических факторов. Подгруппы факторов (1—6). См. пояснения в тексте

исходное описание 21 объекта, среди которых 6 месторождений, 7 рудопроявлений* и 8 участков безрудных метасоматитов. Это описание включает 46 факторов, прослеженных на всех изучавшихся объектах и отражающих условия локализации, морфологию, вещественный состав и геохимические особенности щелочных метасоматитов (рис. 21). Выделены подгруппы факторов (см. рис. 21, 1—6), которые характеризуют: 1) приуроченность метасоматитов к различным литологическим разновидностям пород и соотношению литологических типов метасоматитов; 2) процент альбититов в составе метасоматитов, суммарную горизонтальную мощность и относительную плотность альбититов, глубины их залегания и выклинивания; 3) ассоциации темноцветных и лейкократовых минералов в метасоматитах; 4) интенсивность проявления наложенных процессов (эпидотизации, сфенизации, гематитизации, апатитизации, карбонатизации, окварцевания, сульфидизации); 5—6) средние содержания некоторых типоморфных элементов (щелочей, углекислоты, тория, циркония, свинца и др.); индикаторные отно-

* Три из них являются объектами переходной группы к месторождениям.

** Понятие геологического фактора определяется как характеристика определенного свойства объекта; интервалы конкретных факторов далее рассматриваются как «признак».

шения для альбит-микроклиновых метасоматитов и альбитов.

Таким образом, исходное описание опирается как на качественные характеристики свойств объекта, так и на факторы, охарактеризованные количественно.

Обработка данных осуществлена по двум основным схемам: 1) получение решений, учитывающих особенности пространственного размещения объектов в структурах рудных полей и условия локализации оруденения; 2) получение решений, опирающихся на группы факторов, которые отражают отдельные крупные этапы истории геологического развития рудоносных структур района.

Последовательный анализ данных по обеим схемам с помощью программ для ЭВМ основан на представлениях о существовании причинно-следственных связей между факторами.

Все изучавшиеся объекты вошли в эталонную выборку, в которой априорно выделены классы «месторождений (I) и класс «неместорождений» (II). К классу I, состоящему из 9 объектов, отнесены месторождения различного масштаба. Соответствующая группа из 9 объектов класса II объединяет 4 рудопроявления, 3 проявления минерализации и 2 участка безрудных метасоматитов. Остальные объекты являлись контрольными. Такое разграничение объектов обучения, при весьма ограниченной контрольной выборке, определило требование к алгоритмам, предназначенным для обработки исходных данных (возможность анализа структуры каждого из классов определение места в нем отдельного эталона).

При обработке геологических данных использован ряд алгоритмов («Оптимальная прямая», «Информативный набор» и др.), которые основаны на различных способах оптимизации статистики Q дискриминантного анализа, введенной С. Уилксом [56, 228]. Статистика Q оценивает пересекаемость и удаленность двух нормально распределенных выборок в многомерном пространстве, по осям которого отложены геологические факторы, подлежащие изучению. Инвариантность коэффициента Q (показатель пересекаемости выборок) относительно масштабов, в которых измеряются факторы, позволила использовать цифровой способ кодирования исходных данных. Последующие процедуры по их систематизации включали построение шкалы количественных факторов, контролируемое рассмотрением содержательных аспектов выделяемых при этом интервалов; минимизацию описания путем устранения факторов, имеющих наиболее низкие показатели информативности; сопоставление с решениями, базирующимися на геолого-структурных факторах и подчеркивающими важность учета всей предшествующей метасоматозу истории геологического развития структуры.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассмотрим результаты частных решений, опирающихся на использование отдельных подгрупп факторов, учитывающих размеры и морфологию гранитных массивов, состав вмещающих пород и т. п. Показатель пересеканности выборок — Q в таких решениях достаточно велик 0,325—0,48 при ошибке классификации 50 %. Это указывает, что при выборочном использовании факторов, характеризующих вещественный состав метасоматитов, их размеры и морфологию, нельзя осуществить разграничение объектов по перспективности. В то же время установлено, что существенно влияют на правильную классификацию, соотношение литологических разностей метасоматитов, процент альбититов в составе метасоматитов, интенсивность проявления разнообразных постальбитовых процессов (эпидотизация, гематитизация, карбонатизация).

Итоговыми явились несколько решений, базирующиеся на использовании набора геолого-минералогических факторов, относящихся к разным подгруппам.

Первое из них учитывает отдельные факторы структурного контроля метасоматитов, сведения об особенностях состава вмещающих их пород, морфологии и размерах метасоматитов и их вещественном составе (рис. 22, А). Установлено, что при полном разграничении эталонов на классы ($Q=0,13$) это решение имеет сравнительно высокие классификационные возможности (максимальная ошибка не более 12 %). В этих решениях весьма существенными оказываются факторы, характеризующие структурное положение метасоматитов, их приуроченность к различным литолого-петрографическим разностям пород, состав и количество самих альбититов.

Второе решение (рис. 22, Б) дополнительно учитывает факторы, отражающие проявление наложенных процессов — эпидотизации, гематитизации, карбонатизации. Возможность разграничения объектов по перспективам, достигнутая с помощью данного решения ($Q=0,097$), при низкой величине вероятной ошибки (не более 10 %) также делает его приемлемым для использования в практических целях. Увеличение эффективности классификации связывается с высокой информативностью факторов, характеризующих интенсивность проявления карбонатизации и гематитизации. Менее существенными оказываются факторы, характеризующие морфологию метасоматитов, глубину их залегания, присутствие кварца, содержание главных порообразующих элементов в альбититах.

Более эффективные решения ($Q=0,05$) получены при использовании факторов, характеризующих геохимические особенности метасоматитов (содержания CO_2 , Be, Pb, P, V, Zr, Th, TR и др.). Наиболее существенными оказались параметры, фиксирующие средние содержания CO_2 в альбититах и альбит-микро-

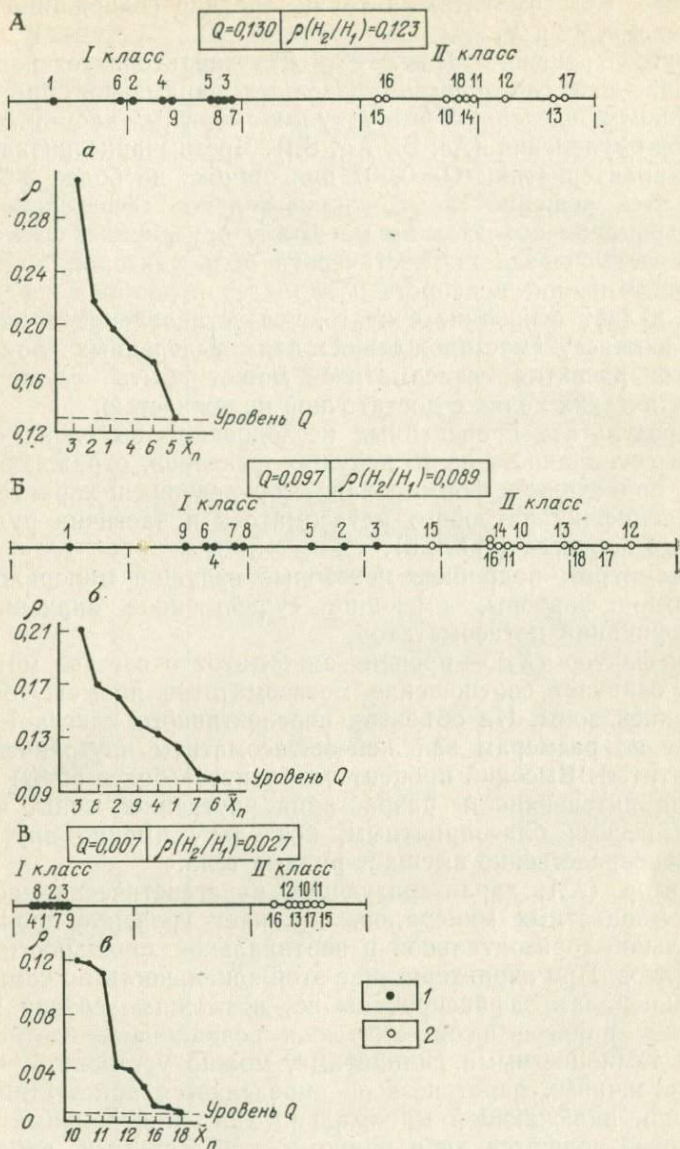


Рис. 22. Результаты классификации эталонных объектов при использовании ведущих минералого-геохимических факторов и графики изменения их информативности.

А, Б, В — примеры практических решений при использовании различных наборов существенных факторов; $\rho(H_2/H_1)$ — величины ошибок классификации.
 1—2 — проекции точек (эталонных) на оптимальной прямой, масштаб построения — 1 см = 0,2 относительных ед. (1 — объекты класса I, 2 — класса II).
 а, б, в — изменение значений показателей информативности факторов при различных уровнях

клиновых метасоматитах, а также средние содержания в альбититах Pb, Zr и V.

Другое решение (рис. 22, B) характеризует изменение разрешающей способности указанных параметров при дополнительном вовлечении в выборку типоморфных элементов-индикаторов оруденения (As, Bi, Ag, Sn). Чрезвычайно низкая величина характеристики $Q=0,007$ при ошибке не более 3 % отличает это решение как исключительно эффективное для классификации объектов по масштабу оруденения. Это определяет в свою очередь диагностическую роль факторов, прямо указывающих на интенсивность и характер рудообразующего процесса, и дает основание считать, что установление принадлежности к классу «месторождений» для выделенных локальных участков развития метасоматитов может быть осуществлено в практических целях с достаточной надежностью.

В результате проведенных исследований выделена ограниченная совокупность из 18 ведущих факторов, отражающих явления, приведшие к формированию оруденения и характеризующих специфику натрового метасоматоза и частично рудообразующего процесса (табл. 5).

Рассмотрим подробнее некоторые ведущие минералого-геохимические факторы, имеющие существенное значение при классификации метасоматитов.

Так фактор (X_4) — процент альбититов в составе метасоматитов, означает соотношение метасоматитов промежуточной и внутренней зоны. На объектах перспективного класса I преобладают по размерам залежей метасоматиты внутренней зоны (альбититы). Высокий процент альбититов (более 50 %) указывает на интенсивность разрастания внутренней зоны, что является весьма благоприятным, поскольку именно внутренняя зона непосредственно вмещает рудные тела.

Фактор (X_5), характеризующий парагенетические ассоциации темноцветных минералов, отражает уровень проявления фациальной горизонтальной и вертикальной зональности самих альбититов. При характеристике этой зональности по темноцветным минералам зафиксированы все возможные случаи наблюдавшихся парагенезисов. Учитывая реакционные соотношения между темноцветными силикатами, можно установить, что состав устойчивых парагенезисов определяется присутствием ассоциации, включающей минимально два минеральных вида. Остальные являются либо ранними — остаточными, либо поздними — наложенными.

Соотношение альбититов с щелочной и бесщелочной ассоциациями минералов условно оценивается фактором (X_6). На многих рудных объектах преобладание бесщелочных парагенезисов происходит за счет интенсивного развития наложенных процессов, при этом ассоциации с щелочными темноцветными минералами могут появляться на значительных глубинах (около

Минералого-геохимические факторы оценки перспективной
рудноспособности метасоматитов

Группы факторов	X_n	Содержание ведущих факторов	Характеристика благоприятного (или неблагоприятного) проявления факторов
Особенности локализации, морфологии и состава натровых метасоматитов	1	Приуроченность метасоматитов к различным литолого-петрографическим разностям пород	Неблагоприятно положение в однородной толще гнейсов
	2	Соотношение литологических разностей метасоматитов	Неблагоприятно отсутствие апогранитных разновидностей альбититов
	3	Углы падения метасоматитов	Благоприятно присутствие, в том числе прочих, пологих залежей метасоматитов
	4	Процент альбититов в составе метасоматитов	Благоприятно более 50 %
	5	Парагенетические ассоциации темноцветных минералов	Неблагоприятно отсутствие щелочных темноцветных минералов
	6	Площадь альбититов с ассоциацией щелочных темноцветных минералов	Благоприятно не менее 40—50 % от всей площади альбититов
Минерализация постальбитовых стадий метасоматического процесса	7	Характер проявления эпидотизации	Благоприятна слабая эпидотизация или ее отсутствие
	8	Характер проявления карбонатизации	Благоприятна интенсивная карбонатизация
	9	Характер проявления гематизации	Благоприятна интенсивная гематизация
Геохимические особенности метасоматитов	10	Среднее содержание CO_2 в альбит-микрклиновых метасоматитах	Благоприятно содержание 0,5—2,0 %
	11	Среднее содержание CO_2 в альбититах	Благоприятно содержание 2,0—8,0 %
	12	Среднее содержание Pb в альбититах	Благоприятно в интервале $5-20 \cdot 10^{-3}$ % и выше
	13	Среднее содержание Zr в альбититах	Благоприятно в интервале $20-100 \cdot 10^{-3}$ %
	14	Среднее содержание V в альбититах	Благоприятны содержания выше $6 \cdot 10^{-3}$ %
	15	Среднее содержание As в альбититах	Благоприятно $50 \cdot 10^{-4}$ % и выше
	16	Среднее содержание Bi в альбититах	Благоприятно выше $4 \cdot 10^{-4}$ %
	17	Среднее содержание Ag в альбититах	Благоприятно выше $10 \cdot 10^{-5}$ %
	18	Среднее содержание Sn в альбититах	Благоприятно выше 10^{-4} %

600—800 м). Это подчеркивает важность влияния совокупности ведущих факторов, как, например, характера парагенетических ассоциаций (X_6) и интенсивности проявления наложенных ассоциаций (X_{7-9}).

В изученных типах метасоматитов прослежены две парагенетические ассоциации элементов: 1) Th, Zr, Be, TR_{Ce}, 2) Pb, As, Bi, Cu, Co, Au, CO₂ и др. Первая парагенетическая ассоциация определяется катионным составом метасоматических растворов и в первую очередь их натриевым составом. Вторая парагенетическая ассоциация элементов определяется анионным составом растворов. Их присутствие связано с проявлением поздних наложенных процессов и является хорошим индикатором процесса рудообразования.

Интересно проанализировать особенности распределения циркония в метасоматитах (X_{13}). Обычно среднее содержание циркония в изученных типах альбититов колеблется в интервале $15-50 \cdot 10^{-3} \%$. В некоторых рудоносных разностях метасоматитов содержание циркония может повышаться до десятых долей процента. Однако, повышение концентрации циркония возможно и в неперспективных типах метасоматитов. В то же время в рудоносных (перспективных) альбититах прослеживается значимая положительная связь циркония с CO₂; в других типах альбититов она не характерна, но зато имеет место положительная связь циркония с фосфором.

Совокупность факторов (X_{11-14}) усиливает классификационный эффект, так как отражает взаимосвязь явлений — степень интенсивности альбитизации (увеличение содержания циркония), степень насыщения щелочными темноцветными минералами (увеличение содержания ванадия), количество радиогенного свинца (увеличение содержания свинца), интенсивность карбонатизации (увеличение содержания CO₂). Использование геохимических факторов помогает получать наиболее эффективные решения, позволяющие разграничивать метасоматиты с достаточной степенью надежности.

В результате проведенных исследований было установлено: 1. Возникающие в результате изменчивости термодинамических параметров разновидности альбититов отличаются по составу и парагенетическим ассоциациям темноцветных минералов, закономерно сменяющих друг друга в пространстве, что дало возможность выявить горизонтальную и вертикальную зональность альбититов. Между зональностью альбититов и зональностью оруденения существует тесная связь, что послужило обоснованием для составления достаточно широкого исходного описания особенностей проявления и развития метасоматических процессов.

2. При решении задач классификации и оценки рудоносности метасоматитов с помощью ЭВМ целесообразно использовать главным образом косвенную информацию об оруденении,

обычно накапливаемую при проведении специализированного картирования масштаба 1 : 25 000—1 : 10 000.

3. Ограниченная совокупность минералого-геохимических критериев, которая характеризует проявление натровых метасоматитов на объекте и определяет их классификацию по масштабу оруденения. Их выделение осуществлено с помощью алгоритмов дискриминантного анализа при обработке сравнительно широкого описания ряда разномасштабных объектов, отражающего особенности формирования рудоносных метасоматитов.

4. Особенностью практических решений является их сравнительно высокие классификационные возможности, что позволяет эффективно провести разграничение объектов с ошибкой не более 12 %. Показано, что диагностическая роль ведущих факторов возрастает по мере приближения к характеристике самого рудообразующего процесса, что приводит к снижению ошибки разграничения до 3 %.

5. Результаты исследований создают предпосылки широкого проведения прогнозных оценок перспектив локальных участков путем использования полученных решений, при этом значительная часть неперспективных участков может быть отбракована уже на ранних стадиях их изучения.

Опыт решения указанных задач может быть использован для оценки различной металлогенической специализации метасоматитов.

Раздел III

РУДОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Глава 7

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СЕЛЕКТИВНО КАЛИЕВЫЕ РЕДКОЩЕЛОЧНОМЕТАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ — НОВАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ ТРОГОВЫХ ЗОН ДОКЕМБРИЯ

Широкое развитие щелочных метасоматитов в пределах докембрийских щитов является характерной чертой их геологического строения. Можно выделить несколько формационных типов щелочных метасоматитов, относящихся к различным этапам истории геологического развития щитов. Наиболее ранним из них является региональная мигматизация (К — метасоматоз), охватывающая практически всю площадь сиалического фундамента на докембрийских щитах. Этот процесс, по-видимому, синхронный, со стадией формирования троговых зон (нижний—средний протерозой), не несет с собой заметной рудной минерализации [225].

Другой формационный тип щелочных региональных метасоматитов развивался в эпоху полной консолидации щитов [36, 224, 127]. Это так называемые приразломные метасоматиты, трассирующие зоны активизации и связанные с глубинными разломами на окраинах щитов. Они отделены во времени от формирования пород субстрата огромным перерывом (500—1000 млн. лет), имеют преимущественно натриевый характер состава и несут богатую и разнообразную минерализацию, геохимическую специфику которой составляют: Be, Sn, Nb, Ta, V, Th, TR, Zr, отчасти Li, а из летучих компонентов — F.

В последнее время на щитах выявлено присутствие особого типа щелочных метасоматитов — селективно калиевых с редкощелочнометальной минерализацией [51, 126], установлены их общие геологические, минералого-геохимические и генетические особенности.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Редкощелочнометальные селективно калиевые метасоматиты (РКМ) приурочены к узким троговым геосинклинальным зонам (палеорифтам) и контролируются глубинными разломами ман-

тийного заложения [43], отделяющим тело трога от пород сналического фундамента. В связи с этим РКМ локализируются преимущественно в бортах трогов.

РКМ образуют протяженные (от нескольких до первых десятков километров) узкие линейные зоны мощностью от нескольких десятков до 800 м. Их простираание обычно совпадает с простираанием изоклинальных складок 1-го порядка. Реже они являются остро секущими по падению и еще реже — по простираанию.

Зоны РКМ пространственно тесно связаны с жильными зонами гранитных редкометалльных пегматитов и вне пегматитовых полей не встречены. По времени формирования РКМ либо предшествуют пегматитам, либо образуются одновременно и параллельно с ними. По геологическому положению и масштабам проявления они не имеют ничего общего с экзоконтактовыми ореолами пегматитов [51].

РКМ являются неотъемлемой частью единого геотектонического цикла формирования троговой зоны и приурочены к заключительному постскладчатому этапу ее развития. Об этом свидетельствуют как геологическая позиция РКМ, так и данные абсолютной геохронологии, датирующие несколькими независимыми методами возраст метасадков троговой зоны, гранитоидов (включая пегматиты) и РКМ в 2700—2850 млн. лет.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ЗОНАЛЬНОСТЬ И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ

РКМ чрезвычайно разнообразны по минеральному составу, что, по-видимому, связано с различием пород субстрата. Среди последних могут быть выделены практически все разновидности метаморфических эффузивно-осадочных и осадочных пород троговой зоны, а также интрузивные породы основного ряда (габброиды и ультрабазиты). Наиболее общим признаком всех РКМ является развитие калийсодержащих минералов: биотита, значительно реже — мусковита и исключительно редко — микроклина. В большинстве случаев это биотитсодержащие породы порфирибластической структуры с полосчатой или линзовидной текстурой. РКМ, за редким исключением, имеют хорошо выраженную метасоматическую зональность, морфологические проявления которой, по-видимому, целиком определяются текстурным обликом пород субстрата.

В породах массивной текстуры (метагаббро—анортозиты) РКМ образуют один тип метасоматической колонки, состоящей из 2—6 зон при мощности отдельных зон колонки от десятка до сотен метров. Каждая из зон колонки может самостоятельно картироваться и выделяться в масштабе 1 : 10 000.

В исходных первично-стратифицированных породах мощность отдельных зон метасоматических колонок редко превы-

шает 1—5 см, обычно составляя 0,2—0,5 см, а вся колонка, состоящая из 2—5 зон, — 10—15 см. В этом случае РКМ представляют собой многократное чередование колонок (до нескольких сотен), которые часто прерываются по простиранию и разделяются участками субстрата сопоставимой мощности. В результате образуются резко контрастные по минеральному составу, грубополосчатые породы типа «слоеного пирога» («полосатики»). Формы проявления зональности РКМ настолько различны в исходных массивных и первично-стратифицированных породах, что в деталях ее следует разобрать в отдельности на двух примерах апобазитовых РКМ — развивающихся (а) по метагаббро-анортозитам и (б) по сланцеватым амфиболитам (метадиабазам).

а. Колонка РКМ, развивающихся по метагаббро-анортозитам, в наиболее полном виде выглядит следующим образом:

0	Пл ₆₂ + Ро _{0,73}
IA	Пл ₅₀ + Ро _{0,62} + Эп
I	Ро _{0,42} + Пл ₃₀ + Эп
II	Пл ₂₈ + Ро _{0,21} + Гр ± Би _{0,23}
III	Пл ₂₈ + Би _{0,23} ± (Ро _{0,21} , Гр, Кв)
IV	Кв + Би _{0,56} + Пл ₂₀ + Голм ± (Хл, Эп)
V	Кв + Хл _{0,82} + Пл ₁₅ + Би _{0,37}
VI	Кв + Хл _{0,90} ± (Пл ₅ , Би _{0,87} , Турм)

б. РКМ в стратифицированных сланцеватых амфиболитах (метадиабазам) более разнообразны по минеральному составу. Здесь насчитывается не менее 10—12 отдельных зон колонок, хотя в каждой отдельной колонке их число редко превышает 5—6. Учитывая гетерогенность исходного субстрата, можно выделить несколько типов метасоматитов, характеризующихся различными метасоматическими разрезами. По ведущим парагенезисам они группируются следующим образом: гранат-роговообманковый, роговообманково-гранат-биотитовый, роговообманково-гранат-магнетитовый, диопсид-кальцит-биотитовый (скарноиды).

В РКМ, развивающихся по туфогенно-карбонатным породам, метатерригенным осадкам (гранат-ставролит-биотитовым гнейсам) и вулканитам кислого состава, зональность либо вообще отсутствует, либо устанавливается с большим трудом.

ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕТАСОМАТИТОВ

При оценке вариаций химического состава РКМ мы не имеем возможности привести их полные химические анализы, а вынуждены ограничиться их графической интерпретацией (рис. 23, а, б).

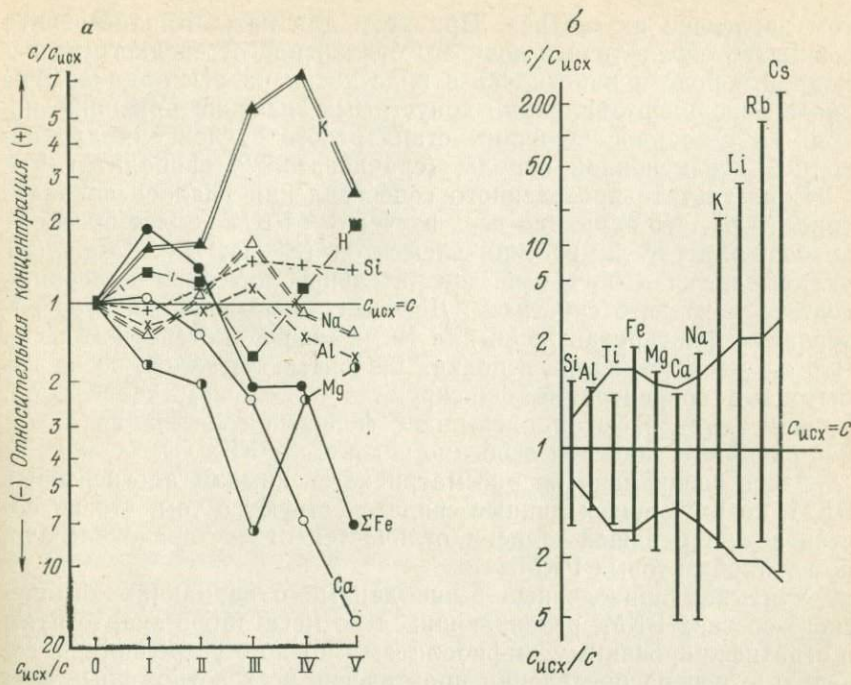


Рис. 23, а — изменение содержаний петрогенных элементов в породах метасоматической колонки (с) относительно среднего состава исходных габбро-анортозитов ($c_{исх}$).

0—V — зоны колонки: 0 — трахитоидные габбро-анортозиты в пределах пегматового поля. Метасоматиты: I — анхимономинеральные амфиболовые, II — плагиоамфибол-гранатовые, III — плагиобиотитовые, IV — кварц-гольмквистит-биотитовые, V — кварц-хлоритовые;

б — вариации состава петрогенных элементов в метасоматитах по стратифицированным амфиболитам (с), нормированные относительно среднего состава исходных амфиболов ($c_{исх}$). Остальные пояснения в тексте

Анализ данных метасоматической колонки РКМ, развивающихся по метагаббро-анортозитам [51], однозначно свидетельствует о том, что в ходе их формирования, с одной стороны, в систему приносились кремний, калий и редкие щелочные элементы, а с другой — осуществлялся последовательный вынос кальция, а также частичный вынос железа и магния. Два последних элемента частично перераспределялись между отдельными зонами колонки, как и алюминий, являющийся в этом процессе инертным компонентом.

Химизм процесса формирования РКМ по стратифицированным амфиболитам, из-за трудности выделения для анализа отдельных зон колонки, был рассмотрен с использованием иного методического приема. Все анализы «полосатиков», равно как и немногочисленные анализы выделенных зон колонок, сопоставлялись со средним составом исходных амфиболов с уве-

том дисперсии их состава. При этом для каждого компонента в анализе определялась доля его отклонения от среднего по исходной породе и наносилась в виде точки на оси ординат, где указан «коридор» вариаций допустимых значений признака, исходя из удвоенной величины стандартного отклонения для исходной неизменной породы (сланцеватого амфиболита).

В результате проведенного сопоставления удалось показать (рис. 23, б), что вариации всех изученных РКМ (более 50 проб) по большинству химических элементов (Si, Ti, Fe, Mg, Al) укладываются в 95 %-ный доверительный интервал колебания состава исходного субстрата. Дефицит, превышающий этот интервал, зафиксирован лишь для Na, в меньшей степени для Ca. Что же касается калия и редких щелочных металлов, то их избыточные концентрации фиксируются в большом числе проб, причём этот избыток превышает фоновые содержания в 5—800 раз, а его значения особенно велики для Li и Cs.

Здесь специально не рассматривается химизм апогнейсовых РКМ, но имеющиеся данные свидетельствуют о том, что их состав в еще меньшей степени отличается от состава субстрата, чем у апобазитовых РКМ.

Учитывая приведенные выше данные о вариациях химического состава РКМ, развивающихся по метагаббро-анортозитам и стратифицированным амфиболитам, можно с уверенностью говорить о перераспределении практически всех петрогенных элементов в процессе формирования РКМ, за исключением K, а также редких щелочных металлов — Li, Rb и особенно Cs. Рассматриваемый процесс с полным основанием может быть назван селективным калиевым редкощелочнометалльным метасоматозом.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Эти вопросы наиболее детально рассмотрены на примере РКМ, развивающихся по метагаббро-анортозитам. На основе имеющихся данных можно сделать два предположения о механизме формирования метасоматитов.

Согласно первому, закономерная смена минеральных парагенезисов в рассматриваемых метасоматитах обусловлена увеличением химических потенциалов воды и калия на общем фоне снижения температуры (с 540 до 350 °C) при инфильтрации растворов от неизменных метагаббро-анортозитов к кварц-хлоритовым породам. Понижение температуры приводит к закономерному увеличению кислотности растворов [160], что хорошо коррелируется с рассчитанными для отдельных зон метасоматической колонки показателями «общей основности» ($\Delta Z''$) [141] (рис. 24). Все перечисленные параметры, действуя одновременно и однонаправленно, приводили к закономерному измене-

нию составов минералов и к смене менее богатых водой минералов более богатыми.

Это справедливо при наличии температурной зональности, наличие которой обсуждалось ранее [51]. Если же предположить, что наблюдаемые вариации температур обусловлены в основном методами их определения, то целесообразно обсудить и второй возможный механизм образования РКМ.

Предположим, что формирование метасоматитов протекало в условиях, близких к изотермическим, а образование кварц-хлоритовой зоны связано с самостоятельной, наложенной стадией процесса: В этом случае образование зон метасоматической колонки могло быть обусловлено реакционным взаимодействием кислых кремнщелочных растворов

с основными породами субстрата (метагаббро-анортозитами). В ходе этого взаимодействия происходила нейтрализация раствора, изменение его солевого состава и увеличение ионной силы. Последнее приводило к понижению активности калия в растворе и к увеличению в нем активности кальция, что и являлось вместе с увеличением щелочности растворов главной причиной закономерной смены минеральных парагенезисов.

Влияние химических потенциалов калия, воды и кальция на смену минеральных парагенезисов в рассматриваемой колонке показано на диаграммах химических потенциалов (рис. 25, а, б), построенных на основании предположения о сохранении геологического объема породы при метасоматозе (правило Линдгрена) с учетом реальных составов минералов и их количественных соотношений в исходной породе и метасоматите. Последнее имеет весьма существенное значение при оценке влияния интенсивных параметров минералообразующей среды на смену минеральных парагенезисов в метасоматических системах [122].

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Характерная черта геохимической специализации РКМ — резкое обогащение их Li, Rb и Cs (на 1,5—3 порядка и более).

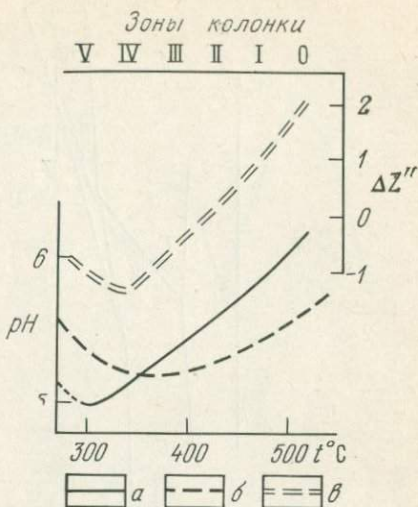


Рис. 24. Зависимость pH растворов и показателя «общей основности» ($\Delta Z''$) от температуры.

а — расчетная кривая изменения pH раствора от температуры, по Г. Б. Наумову и В. Н. Дорофеевой, [160], б — изменение положения нейтральной точки воды в зависимости от температуры, в — изменение $\Delta Z''$ с температурой

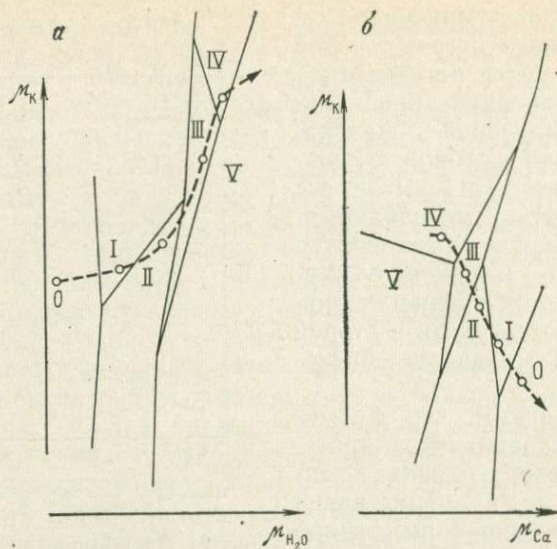


Рис. 25. Зависимость минеральных парагенезисов в рассматриваемых метасоматитах от химических потенциалов *a* — воды и калия; и *б* — калия и кальция; I—V — зоны метасоматической колонки, 0 — исходная порода

Однако содержание указанных элементов в РКМ очень неустойчиво и резко колеблется в зависимости от минерального состава метасоматитов и положения зоны в метасоматической колонке, исходного субстрата и пространственного соотношения с жильными зонами редкометальных пегматитов.

В целом минимальные концентрации редких щелочных элементов свойственны РКМ, развивающимся по субстрату кислого состава (гнейсам, кислым метаэффузивам), а максимальные — апокарбонатным и апобазитовым РКМ. Эта закономерность, по-видимому, объясняется известным «принципом кислотно-щелочного взаимодействия» метасоматизирующих агентов с породами субстрата. Последний, как известно [117], указывает на повышение валовых коэффициентов активностей всех оснований с увеличением щелочности растворов, что и обуславливает резко повышенные концентрации редких щелочных элементов в метасоматитах, развивающихся по основным породам.

Во всех случаях главным концентратором и носителем (до 80—90 %) Cs и Rb, является биотит, что подтверждено данными баланса распределения редких щелочных металлов по отдельным минеральным фазам в различных типах РКМ, включая специальные микрозондовые исследования. Распределение Li более сложно. Значительная его часть также сосредоточена в биотите (до 80 %), а в безбиотитовых породах носителями Li являются амфиболы (жедрит, куммингтонит, роговая обманка —

баркевикит) и особенно гольмквистит. В связи с этим в четко зональных метасоматитах наблюдается и зональное распределение редких щелочных металлов (рис. 26). Максимум их концентрации приходится на биотит-гольмквиститовую зону, где фиксируется также повышенное содержание и других редких элементов — Zr, Nb, Ta, Be, V, Th.

При прочих равных условиях уровень содержания редких щелочных металлов в метасоматитах соответствует масштабам развития пегматитов и интенсивности их редкометальной минерализации. В связи с этим существует тесная пространственная связь между РКМ и редкометальными пегматитами. Она выражается в том, что РКМ не известны вне зон развития пегматитов. При этом чем более высокая концентрация редких щелочных элементов свойственна пегматитам, тем более высокое содержание их устанавливается в РКМ. Важно подчеркнуть также сходную геохимическую специализацию РКМ и гранитных пегматитов: среди полей литиеносных (сподуменовых) пегматитов РКМ селективно обогащены Li, среди полей цезиеносных пегматитов — Cs и т. п.

Указанные черты родства РКМ и редкометальных пегматитов вовсе не свидетельствуют о том, что РКМ являются продуктами экзоконтактовых ореолов пегматитов, развивающихся в результате альбитизации последних на заключительной стадии пегматитового процесса, как это считают некоторые исследователи [40, 42]. Против такой концепции много фактов. Во-первых, реально наблюдаемые околожилные ореолы имеют мощность (десятки

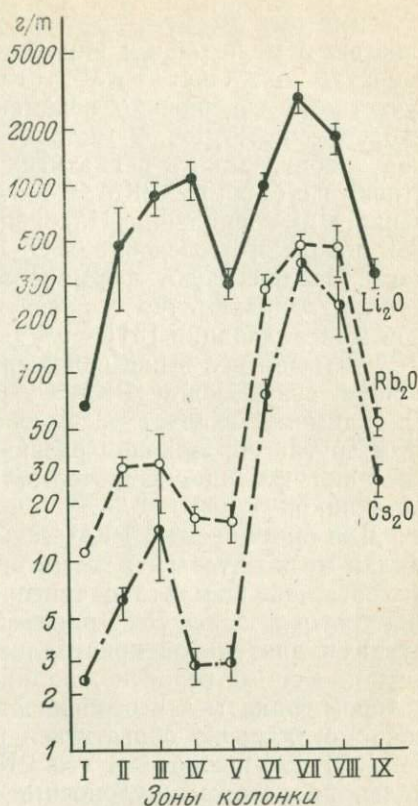


Рис. 26. Распределение редких щелочных элементов по сводному разрезу пород метасоматической колонки главной зоны РКМ по габбро-анортозитам.

I—IX — соответствуют зонам колонки: исходные породы: I — трахитовидные габбро-анортозиты за пределами пегматитового поля («фон»), II — трахитовидные габбро-анортозиты в пределах пегматитового поля; III — габбро-анортозиты пятнисто-филоидальной текстуры. Метасоматиты: IV — анхимономинеральные амфиболы; V — плагиоамфибол-гранатовые; VI — плагиобиотитовые; VII — кварц-гольмквистит-биотитовые; VIII — кварц-альбит-биотит-хлоритовые; IX — кварц-хлоритовые

сантиметров до 1—2 м), совершенно не сопоставимую с мощностью и масштабами проявления РКМ. Во-вторых, в большинстве случаев РКМ отделены от пегматитовых жил участками совершенно неизменных пород мощностью в несколько сот. метров. В-третьих, интенсивность поздней пострудной альбитизации в пегматитах по объему совершенно не сопоставима с объемом РКМ, и нигде не наблюдается даже качественного их совпадения. Наконец, по времени образования РКМ, как показали исследования Л. Н. Овчинникова и др. [167], отчасти предшествуют формированию пегматитов, или развиваются одновременно с развитием в пегматитах редкометальной минерализации [51].

Учитывая все выше изложенное, существующую пространственную связь между РКМ и редкометальными пегматитами, по-видимому, следует рассматривать как парагенетическую. И те и другие образования развиваются параллельно за счет воздействия флюидно-гидротермальных агентов одного внешнего источника.

Для описываемых РКМ таким источником могут служить турмалин-мусковитовые и пегматоидные граниты, формирующиеся на завершающем этапе тектоно-магматического цикла развития троговой зоны. Эти гранитоиды сами по себе являются продуктами длительной кристаллизационной дифференциации гранитной магмы, вероятно, палингенного происхождения, в ходе которой граниты и в особенности их кристаллизационный остаток смогли резко обогатиться редкими щелочными металлами [49, 50]. Не исключено, что РКМ как раз и фиксируют те каналы, по которым рудоносные погоны гранитоидов поступали в пегматитовую систему и которые давно пытаются обнаружить некоторые исследователи пегматитового процесса [81, 117, 163, 164 и др.]. Каковыми бы ни были представления о генетической природе РКМ, их поиски не должны ограничиваться узкими зонами экзоконтактовых ореолов отдельных пегматитовых жил, а площадь поисков должна охватывать всю территорию пегматитоносных зон.

В целом, РКМ следует рассматривать как новый перспективный для недалекого будущего источник редких щелочных металлов и в особенности Cs. Это заключение тем более справедливо, если учесть очень простой флотационный способ извлечения из РКМ биотита, являющегося главным носителем и концентратором цезия. Среди многих разновидностей РКМ в практическом отношении наибольший интерес могут представить апогабброидные и особенно апокарбонатные РКМ. Даже в случае непромышленного характера РКМ они могут играть роль регионального поискового критерия редкометальных гранитных пегматитов. Дальнейшее детальное изучение РКМ является весьма актуальной и перспективной задачей.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РКМ С ДРУГИМИ ТИПАМИ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЩИТОВ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

По геологическому положению, петрохимическим и геохимическим особенностям и минеральному составу РКМ — промежуточные образования между региональными калиевыми мигматитами и приразломными щелочными метасоматитами зон автономной активизации. Подобно первым, они являются селективно-калиевыми, но не микроклиновыми, а биотитовыми и имеют значительно более локальный характер развития. При этом их редкометальная нагрузка резко специфична и также селективна (Li, Rb, Cs), хотя общая геохимическая специализация более разнообразная (Be, Ta, Nb, V, Zr), что отмечалось выше. Последние элементы, достигающие рудных концентраций в совмещенных в пространстве с РКМ редкометальных пегматитах, более свойственны приразломным натриевым метасоматитам. Очень специфична специализация РКМ в отношении летучих. Главную роль играют H_2O и В. Роль фтора очень незначительна, хотя он и фиксируется как избыточный против кларка элемент. Существенное значение приобретает фтор лишь на заключительных стадиях пегматитового процесса параллельно с процессами альбитизации и рудного метасоматоза (Ta, Nb, Sn).

Относительно слабо намеченные тенденции к обогащению РКМ Be, редкими тяжелыми элементами — комплексообразователями (Zr, V, Th, TR, Ta, Nb, Sn) и F получают свое дальнейшее развитие в натриевых приразломных метасоматитах зон автономной активизации, где содержание названных элементов достигает рудных концентраций. Вместе с тем для этих образований уже не свойственна высокая калиевая специализация, так же как и специализация в отношении тяжелых щелочных металлов (Rb и Cs).

Главную причину минералого-геохимических различий названных типов щелочных метасоматитов, по-видимому, следует искать в различном температурном режиме их формирования, который в свою очередь определяется различной геологической ситуацией. Роль температуры как главного фактора минерогенеза щелочных метасоматитов показана на рис. 27, из которого следует, что при постоянной валовой концентрации калия и натрия в растворе соотношение их активностей существенно зависит от температуры.

Региональные мигматиты калиевого ряда как наиболее глубокие образования из трех сравниваемых типов метасоматитов формируются при высоких температурах (650—550°C), когда резко подавлена активность Na, а активность K максимально высока.

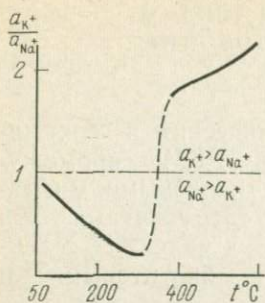


Рис. 27. Зависимость соотношений активностей калия и натрия в растворе (1M NaCl+1M KCl) от температуры (при $p=1$ кбар)

Селективно калиевые редкощелочно-металльные метасоматиты троговых зон формируются, как показывают наши данные, при более низких t , 550—380 °C, в условиях более низкой активности К и резко повышенной — H_2O . Последнее, по-видимому, объясняет их биотитовый парагенезис и практическое отсутствие калиевого полевого шпата.

Приразломные щелочные метасоматиты, формирующиеся при еще более низкой температуре (450—250 °C), по-видимому, отвечают области резкого снижения активности К и роста активности Na после перехода минералообразующих растворов из надкритического состояния к высокотемпературным гидротермам.

Они являются селективно натриевыми и лишь на поздних этапах своего развития в ряде случаев проходят стадию грейзенизации, которая отвечает восходящей ветви активности К при низких температурах. Соответственно, закомплексованные с Na и F элементы Be, Nb, Zr, Ta, V, TR осаждаются в приразломных метасоматитах при развитии процессов альбитизации.

Выводы

Рассмотренные региональные селективно калиевые редкощелочнометалльные метасоматиты (РКМ) обладают всеми чертами, свойственными самостоятельному типу метасоматической формации, которая до сих пор не нашла своего места среди общей схемы классификации метасоматитов [169].

РКМ развиваются в специфических геологических условиях, создающихся на заключительных этапах развития троговых зон докембрия, которые были заложены на мощном, но еще достаточно мобильном сиалическом фундаменте и контролируются зонами глубинных разломов, достигающих области верхней мантии.

РКМ имеют селективно калиевую редкощелочнометалльную минерогенезию и особую геохимическую специализацию. Они пространственно и генетически связаны с продуктами заключительных стадий развития гранитоидного магматизма в рамках одного тектоно-магматического цикла. РКМ свойственны свои характерные типы метасоматических колонок, обусловленные специфическим составом метасоматизирующих агентов и высокотемпературными условиями образования (600—350 °C).

РКМ могут рассматриваться как новый перспективный источник редких щелочных металлов, особенно цезия, а также

как поисковый признак редкометальных гранитных пегматитов. Этим определяется практический интерес к РКМ.

Глава 8

НИКЕЛЕНОСНЫЕ ХЛОРИТИТ-ТАЛЬКИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ПЕЧЕНГИ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ХЛОРИТИТ-ТАЛЬКИТОВОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ

Проблема классификации метасоматических образований на формационной основе до последнего времени остается дискуссионной в связи с различными принципами ее решения [73, 74, 155, 156, 171, 175, 186] и по причине естественной сложности природных объектов этого типа. Несомненно, что критериями выделения метасоматической формации могут являться только непосредственно наблюдаемые статистически устойчивые признаки, позволяющие обособить ее среди прочих образований «как совокупность определенного типа метасоматических пород, закономерно повторяющихся в природе» [171]. По мнению Б. И. Омеляненко, разделяемому автором, критерием формационной самостоятельности метасоматических образований может служить следующий набор признаков, повторяющихся в различных регионах: 1) определенное место в истории геологического развития района, 2) наличие или отсутствие связи с определенным типом магматизма, 3) специфические условия локализации, 4) общие закономерности строения метасоматических тел, 5) общие особенности минерального и химического состава, 6) особенности металлогенической и геохимической специализации.

Всем перечисленным признакам отвечают метасоматические контактово-реакционные образования, возникающие на границе серпентинитов и кальциево-алюмосиликатных пород (сланцев, гнейсов, гранитов и даже плагиоамфиболитов), до сих пор не выделенные в качестве самостоятельной формации ни в одной из известных классификаций метасоматитов. Первые результаты петрографического изучения подобных систем (гипербазиты + слюдяно-кварц-плагиоклазовые породы) были описаны Ридом [266] на Шетландских островах, а несколько позднее — Дю Ретцем [255] в Северной Швеции и Филлипсом и Хессом [265] по гипербазитам штата Вермонт (США). Эти примеры, ставшие классическими, в настоящее время дополнены многочисленными исследованиями отечественных геологов [113, 201, 3, 241, 4, 106, 238 и др.], подтвердивших универсальность описанного явления для Урала, Сибири и Дальнего Востока.

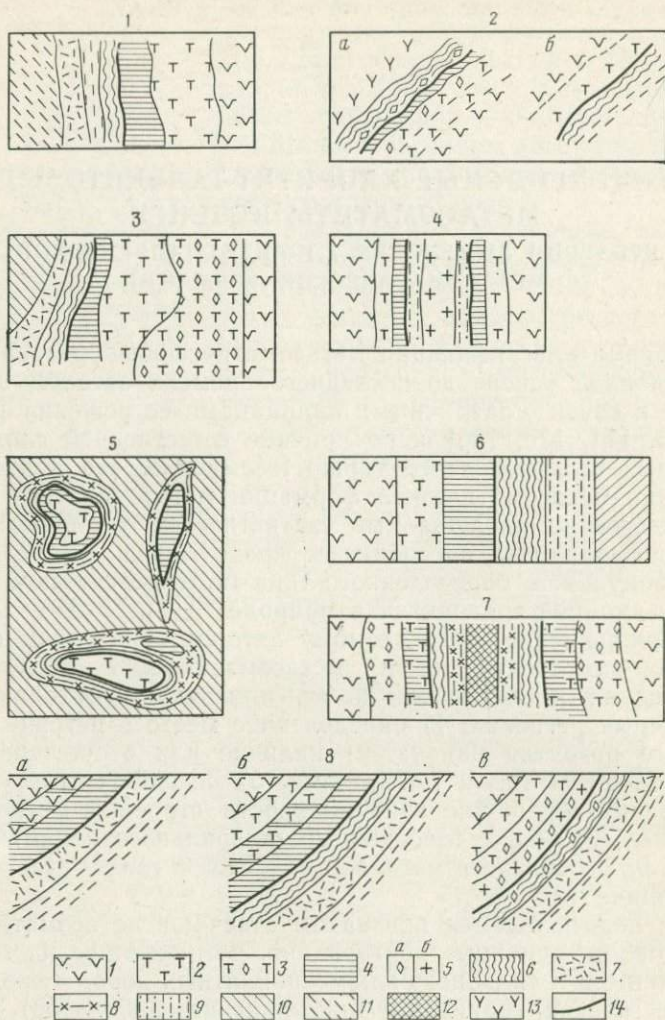


Рис. 28. Примеры биметасоматической зональности на контакте серпентинитов с кальциево-алюмосиликатными породами в различных регионах мира. По данным [265, 200, 4, 266, 3, 29 и др.].

1 — Северный Кюсю (Япония), 2 — Султануиздаг (Ср. Азия, СССР), 3 — Вермонт, «Минерал Продуктс» (США), 4 — г. Лиственная (Урал, СССР), 5 — Шетландские острова (Великобритания), 6 — Корундум-Хилл, 7 — Нижнетагильский массив (Урал, СССР), 8 — Печенга (СССР).

1 — серпентинит; 2 — тальцит; 3 — карбонат-тальковая порода, 4 — амфиболовая порода; 5—9 — порода: 5 а — кварц-карбонатная, б — карбонат-хлоритовая; 6 — хлоритовая; 7 — альбит-хлорит-кварцевая; 8 — биотитовая; 9 — вермикулитовая; 10 — мусковит-кварц-гранатовый гнейс; 11 — кварц-слоистый сланец; 12 — спсартит; 13 — амфиболит; 14 — линия контакта химически контрастных сред. Разновидности метасоматической зональности на Печенге: а — тремолитовая фация, б — тальковая фация, в — карбонатная фация

Как видно на рис. 28, эти метасоматические образования в самых различных районах мира характеризуются строго закономерной пространственной локализацией в форме околосерпентинитовых экзо- и эндоконтактовых реакционных ореолов с отчетливым зональным строением. Порядок зон в метасоматических колонках стереотипен, минеральные парагенезисы выдержаны по составу. Выпадение отдельных зон или появление дополнительных всегда закономерно увязывается с вещественным составом пород, контактирующих с серпентинитами. Металлогеническая специализация рассматриваемых метасоматитов также в значительной мере зависит от характера вмещающей среды. Апосерпентиниты, залегающие среди слабо метаморфизованных кальциево-алюмосиликатных парапород (филлитов, слюдястых сланцев, обогащенных серой), имеют отчетливую сульфидно-никелевую, металлогеническую специализацию и в ряде случаев являются рудоносными. Именно с ними связаны крупнейшие мировые месторождения эпигенетических сульфидно-никелевых руд: Линн-Лейк, Томпсон, Инсизва. Все метасоматиты рассматриваемого типа перспективны на тальк. Таким образом, по набору наблюдаемых статистически устойчивых признаков и четкой закономерности развития рассматриваемая совокупность метасоматитов представляет собой яркий пример метасоматической формации. Единственное существенное различие для приведенных метасоматических комплексов—геологическое положение на границе с метаморфическими или интрузивными образованиями и, соответственно, различный энергетический источник их развития (контактовый, либо региональный метаморфизм). Однако, строго руководствуясь структурно-вещественным принципом формационного деления метасоматитов, рассматриваемые объекты независимо от их генетического источника следует отнести к единой хлоритит-талькитовой* метасоматической формации, во всех случаях возникающей как результат взаимодействия химически контрастных сред определенного состава. Детальное изучение вещественного состава, режима становления и критериев рудоносности выделенной формации проведено нами на примере никеленосных хлоритит-талькитовых метасоматитов Печенги. Основные результаты этих исследований приводятся далее.

ХЛОРИТИТ-ТАЛЬКИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ПЕЧЕНГИ

Печенгская структура, расположенная в крайней северо-западной части Кольского мегаблока Балтийского щита, зало-

* В названии, предлагаемом впервые, подчеркивается парагенезис рассматриваемых талькитов с экзоконтактовыми хлорититами, что позволяет полностью отделить эту формацию от инфильтрационных апосерпентинитовых талькитов.

жила в среднем протерозое на жестком архейском фундаменте. Это типичная для карелид мультислойная грабен-синклираль, выполненная мощной (5—6 км) ритмичной осадочно-эффузивной толщей существенно диабазового состава. Верхний осадочный (филлитовый) горизонт толщи вмещает никеленосные базит-гипербазиты, образующие пояс мелких линзообразных или силлоподобных доскладчатых интрузивных тел, грубо согласных с вмещающими филлитами. По имеющимся данным [29], исходные никеленосные породы представлены трехкомпонентной, минеральной ассоциацией (оливин + диопсид = авгит + основной плагиоклаз) и относятся к троктолит-оливинитовому ряду, слагающему расслоенные интрузивы верлит-габбровой формации. Все образования печенгской серии подвержены региональному метаморфизму зеленосланцевой, а на флангах структуры — эпидот-амфиболитовой фаций. Никеленосные троктолит-оливиниты практически полностью переработаны в сложный апогипербазитовый метасоматический комплекс, представленный серпентинитами и тремолит-карбонат-тальковыми апосерпентинитами, относящимися к хлоритит-талькитовой формации.

Серпентинизация фреатического типа, полностью охватывающая все никеленосные базит-гипербазитовые массивы Печенги, приводит к «фоновому», регионально-метасоматическому [13] изменению интрузивов, которое выражается в гидратации исходных минералов магматического парагенезиса со следующими избирательными замещениями: оливин → серпентин + магнетит + пентландит — 2; клинопироксен → серпентин — хлорит + титаномagnetит; плагиоклаз → хлорит + соссюрит.

Метасоматиты хлоритит-талькитовой формации Печенги, представленные разнообразной ассоциацией частично оруденных тремолитовых, тальк-тремолитовых, хлорит-тальковых и карбонат-тальковых апосерпентинитов, развиты в форме локальных приконтактных ореолов в серпентинитовых телах в тесной ассоциации с продуктами экзоконтактового изменения (хлоритизация, альбитизация) во вмещающих филлитах. Детальное изучение этих образований показало следующее.

Пространственная локализация. Производные хлоритит-талькитовой формации распределены в Печенгской структуре неравномерно. Их локализация подчиняется вполне определенным закономерностям. Наиболее отчетливо выступает литологический контроль: метасоматиты хлоритит-талькитовой формации развиты (в различной степени) на всех без исключения контактах серпентинитов с филлитами, в то время как на контактах серпентинитов с магнезиально-железистыми породами (габбро, диабазы) метасоматиты хлоритит-талькитовой формации отсутствуют. Помимо важнейшего литологического фактора их локализации многочисленными исследованиями выявлена существенная роль структурно-тектонического контроля. Установлено, что общая степень приконтактной измененности серпенти-

нитов рудного поля отчетливо возрастает с восточного фланга структуры к западному. В этом же направлении фиксируются существенно качественные изменения апосерпентинизации, что свидетельствует о наличии горизонтальной зональности в развитии метасоматитов хлоритит-талькитовой формации в Печенгском рудном поле. Изучение разрезов серпентинитовых тел указывает на определенное увеличение апосерпентинизации с глубиной (вертикальная зональность), прослеживающееся как по падению крупных массивов, так и при сравнительном изучении массивов различной глубины залегания. Локализация и степень развития метасоматитов хлоритит-талькитовой формации находятся в прямой зависимости от тектонической нарушенности контактов при отсутствии корреляции с мощностью массивов. При прочих равных условиях мелкие тела серпентинитов замещаются метасоматитами хлоритит-талькитовой формации целиком или почти целиком, крупные тела — вдоль контактов и полностью замещаются в «килевой» части. Наблюдаемые закономерности локализации тремолит-карбонат-тальковых апосерпентинитовых метасоматитов (структурный, литологический и тектонический контроль) достаточно убедительно свидетельствуют против гипотезы об автометасоматическом происхождении пород и подчеркивают связь их с вмещающей средой и региональным метаморфизмом Печенгской структуры [29, 79, 190].

Вещественный состав. Проведенный впервые детальный геолого-петрографический и парагенетический анализ метасоматитов хлоритит-талькитовой формации Печенги показал, что среди них выделяются три самостоятельные минеральные фации [74]: тремолитовая, тальковая и карбонатная, фиксированные тремя типами метасоматических колонок (см. рис. 28). Каждый тип зональности характеризуется определенным набором типоморфных апосерпентинитовых минералов при относительной стабильности интерстициального хлорита. Как показал специальный анализ по методу Д. С. Коржинского [114], минералогическая зональность во всех случаях относится к сложному реакционному типу с образованием метасоматических колонок растворения — осаждения.

Апосерпентинитовые метасоматиты тремолитовой фации обычно образуют неширокие (2—5 м), простые по строению эндоконтактные ореолы («бронирующие оболочки») в серпентинитах центральной части структуры, а во фланговых частях они нередко развиваются во всем объеме интрузивных тел. Экзоконтактные изменения филлитов при этом сводятся к собирательной перекристаллизации и альбитизации с образованием адинолов и спилюзитов. Метасоматическая колонка тремолитовой фации предельно проста (табл. 6) и носит в основном количественный характер. Амфиболизация пироксеновых серпентинитов (зона 0) проявлена как частичное изменение по схеме $Sp \rightarrow \rightarrow Tr$ в периферической зоне (1) и полное замещение ($Sp \rightarrow$

Фациальное деление и условия образования апогипер

Минеральная фация	Типоморфные силикатные парагенезисы	Интрамиллярные содержания главных химических					
		Si ⁴⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
Тремолитовая	(0) Сп+Хл+[Пи]	101,2	17,9	19,61	18,87	106,0	7,22
	(1) [Сп]+Хл+Трем+ +Акт±[Пи]	—	—	—	—	—	—
	(2) Хл+Трем-Акт+ +Арф	115,16	24,23	40,91	6,99	67,58	21,58
Тальковая	(0) Сп+Хл±[Пи]	101,2	17,9	19,61	18,87	106,0	7,22
	(1) Та+Сп+Хл	101,2	18,16	26,56	19,17	104,7	3,73
	(2) Та+Хл	117,64	21,38	33,39	9,17	84,73	5,89
	(3) [Та]+Хл+Акт- -Трем	119,61	17,79	29,07	8,46	95,54	13,02
	(4) [Хл]+Акт-Трем+ +Арф	118,72	23,48	33,07	12,18	78,75	23,55
Карбонатная	(0) Сп+Хл±[Пи-П]	101,2	17,9	19,61	18,87	106,0	7,22
	(1) [Сп]+Та+Мзт+Хл	112,69	22,07	31,18	5,09	77,49	12,38
	(2) Та+[Мзт]+Дол+ +Хл	—	—	—	—	—	—
	(3) Дол+[Та]+Хл±Кв	85,21	11,89	31,35	7,92	65,56	29,54
	(4) Ка+Дол+Кв+Хл	76*	16	30	—	43,5	68,4

* Химический состав рассчитан по среднему количественно-минеральному составу по

Примечание. (0) — исходная порода; (1) ... и т. д. — номера зон метасоматической нене значений pH; пунктирные стрелки — изменение концентраций подвижных компонентов.

→ Трем, Пи → Акт — Тр) в тыловой зоне (2) с образованием фибробластовых тремолит-актинолитовых амфиболитов с хлоритом и магнезиальным арфведсонитом ($Ng=1,630-1,649$; $Np=1,603-1,626$; $cNg(cNp)=10-15^\circ$). Характерно развитие по клинопироксену более железистого амфибола (тремолит-актинолита с 15—29% железистого компонента), чем по серпентину (тремолит с 0—9% железистого компонента).

Метасоматиты тальковой фации наиболее широко распространены и слагают корневые части почти всех крупных массивов, полностью замещая большинство мелких тел. Реакционно-контактные ореолы этого типа (мощность 15—25 м) возникают на тектонически нарушенных контактах серпентинитов с филлитами; в последних повсеместно проявлена экзоконтактовая зональность (1—2,5 м) с последовательным чередованием (от контакта) хлоритовой, кварц-хлоритовой, альбит-кварц-хлоритовой зон с постепенным переходом в нормальные хлорит-кварц-плагиоклазовые (филлитовые) сланцы. Апосерпентинитовые ме-

базитовых метасоматитов хлоритит-талькитовой фации Печенги

компонентов		Типоморфные минеральные замещения силикатов	Энергетический эффект минеральных замещений апосерпентинитового ряда, ккал/моль	Главные факторы минеральных равновесий		
Na ⁺ K ⁺	OH ⁻			t, °C	Кислотность — щелочность растворов	Подвижные компоненты
3,11	163,94	Сп→Трем	+2567,22	~450°	Слабощелочные	Ca ²⁺ , Na ⁺
16,53	124,6	Пи→Трем→Акт; (Хл→Арф)			Щелочные	Ca ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺
3,11	163,94	Пи→Та	+1240,38	~250°	Слабокислые	Ca ²⁺ ,
1,49	173,92	Сп→Та				
1,53	140,30	Ти→Трем-Акт				
1,45	140,19	(Хл→Арф)				
2,71	129,06				Слабощелочные	H ₃ SiO ₄ , Ca ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺
3,11	163,94	Сп→Та+Мзт	+240,44	~150°	Нейтральные	Ca ²⁺ , CO ₃ ²⁻
3,95	Н/опр	—	-767,56			
—	—	Мзт→Дол				
0,49	Н/опр	Тм→Ка+Дол+Кв			Кислые	
—	—					

Роды.

колонки; в квадратных скобках указаны реликтовые минералы; сплошные стрелки — изме-

тасоматиты тальковой фации имеют наиболее разнообразный набор минеральных ассоциаций с закономерным зональным строением. Типовая метасоматическая колонка тальковой фации (см. табл. 6) характеризуется постепенно усиливающимся от периферической зоны к тыловой оталькованием серпентинитов. Избирательное замещение магнезиальных силикатов (Сп→Та или Пи→Та) в периферической зоне (1) сменяется в следующей зоне (2) полным их оталькованием с образованием реликтово-псевдоморфных хлоритовых талькитов. Апосерпентинитовые и апопироксеновые разновидности талька отличаются только степенью зернистости и тождественны по оптическим ($Ng=1,588-1,598$; $Np=1,543-1,548$) и рентгеновским параметрам (данные дифрактограмм со шлифов: $a=5,27$; $b=2,17$; $c \sin \beta=1,873$). Во внутренней зоне (3) широко проявлена амфиболитизация с типоморфными замещениями Та→Трем; Пи→Акт-Тр. Тыловая зона (4) колонки, представленная хлоритовыми тремолититами, имеет много общего с метасомати-

тами тремолитовой фации и, возможно, является реликтовым образованием. Описанная выше типовая колонка не является единственным вариантом зональности апосерпентинитовых ореолов тальковой фации. Один из распространенных подтипов ее (тремолит-тальковая субфация) характеризуется широким развитием тремолита, появляющегося уже во внешних зонах ореола. Другой подтип — сульфид-хлоритовая субфация, напротив, отличается отсутствием амфиболов в минеральных парагенезисах и широким развитием хлоритизации.

Для апосерпентинитовых метасоматитов карбонатной фации характерна отчетливая связь с позднейшими тектоническими нарушениями, широкое развитие сланцевых пород и жильной фации, наибольшие вариации в строении зональности при максимальной мощности ореолов. При полном типовом наборе минеральных парагенезисов колонка имеет четырехчленное строение (см. табл. 6) и характеризуется нарастающей от периферической зоны (1) к тыловой зоне (4) карбонатизацией серпентинитов, сопровождающейся комплементарным процессом оталькования (по схеме: $Sp \rightarrow Carb + Ta$). При этом в периферических зонах (1, 2) колонки преобладает оталькование ($Carb < 30\%$ породы), а во внутренних частях — карбонатизация, приводящая к полному разложению магнезиальных гидросиликатов ($Sp \rightarrow Ta + Carb \rightarrow Carb + Kв$) в тыловой «сублиственитовой» зоне (4); интерстициальный хлорит стабилен во всем ореоле апосерпентинитового замещения. Результаты изучения карбонатов из рассматриваемых пород показали, что для апогипербазитовых метасоматитов характерен широкий диапазон составов карбонатных фаз с последовательным изменением их от магнезиальных (магнезит) во внешних зонах колонки через кальциево-магнезиальные и железо-кальциево-магнезиальные (доломит, ферродоломит) и кальциевым разновидностям (кальцит) в тыловых зонах колонки.

Режим становления. Условия образования каждой из минеральных фаций тремолитит-талькитовой формации восстанавливаются на основе имеющихся экспериментальных и расчетных данных по наблюдаемым типоморфным минеральным замещениям (см. табл. 6), а также путем анализа соответствующих химических реакций минералообразования, рассчитанных по равнообъемному принципу. Результаты проведенного парагенетического анализа заключаются в следующем. Метасоматиты тремолитовой фации возникали при относительно высокой температуре ($\sim 450^\circ C$), минимальной анионной (OH^- , $H_3SiO_4^-$, CO_3^{2-}) активности растворов, в условиях щелочной среды. Зональность обусловлена градиентами $a_{Ca^{2+}}$, a_{Na^+} и pH в растворах. Образование метасоматитов тальковой фации происходило при более низких температурах ($\sim 250^\circ C$), в условиях относительного повышения a_{OH^-} , $a_{CO_3^{2-}}$, $a_{S^{2-}}$ и $a_{H_3SiO_4^-}$ и сниже-

ния щелочности растворов. Главными факторами возникающей минералогической зональности являлись градиенты $a_{Ca^{2+}}$, $a_{Si^{4+}}$ и в меньшей степени a_{Na^+, K^+} в растворах. Проявление нескольких субфаций тальковой фации (собственно тальковой, тальк-тремолитовой и рудно-хлоритовой) обусловлено широкими вариациями значений рН растворов, менявшихся соответственно от слабощелочных (рН 8—9) через субнейтральные (рН 6—8) до слабокислых (рН 5—7). Метасоматиты карбонатной фации формируются при самых низких температурах ($\sim 150^\circ\text{C}$), высоких значениях $a_{CO_3^{2-}}$ и низких $a_{H_2SiO_4^-}$. Зональность этих образований обусловлена градиентами $a_{Ca^{2+}}$, $a_{CO_3^{2-}}$ и рН растворов, изменяющихся от кислотных (3—4) до слабощелочных (8). Наличие градиента активности иона OH^- (функция от t , $^\circ\text{C}$) во всех фациях снижавшейся при образовании тыловых зон колонок (дегидратация) может рассматриваться как проявление известной температурной зональности в ореолах. Однако микролокальный характер развития минералов, типоморфных для различных температурных фаций (например, при избирательных замещениях $\text{Pi} \rightarrow \text{Трем}$, $\text{Sp} \rightarrow \text{Та}$), свидетельствует и о заметной роли химического фактора, минералообразования [37, 106]. Для всех фаций типично проявление комплементарных (биметасоматических) реакций замещения, протекающих как на минеральном уровне (микрizonaльные структуры, избирательные парные замещения), так и в масштабах парагенезисов (например, опережающий «фронт» оталкования при карбонатизации серпентинитов).

Как показывают результаты физико-химического анализа, рассмотренные минеральные фации по условиям образования формируют нисходящий температурный ряд: тремолитовая ($\sim 450^\circ\text{C}$) \rightarrow тальковая ($\sim 250^\circ\text{C}$) \rightarrow карбонатная ($\sim 150^\circ\text{C}$). В этом же направлении последовательно повышалась анионная активность метасоматических растворов и их кислотность, что и нашло отражение в закономерной смене апосерпентиновых парагенезисов. При этом для всех минеральных фаций характерны однонаправленные петрохимические изменения исходных пород, что подчеркивает единый механизм метасоматического взаимодействия серпентинитов с вмещающей средой.

Расчет баланса вещества по атомно-объемному методу [203] показал, что характерной особенностью образования всех рассмотренных типов апосерпентинитовой зональности является привнос в породы Ca^{2+} и Si^{4+} с вытеснением из них Mg^{2+} при относительной стабильности содержания железа. Максимальной абсолютной подвижностью обладает Ca^{2+} , концентрация которого в породах возрастает в 2,4—8,4 раза. Экоконтактная зональность в филлитах, напротив, характеризуется последовательным выносом из пород Ca^{2+} , Al^{3+} , N^+ и привносом Mg^{2+} , Fe^{2+} . Полученные данные указывают на характерное для системы гиперба-

зит + кальциево-алюмосиликатная порода явление выравнивания химических потенциалов (концентраций) «полярных» компонентов ($Mg \rightleftharpoons Si, Ca$).

Соотношение мощностей ореолов изменения в серпентинитах и филлитах заставляет отнести данный процесс к биметасоматически-инфильтрационному типу [200].

Роль метасоматических процессов в образовании эпигенетических сульфидно-никелевых руд. Богатые эпигенетические руды Печенги (сплошные, брекчиевые и «серые») пространственно тесно ассоциируются с апосерпентинитовыми породами хлоритит-талькитовой формации. Эта связь рассматривается исследователями как структурная [48], структурно-парагенетическая [119] или генетическая [190]. Однозначное решение этого вопроса должно помочь в разработке поисковых критериев на сульфидно-никелевые руды в потенциально никеленосных районах. Для выявления рудогенной роли метасоматических процессов в хлоритит-талькитовой формации, проведено детальное изучение силикатных парагенезисов различных типов руд с дальнейшей математической обработкой (факторный анализ) полученного материала. Результаты факторного анализа рудно-силикатных парагенезисов следующие: 1) все типы эпигенетического оруденения Печенги тесно связаны только с парагенезисами хлоритит-талькитовой формации; 2) брекчиевые и сплошные руды обнаруживают при этом прямую количественную корреляцию с типоморфными силикатами карбонатной фации (низкотемпературная фаза), а рудные метасоматиты («серые руды») наиболее тесно связаны с парагенезисами тальковой фации (среднетемпературная фаза). «Серые» руды, как несомненно метасоматические образования, псевдоморфно замещающие серпентиниты, были подвергнуты специальному минералогическому и парагенетическому анализу. Как показало сопоставление их рудных и силикатных парагенезисов (табл. 7), рудные метасоматиты возникают в приконтактных зонах гипербазитовых тел вполне закономерно как тыловые зоны специфической рудно-силикатной метасоматической колонки (сульфид-хлоритовая субфация тальковой фации). Типовая метасоматическая колонка сульфид-хлоритовой субфации характеризуется последовательным (от внешней зоны к тыловой) замещением магнезиальных гидросиликатов (серпентин, тальк), железистыми гидросиликатами и гидроалюмосиликатами.

В зонах максимального развития рудного метасоматоза силикатные фазы представлены: 1) интерстициальным никельсодержащим железистым хлоритом (диабантином) с резким зелено-оранжевым плеохроизмом ($Ng = 1,598 - 1,600$); 2) псевдоморфно замещающим апооливиновый серпентин буровато-зеленым изотропным никелистым ферро-лизардитом ($Ng = 1,578 - 1,582$). Присутствие никеля в этих минералах (десятье доли процента) установлено с помощью полуколичествен-

Схема вертикальной рудно-силикатной зональности никелевой хлоритит- талькитовой формации Печенги

Вмещающие породы	Рудная зональность [48]				Силикатная зональность			Общие факторы метасоматической зональности
	Номер зоны	Характеристика оруденения	Минеральный парагенезис	Типоморфные замещения	Номер зоны	Минеральный парагенезис	Типоморфные замещения	
Апосерпентиниты тальковой фации, сульфидно-хлоритовой субфации	I	Слабо выраженное метасоматическое (частичные рудные псевдоморфозы по силикатам) + реликтовое сингенетическое (сидеронитовая вкрапленность)	Мт, Пн, По, Хпи	Силикат → → Мт + По, Пн	I	Сп + Хл-1 + Та	Сп → Та	$P_{S_2}, Al^{+}, Fe^{2+}, Ni^{2+}, Cu^{2+}$ pH, Si^{4+} max ↑ min
	II	Рудные метасоматиты («серые» руды)	Пн, По	Силикат → → По + Пн + Хпи	II	ФЛи + Хл-1	Та → ФЛи	
	III	Сплошные метасоматические руды	Пир	Мт → По	III	Хл-1 ± ФЛи	ФЛи → Хл-1	
IV	Брекчневое и прожилковое	Пн По Хпи Пир (Мт) Филлиты	Мт → → По, Хпи	IV	Карб + Кв (Та + Хл-2) * (Хл + Фл) **	Хл-1 → Хл-2		

* Реликтовая апосерпентинитовая ассоциация.

** Реликтовая апофиллитовая ассоциация.

Примечание. Хл-1 — железо-никелистый диабантин (метастабильный политип IV); Хл-2 — железистый диабантин (стабильный политип IVB).

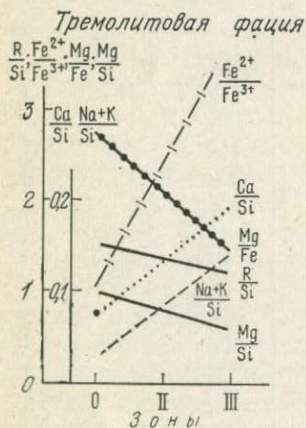
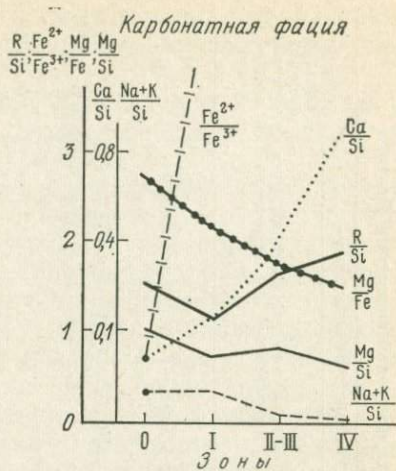
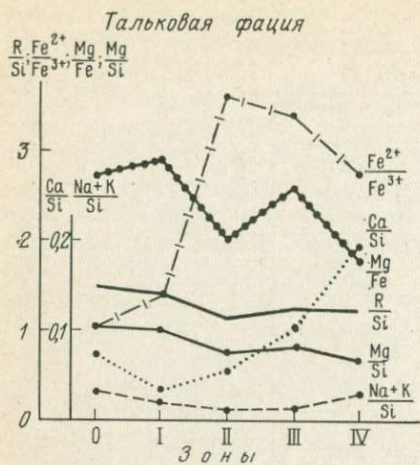


Рис. 29. Химическая направленность процессов апосерпентинизации по ряду важнейших петрохимических отношений.

0—IV — зоны метасоматической колонки, Исходные величины в количествах атомов на 10 000 \AA^3

ного микронзондового анализа. Параллельно с развитием никельсодержащих железистых гидросиликатов по направлению к тыловой зоне колонки в породах последовательно увеличивается содержание сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит), псевдоморфно замещающих силикаты и магнетит. Общность многих черт рудной и силикатной зональности выявляет прямую генетическую, а не структурно-парагенетическую [119] связь процессов рудообразования и апосерпентинизации. Генетический характер этой связи косвенно подтверждается также результатами изучения ряда петрохимических отношений для различных типов апосерпентинитовой зональности в безрудных телах. Общая для всех фаций тенденция к повышению железистости (падение $\text{Mg}^{2+}/\text{Fe}^{\text{общ}}$) метасоматитов тыловых зон, а также к возрастанию отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в том же направлении показана на рис. 29. Таким образом, в тыловых зонах всех колонок

создаются условия (рост a_{Fe} + восстановительная среда), благоприятные для сульфидообразования.

Другие типы богатого эпигенетического оруденения (брекчиевые и сплошные руды) связаны с последними низкотемпературными этапами метасоматического процесса, протекавшими в условиях повышенной тектонической напряженности. Они возникают, очевидно, при дальнейшей перекристаллизации и концентрации («течение» под давлением) псевдоморфных рудных масс. Подобное явление в микромасштабе непосредственно наблюдалось автором в шлифах.

Однако далеко не все апосерпентиниты рудоносны. Этот факт доказывает, что породообразующие метасоматические растворы не привносят, а только перераспределяют полезный компонент в никеленосных гипербазитовых телах. Фактическими критериями наличия эпигенетического богатого сульфидно-никелевого оруденения, очевидно, являются: 1) первичная обогащенность гипербазитов рассеянным полезным компонентом (никель в сульфидной и силикатной формах); 2) двустадийная последовательная метасоматическая переработка никеленосного субстрата.

На первой стадии серпентинизации имеет место извлечение и перевод силикатного никеля в легко обогатимую сульфидную форму [30]; на второй — происходит концентрация рассеянного полезного компонента в специфических благоприятных условиях. Приведенные критерии рудоносности подтверждаются фактическими данными и на других крупнейших мировых сульфидно-никелевых месторождениях этого типа (Линн-Лейк, Томпсон, Инсизва).

О ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОЛИФАЦИАЛЬНОГО СОСТАВА ХЛОРИТИТ-ТАЛЬКИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Приведенные данные показывают, что хлоритит-талькитовая метасоматическая формация Печенги аналогична по всем важнейшим признакам другим образованиям этого типа в различных районах мира. Детальные исследования позволили установить ее полифациальный характер, свидетельствующий о временной протяженности процесса ее становления под воздействием затухающего регионального метаморфизма. Наличие ряда разнотемпературных апосерпентинитовых парагенезисов в пределах одного месторождения ставит под сомнение температурный принцип классификации тальковых месторождений мира, предложенный С. А. Коренбаумом [106]. При внедрении гипербазитов в подвижную область в до- или синскладчатый период серпентинитовые тела неминуемо оказываются под воздействием как прогрессивного, так и регрессивного этапов регионального метаморфизма и в зависимости от времени раскрытия проводящих тектонических путей подвергаются воздействию растворов

с разными термохимическими свойствами. Прямыми индикаторами изменения этих свойств и являются разнообразные минеральные апосерпентинитовые парагенезисы, в то время как однотипные петрохимические изменения пород отражают основную, единую для всех фаций направленность процесса к химическому выравниванию среды. Таким образом, полифациальный состав хлоритит-талькитовой формации представляется естественным и наиболее вероятным и, очевидно, может быть установлен на большинстве подобных объектов при их детальном изучении.

По закономерностям проявления и строения, а также по универсальности механизма становления, хлоритит-талькитовая формация не менее индивидуализирована, чем скарны, и должна быть выделена как самостоятельная единица при разработке единой классификации метасоматических пород.

Выводы

Широко распространенные в природе контактово-реакционные биметасоматические образования на границе химически контрастных серпентинитов и кальциево-алюмосиликатных пород детально изучены на примере апосерпентинитовых метасоматитов Печенги. Результаты проведенных исследований сводятся к следующему.

1. Локализация рассматриваемых метасоматитов целиком контролируется тектоническим и литологическим факторами, что противоречит гипотезе аутометасоматического происхождения этих пород и позволяет уверенно относить их к аллометасоматическим образованиям.
2. Установлен полифациальный вещественный состав контактово-реакционных пород с выделением тремолитовой, тальковой и карбонатной фаций апосерпентинитов.
3. С помощью парагенетического анализа наблюдаемых минеральных ассоциаций с учетом реакций избирательного минерального замещения выявлено, что выделенные фации формируют нисходящий температурный ряд, который возник при последовательном и направленном изменении термохимических свойств воздействовавших растворов.
4. Характер петрохимических изменений исходных серпентинитов для всех фаций однотипен, что подчеркивает единый механизм метасоматического процесса, в целом, и его общую направленность к химическому выравниванию в системе серпентинит—кальциево-алюмосиликатная среда путем обмена полярными компонентами ($Mg \rightleftharpoons Si, Ca$).
5. С помощью факторного анализа рудно-силикатных минеральных парагенезисов выявлена прямая генетическая связь образования хлоритит-талькитовой формации с эпигенетическим сульфидно-никелевым оруденением.
6. Рассматриваемые контактово-реакционные метасоматиты, закономерно и однотипно

развивающиеся в сходных геологических условиях в различных районах мира, предлагается выделить в самостоятельную хлоритит-талкитовую метасоматическую формацию.

Глава 9

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ И РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПИТКЯРАНТСКОГО РАЙОНА

Питкярантский рудный район расположен на юге Балтийского щита в краевой части Северо-Ладожского свекофенского прогиба в зоне сочленения его с Карельским срединным массивом. Район характеризуется широким развитием месторождений и рудопроявлений с железным, полиметаллическим и оловянным оруденением, а также редкометальной минерализацией.

В геологическом строении района выделяются два структурных яруса. Нижний представлен гнейсо-гранитами архея (?), частично реоморфизованными в среднем протерозое. Эти образования обнажаются в ядрах купольных структур. Верхний — сложен вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями питкярантской свиты и перекрывающей ее ладожской серии среднего протерозоя, претерпевшими интенсивную складчатость и региональный метаморфизм высоких ступеней амфиболитовой фации.

Рудные объекты района приурочены к карбонатным горизонтам питкярантской свиты и локализируются главным образом в пределах западного экзоконтакта Салминского массива гранитов рапакиви верхнепротерозойского возраста [202].

Массив представляет собой полого падающее на юго-запад пластинообразное тело площадью около 3000 км². В пределах его выделяются три интрузивных фазы [236], где от первой к третьей наблюдается геохимическая специализация гранитов на комплекс редких металлов. Рудоносными являются мелкозернистые, порфириовидные и неравномернозернистые, нередко интенсивно альбитизированные лейкограниты третьей фазы.

Анализ геологического строения месторождений и рудопроявлений района и вещественного состава слагающих их метасоматитов свидетельствует о сложном и многоэтапном характере метасоматизма и рудообразования. В настоящее время в районе выделяются три главные генетические группы метасоматических пород (табл. 8):

1) магнезиальные скарны и скарноиды, формирование которых связано с явлениями регионального метаморфизма

Метасоматиты Питкярантского

Процессы, обусловившие формирование метасоматитов, их возраст	Этапы образования		Типы мета		
			по карбонатным породам		
Инtruзия гранитов рапакиви (Салминский массив) Pt ₃	Постмагматический	Позднещелочная стадия	Постгрейзеновые	Кремнисто-карбонатные Карбонат-кварцевые, кварцевые Флюорит-карбонат-кварцевые Хлорит-серпентиновые, серпентиновые Флюорит-тюрингит-кварцевые	
				Кислотная стадия	Грейзены
	Флюорит-амфиболовые Флюорит-ортоклаз-альбитовые Флюорит-селлаитовые ** Топаз-флюорит-мусковитовые Кварц-топаз-флюоритовые Топаз-кварцевые	Мусковит-флюоритовые			
	Раннещелочная стадия	Известковые скарны	Флюорит-везувиановые, флюорит-везувиан-магнетитовые		
			Пироксен-гранат-везувиановые, гранат-везувиановые, везувиановые Пироксен-гранатовые, гранатовые Пироксеновые, пироксен-магнетитовые		
	Позднемагматический	Магнезиальные скарны	Серпентиновые Флогопит-хондритовые Пироксен-хондрит-магнетитовые		
Магматический	Шпинель-хондрит-пироксеновые Шпинель-оливиновые Шпинель-пироксеновые				
Региональный метаморфизм и локальный ультраметаморфизм (в куполах) Pt ₂	Ультраметаморфический	Магнезиальные скарны и скарны	Флогопит-тремолит-пироксеновые Хондрит-пироксеновые, скаполитовые		
	Метаморфический		Пироксеновые Форстерит-пироксеновые		

* Амфиболовые и флюорит-амфиболовые метасоматиты отнесены к грейzenам условно.
 ** Селлаитсодержащие грейzenы образуются только по магнезиальным скарнам.
 Содержания рудных элементов: +++ высокие, ++ средние, + низкие.

района и их рудоносность

соматитов	Оруденение				Редкометалльная минерализация
	по алюмосиликатным породам	Fe	Cu	Zn	
Кварцевые			+	++	
Флюорит-кварцевые			+	++	
	+	+	+++	++	
Хлорит-мусковит-кварцевые	+++ +	+++ ++	++ +	+++ ++	+
Мусковит-кварцевые		+		+	++
Флюорит-мусковит-кварцевые				+	++
Флюорит-топаз-мусковит-кварцевые				+	+++ +++ +++
Альбититы (?)	++				++
Гранат-ортоклазовые			+	++	+
Пироксен-ортоклазовые	++		+	++	
Ортоклазовые	+++		+++		
Пироксен-плаггиоклазовые	++ ++		+	++	
Мигматиты			++		
Кристаллические сланцы					

и отчасти локального ультраметаморфизма в гнейсо-гранитовых куполах;

2) магнезиальные скарны магматического и позднемагматического этапов становления Салминского массива гранитов рапакиви;

3) известковые скарны, флюорит-везувиан-магнетитовые метасоматиты, апоскарновые грейзены различного состава и постгрейзеновые преимущественно кварц-карбонатные метасоматиты, формирование которых связано с постмагматической деятельностью интрузии рапакиви.

Рудоносными являются почти исключительно метасоматиты третьей группы. Наиболее ранними и широкораспространенными из них являются известковые скарны и околоскарновые породы с сопутствующим железо-полиметаллическим и оловянным оруденением.

Оловянное оруденение отмечается в гранатовых, реже пироксен-магнетитовых скарнах и ортоклаз-гранатовых околоскарновых метасоматитах, как в рассеянной форме в андрадитах, так и в виде касситерита.

Своеобразны метасоматические образования — флюорит-везувиановые и флюорит-везувиан-магнетитовые ритмичнополосчатые породы с бедной оловянно-редкометалльной минерализацией*.

Апоскарновые грейзены также довольно широко распространены в районе. Среди них можно выделить как типичные апоскарновые грейзены топаз-флюорит-мусковитовые, кварц-топазовые и другие с олово-редкометалльной минерализацией; так и генетически с ними неотделимые и связанные фациальной зональностью амфиболовые, флюорит-амфиболовые и другие метасоматиты с оловянным и олово-полиметаллическим оруденением, возникшие в ходе единого геологического процесса на периферии зон проявления грейзенизации.

Постгрейзеновые карбонатно-кварцевые, кварцевые и другие метасоматиты развиты почти на всех рудных объектах. С ними ассоциируется полиметаллическое (медное и цинковое) и в меньшей степени олово-полиметаллическое оруденение.

В районе проявлена метасоматическая и рудная зональность разных порядков: рудных тел, месторождений и рудопроявлений, района в целом.

Наиболее отчетливо зональность проявляется в пределах отдельных рудных тел и, в первую очередь, апоскарновых грейзенов. В зависимости от глубины залегания кровли рудоносных

* Подобные метасоматиты других регионов СССР относятся либо к скарнам [223], либо к апоскарновым грейzenам [44].

гранитов рапакиви третьей фазы выделяются три типа зональности:

1. Скарн | Флю + Амф | Флю + Ор + Аб | Флю + Пр | Флю + Му +
+ Топ | Топ + Кв
2. Скарн | Флю + Амф | Флю + Ор + Аб | Флю + Пр
3. Скарн | Амф | Флю + Амф | Флю + Ор + Аб

Подобная картина метасоматической и рудной зональности, по-видимому, связана с дифференциальной подвижностью компонентов [109] в ходе прогрессивного метасоматизма кислотной стадии. Олово проявляет свои халькофильные свойства, преимущественно локализуясь в фронтальных зонах метасоматической колонки в ассоциации с полиметаллами, в отличие от редких металлов локализующихся исключительно в тыловых зонах колонки.

В меньшей мере изучена зональность метасоматических рудных тел известковых скарнов. Наиболее характерными типами зональности оловоносных скарнов и околоскарновых пород являются следующие:

1. Кальцифир | Пи | Пи + Гр | Гр
2. Амфиболовый сланец | Ор + Кв | Ор | Ор + Пи | Ор + Пи + Гр | Гр

Оловянное оруденение в форме касситерита и оловоносного андрадита приурочено главным образом к центральному (гранатосодержащим) зонам метасоматических тел. Интересно отметить, что содержание олова в гранатах растет по мере удаления рудных объектов от рудоносных гранитов.

Метасоматическая и рудная зональности отдельных месторождений зависят от глубины положения кровли рудоносных гранитов. Рассмотрим метасоматическую и рудную зональности одного из изученных рудопроявлений. В Западной рудной зоне горизонтальная зональность проявлена довольно отчетливо. Топаз-флюорит-мусковитовые и другие апоскарновые грейзены с олово-редкометальной минерализацией наиболее широко проявлены в центральной части рудной зоны (в области винтового перегиба скарновой пачки, насыщенной разрывными нарушениями). Дальше к флангам, по простиранию рудной зоны приурочено полиметаллическое оруденение в карбонатно-кварцевых, карбонатных и других метасоматитах. И, наконец, на самых флангах рудной зоны локализуется бедное оловянное оруденение в гранатовых скарнах. Вертикальная зональность в рассматриваемой рудной зоне близка к горизонтальной, но проявлена менее отчетливо. На глубинах от 100 м и более скважинами вскрыты апикальные выступы интенсивно альбитизированных, рудоносных гранитов с телами штокшайдеров в прикровельной части. Для этих гранитов характерна убогая редкометальная и молибденовая минерализация. Непосредственно

в надинтрузивной зоне локализуются топаз-флюорит-мусковитовые и топаз-кварцевые апоскарновые грейзены с олово-редкометальной минерализацией. Они образуют в плоскости скарнового горизонта ленту шириной около 200 м, практически параллельную кровле рудоносных гранитов с раздувами по мощности и увеличением ширины над апикальными выступами последних. Интенсивность грейзенизации и олово-редкометальной минерализации возрастает от рудоносных гранитов вверх, достигая максимума на расстоянии 100—150 м от кровли. Распределение олова для центральной части рудной зоны близко к такому для редкометальной минерализации, но ареалы олова локализуются несколько выше. Цинковое оруденение приурочено к флангам рудной зоны, образуя обособленные рудные ленты, имеющие пологое склонение на север. Такое распределение цинка в плоскости скарнового горизонта отражает его автономное положение по отношению к олово-редкометальной минерализации, не соответствующее схеме прямой зональности.

Близкая картина зональности наблюдается и на других рудных объектах района. Разница состоит лишь в том, что место олово-редкометальной минерализации в центральных частях месторождений и рудопроявлений занимает оловянное оруденение, а полиметаллическое оруденение более богатое, оно тяготеет к флангам рудных объектов. На самых флангах локализуются исключительно железные руды.

Наряду с локальной метасоматической и рудной зональностью (рудных тел и месторождений) выявляется зональность Питкярантского рудного района в целом. Она выражается в закономерном расположении зон преимущественного распространения метасоматитов различных типов в пределах единой рудоконтролирующей структуры, представленной зоной западного экзоконтакта Салминского массива гранитов рапакиви.

В настоящее время нами в районе выделяются следующие * рудно-метасоматические зоны (рис. 30):

- 1) известковых скарнов с железо-полиметаллическим и оловянным оруденением;
- 2) апоскарновых грейзенов с оловянным оруденением и редкометальной минерализацией;
- 3) постгрейзеновых метасоматитов с полиметаллическим и олово-полиметаллическим оруденением.

Зона известковых скарнов охватывает большую часть рудного района. Различные типы их связаны фациальной зональ-

* Магнезиальные скарны являются наиболее ранними и наименее устойчивыми при последующих метасоматических преобразованиях породами. Они распространены широко, но встречаются почти исключительно в виде реликтов среди поздних метасоматитов и, реже, в виде магнезиальных кальцифилов на флангах зоны известковых скарнов. В связи с практической безрудностью этих скарнов, ниже при рассмотрении зональности они не учитываются.

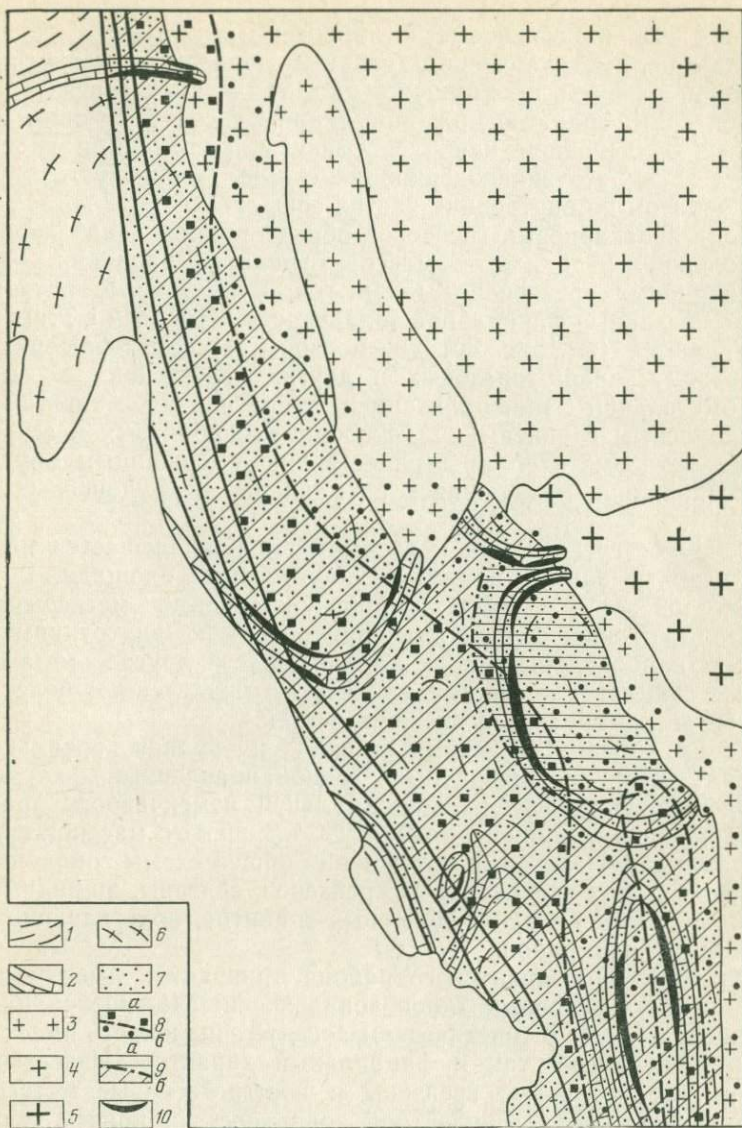


Рис. 30. Схема метасоматической и рудной зональности Питкярантского района (составлена с использованием материалов Уксинской ГРП СЗТГУ).

1 — полевошпат-биотитовые и другие сланцы (ладожская серия); 2 — амфиболовые, биотитовые и другие сланцы с прослоями карбонатных пород (питкярантская свита); 3—5 — граниты рапакиви Салминского массива: 3 — мелкозернистые, порфиroidные лейкократовые (III фаза), 4 — крупно- и среднезернистые биотитовые (II фаза), 5 — крупнозернистые оvoidные биотит-амфиболовые (I фаза); 6 — биотитовые гнейсограниты и граниты; 7—9 — зоны рудоносных метасоматитов: 7 — известковые скарны с железо-полиметаллическим и оловянным оруденением, 8 — грейзены; а — существенно амфиболовые с оловянным оруденением, б — флюорит-редкометалльные, топаз-флюорит-мусковитовые, топаз-кварцевые с олово-редкометалльной минерализацией; 9 — постгрейзеновые метасоматиты; а — флюорит-тиурингит-кварцевые с олово-полиметаллическим оруденением; б — кварц-карбонатные и другие с полиметаллическим оруденением; 10 — рудные объекты

ностью. Так пироксеновые и пироксен-магнетитовые скарны иногда с полиметаллическим (главным образом цинковым) оруденением развиты, преимущественно, во внешних частях описываемой зоны; гранатсодержащие скарны с сопутствующим оловянным оруденением наиболее развиты в средней и внешней частях зоны; везувиансодержащие скарны локализируются главным образом во внутренних частях зоны.

Зона апоскарновых грейзенов образует более узкий «ареал», расположенный ближе к массиву гранитов рапакиви. Среди апоскарновых грейзенов выделяются две основные разновидности, связанные фациальной зональностью. В связи с этим прослеживаются (см. рис. 30) две подзоны: 1) топаз-флюорит-мусковитовых, кварц-топазовых и других грейзенов с оловоредкометалльной минерализацией (внутренняя, тяготеющая к рудоносным гранитам); 2) флюорит-амфиболовых и амфиболовых метасоматитов преимущественно с оловянным оруденением (внешняя, находящаяся на удалении от рудоносных гранитов)*.

Зона постгрейзеновых метасоматитов накладывается на вышеописанные зоны и занимает значительные площади. В пределах этой зоны флюорит-тюрингит-кварцевые метасоматиты с олово-цинковым оруденением приурочены к внутренним частям, а карбонат-кварцевые, карбонатные и другие метасоматиты с существенно полиметаллическим оруденением более характерны для средних и внешних частей.

Таким образом, метасоматическая и рудная зональность района имеет асимметричный однонаправленный характер с ориентировкой вектора максимальной изменчивости практически перпендикулярно к контакту Салминского массива гранитов рапакиви. Некоторые осложнения общей схемы зональности, особенно в зоне апоскарновых грейзенов, связаны, по-видимому, с неровностями кровли рудоносных гранитов, подстилающих на глубине рудный район.

Изучение Питкярантского района приводит к выводу о сочетании двух основных типов зональности: сходящейся и расходящейся [207]. В генетическом аспекте зональность имеет как полиасцендентный, так и фациальный характер. Известковые скарны, апоскарновые грейзены и постгрейзеновые метасоматиты связаны полиасцендентной зональностью, причем первые и вторые — сходящейся центростремительной; вторые и третьи — расходящейся центробежной. Фациальная зональность внутри региональных зон также имеет различную направленность. В известковых скарнах наблюдается регрессивная центростремительная зональность, в грейзенах прогрессивная цент-

* Близкая к описанной зональность апоскарновых грейзенов отмечена Б. Л. Флеровым и др. [144].

ростремительная, а в постгрейзеновых метасоматитах регрессивная центробежная.

Такая достаточно сложная картина метасоматической и рудной зональности района, по-видимому, связана как с особенностями эволюции химизма постмагматических рудоносных растворов, отделяющихся от материнских гранитов на различных уровнях глубинности, так и с особенностями литологии рудовмещающих толщ. В ходе прогрессивного, но неоднородного увеличения кислотности рудоносных растворов и увеличения в них активности фтора, при взаимодействии их с основной и химически активной средой карбонатных пород происходит последовательное изменение масштаба проявления метасоматических преобразований от ранних стадий к поздним. Апоскарновые грейзены и особенно топаз-мусковит-флюоритовые и топаз-кварцевые с олово-редкометальной минерализацией, образующиеся в условиях максимальной кислотности и активности фтора в постмагматических растворах, имеют наименьший ареал распространения и строго приурочены к зоне ближайшего экзоконтакта с рудоносными гранитами. В позднещелочную стадию начинается постепенное уменьшение кислотности и снижение активности фтора в постмагматических растворах. В соответствии с этим происходит последовательное уменьшение активности взаимодействия растворов с основной карбонатно-скарновой средой и разрастание метасоматических зон к периферии по схеме центробежной зональности.

Проведенное изучение метасоматической и рудной зональности Питкярантского района позволяет подойти к научно обоснованной оценке различных объектов и прогнозированию скрытого полиметаллического, оловянного оруденения и редкометальной минерализации.

Глава 10

ЗОЛОТОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Северная часть Восточной Монголии, выделяемая под названием Хэнтейского рудного пояса [142], является наиболее важной золотоносной провинцией страны. Известные месторождения золота представлены преимущественно россыпями. Меньшее распространение имеют жильные месторождения и рудопроявления, принадлежащие к малосульфидной золото-кварцевой формации. В последнее время [239, 226] в этом регионе выявлен новый морфологический тип золотого оруденения той же формации — метасоматиты в зонах интенсивного расслаивания и трещиноватости (штокверковые зоны). Коренные

рудопроявления золота в Хэнтее изучены слабо. Проведенные работы являются, по существу, первой попыткой систематизации золотоносных метасоматитов этого района.

Размещение и магматический контроль оруденения. Золотое оруденение распространено в пределах региона неравномерно. Устанавливается известная симметрия в расположении золотоносных территорий Хэнтея относительно «батолитового ядра» ареала раннемезозойского магматизма [142]. Золотое оруденение развито главным образом в северных частях зоны гипабиссальных интрузий, окаймляющей «батолитовое ядро» ареала (Хэнтейский рудный пояс), сменяясь в ее южной части редкометальным оруденением.

По количеству известных проявлений золота ведущая роль принадлежит территории северо-западного Хэнтея, заключенной между Ергольским и Баянгольским глубинными разломами системы Монголо-Охотского линеамента. Золотоносность района связана с интрузиями раннемезозойской габбро-гранитной («контрастной») ассоциации, названной нами ергольской [104]. Она объединяет как самостоятельные габброидные и гранитные интрузивы простого строения, так и сложно построенные («полифазные») габбро-гранитные массивы. Золотоносными являются интрузивные массивы, в строении которых непременно участвуют гранитные и основные породы. Обычно в их составе выделяются: 1) амфиболовые авгитсодержащие габбро-диориты и диориты ранней фазы; 2) аляскитоидные существенно калиевые граниты главной интрузивной фазы, сопровождаемые жильными телами аплитов и пегматоидов. В некоторых массивах породы главной фазы представлены амфибол-биотитовыми гранитами гибридной фации; 3) двуслюдяные и мусковитовые турмалинсодержащие существенно натровые граниты и гранитпорфиры заключительных фаз внедрения. Гранитоиды заключительных фаз внедрения сопровождаются кварцевыми жилами, зонами прожилкового окварцевания, березитов и апосланцевых метасоматитов. Завершается развитие «контрастной» ассоциации внедрением даек габбро-порфиритов и лампрофиров. Глубина формирования полифазных интрузий примерно составляет 1,5—4 км.

Рудные тела находятся чаще всего внутри массивов, либо в их экзоконтактных зонах на незначительном удалении от контакта. Иногда они совмещаются с роями даек пестрого состава, имеющих тот же набор и близкую к отмеченной выше последовательность формирования пород.

Околожильные метасоматиты. Рассмотрим околожильную зональность одного из наиболее изученных и характерных проявлений золота Северной Монголии. Золотосодержащие кварцевые жилы залегают в среднезернистых слабопорфировидных роговообманково-биотитовых гранитах, переходящих в апикальной части массива в более лейкократовые и кремне-

кислые разновидности. В жильной серии выделяются мелкозернистые граниты, гранит-порфиры и спессартиты.

Граниты массива в той или иной мере изменены послемагматическими процессами. Наиболее типичный парагенезис слабо измененного гранита: кварц + альбит + мусковит + микроклин + биотит + хлорит + пирит с аксессуарными сфеном, цирконом, апатитом и реликтами роговой обманки, плагиоклаза, магнетита. Мусковит (серицит) развивается по плагиоклазу и отчасти биотиту, хлорит — по роговой обманке и биотиту, магнетит замещается пиритом. При нарастании интенсивности процесса появляется кальцит, исчезает сфен, обособляется рутил. В более измененных гранитах биотит и хлорит замещаются мусковитом, а полевые шпаты мусковитом и кальцитом (плагиоклаз), либо мусковитом и кварцем (микроклин), последний замещается интенсивнее, чем альбит. Таким образом, сначала разлагаются темноцветные и калиевые минералы исходного гранита. Общую зональность, возникающую при таких условиях замещения, схематически можно представить следующим образом:

1. Кв + Му + Пир + Ка + Аб + Мкл + Хл + Би,
2. Кв + Му + Пир + Ка + Аб + Мкл + Хл,
3. Кв + Му + Пир + Анк + Аб + Мкл,
4. Кв + Му + Пир + Анк + Аб.

Внешние зоны (1—3) имеют площадное развитие. С зоны 4 начинается собственно околожильная оторочка интенсивно измененного гранита. Внешняя граница этой зоны четкая и легко устанавливается при полевых наблюдениях. Ширина оторочки интенсивно измененной породы составляет 10—20 см. В ней, за исключением реликтовых зерен микроклина, отсутствуют калиевые минералы исходного гранита. Внутренняя приальбандовая часть оторочки мощностью 5—10 см отвечает типичному парагенезису березитов

5. Кв + Му + Пир + Анк.

Судя по реакционным отношениям минералов в приальбандовой части оторочки замещение направлено к образованию кварцевой зоны:

6. Кв + Му + Пир + Анк,
7. Кв + Му + (Пир + Анк),
8. Кв + (Му + Пир + Анк).

Исходный гранит по своему химическому составу близок к среднему щелочноземельному граниту Р. Дэли, отличаясь от него несколько меньшей щелочнометальностью и большей насыщенностью натрием. Наиболее существенное изменение в балансе вещества при березитизации — вынос кремнезема из внутренней околожильной оторочки и увеличение в ней содержания

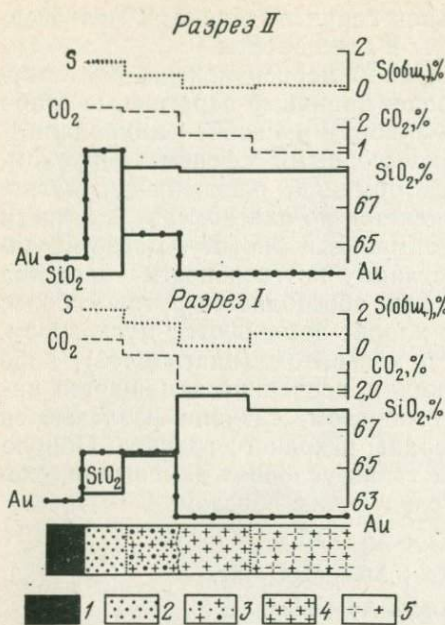


Рис. 31. Распределение золота, кремнезема, углекислоты и серы в околожильных метасоматитах золоторудного проявления.

1 — кварцевая жила; 2, 3 — околожильная оторочка (2 — березит внешней зоны, 3 — березит внутренней зоны); 4 — березитизированный гранит, 5 — слабоизмененный гранит

сированным отношением активностей двух виртуальных вполне подвижных компонентов в первой из них. От типичных случаев рассмотренная колонка отличается некоторыми особенностями подвижности компонентов: большей подвижностью калия по отношению к натрию [109] и железа — к магнию [76]. Эта особенность режима компонентов и соответствующая ей большая устойчивость натрового полевого шпата по сравнению с калиевым, по-видимому, характерна для процессов кислотной стадии в гранитах золотоносной ассоциации района и практически не зависит от состава исходного гранита.

Из приведенных данных следует, что околожильные метасоматиты в золотоносных гранитоидах формируются в условиях высокой активности углекислоты и серы в минералообразующей среде. Осаждение золота в зоне с максимальным содержанием этих компонентов может быть связано с распадом сложных золотосодержащих комплексов при взаимодействии растворов с вмещающими породами. Очевидно также, что, по крайней мере, часть золота осаждается в процессе березитизации вме-

СО₂, Н₂О. Максимальные содержания последних устанавливаются в приальбандовой зоне околожильных метасоматитов. Здесь же во внутренней части зоны, непосредственно примыкающей к кварцевой жиле, наблюдается и резкое увеличение содержания золота (рис. 31).

Рассмотренная метасоматическая колонка представляет собой обычный пример березитизации. В оторочке интенсивно измененных околожильных пород (зоны 4—8) изобарический тип процесса, характерный для метасоматитов площадного распространения, по-видимому, меняется на обычный для большинства окорудных метасоматитов изохорический [76]. Различие в числе минералов двух внешних зон (1 и 2) при одинаковом числе инертных компонентов может быть обусловлено фиксированным отношением активностей двух виртуальных вполне подвижных компонентов в первой из них. От типичных случаев рассмотренная колонка отличается некоторыми особенностями подвижности компонентов: большей подвижностью калия по отношению к натрию [109] и железа — к магнию [76]. Эта особенность режима компонентов и соответствующая ей большая устойчивость натрового полевого шпата по сравнению с калиевым, по-видимому, характерна для процессов кислотной стадии в гранитах золотоносной ассоциации района и практически не зависит от состава исходного гранита.

щающих гранитов, и это обстоятельство необходимо учитывать при оценке золотоносности массивов.

Мусковитовые граниты. При оценке золотоносности гранитоидов особого внимания заслуживают слабоизмененные породы внешних зон колонок березитизации. Весьма интересны мусковитовые граниты, широко распространенные среди лейкократовых фаций гранитоидов «контрастной» ассоциации и отличающиеся по составу от слабоизмененных амфибол-биотитовых гранитов. В частности, для лейкократовых гранитов и аплитов апикальной части рассмотренного выше золотоносного массива типичны следующие парагенезисы:

Кв + Аб + Мкл + Му + Пир + (Ап, Цирк, Ру),

Кв + Аб + Му + Пир + (Ап, Цирк, Ру).

Плагиоклаз в них замещен псевдоморфозами альбита и мусковита, биотит — мусковитом, а магнетит — пиритом. Образование подобных мусковит-альбитовых гранитов с вкрапленностью пирита особенно характерно для гранитоидов заключительной фазы «контрастной» ассоциации. Отсутствие в них хлорита и карбоната, очевидно, обусловлено более низкими содержаниями магния и кальция в исходных гранитах.

Замещение отдельных зерен альбита ассоциацией кварца и мусковита показывает, что мусковит-альбитовые граниты представляют внешнюю зону одной из колонок мусковит-кварцевого замещения, характерных для грейзенов. Действительно, по облику, структуре и химическому составу мусковит-альбитовые фации лейкократовых гранитоидов полифазных интрузий чрезвычайно похожи на соответствующие породы грейзенизированных массивов. Однако в отличие от последних для них не типичен флюорит, постоянно присутствует пирит. Мусковит характеризуется чрезвычайно низкими, по сравнению с мусковитами грейзенизированных гранитов [105], содержаниями редких щелочных элементов и фтора. Тенденция к обеднению гранитофильными редкими элементами отчетливо выявляется при сопоставлении мусковитовых гранитов золотоносной ассоциации с близкими по минеральному и химическому составу гранитами грейзенизированных массивов. Эти особенности мусковит-альбитовых гранитов рассматриваемого типа свидетельствуют об их формировании в условиях относительно низкой активности фтора в послемагматических растворах и высокой активности серы и углекислоты.

Метасоматиты штокверковых зон. Зоны контролируются участками интенсивного расщелачивания и трещиноватости в гранитах и вмещающих сланцах. Ширина их выхода измеряется метрами и десятками метров, протяженность — сотнями метров и первыми километрами. В целом строение зон крайне неоднородное. Обычно полосы интенсивного расщелачивания и метасо-

матического преобразования пород в поперечном сечении зон чередуются с участками малоизмененных пород, имеющими тектонические ограничения.

Интенсивность изменений неодинакова и зависит главным образом от густоты кварцевых прожилков. Внутренний рисунок зон прожилкового окварцевания обычно сложный, расположение взаимно пересекающихся кварцевых прожилков, как правило, не подчиняется определенной системе трещин. Метасоматиты имеют невыдержанный состав. Так, в штокверковых зонах гранитных массивов наряду с новообразованными кварцем, серицитом, альбитом, пиритом и карбонатами присутствуют слабо измененные реликтовые минералы: микроклин, олигоклаз, эпидот, хлоритизированный биотит. Нередко устанавливаются относительно простые ассоциации: кварц + мусковит с пиритом, арсенопиритом и турмалином, развивающиеся по лейкогранитам и ультракремнекислым гранит-порфирам.

Минеральный состав метасоматитов штокверковых зон в сланцах крайне разнообразен, но в связи со слабой обнаженностью детально не изучен. Отметим, что наиболее важным элементом таких зон являются участки развития кварц-серицитовых метасоматитов, в которых мелкозернистый «сахаровидный» кварц ассоциируется с серицитом, пиритом, а также небольшими количествами карбоната и апатита. Иногда вместо кварц-серицитовых метасоматитов развивается зона «послойного» прожилкового окварцевания с мелкозернистым или гребенчатым кварцем, включающим рассеянную вкрапленность пирита, арсенопирита и золота. Нередко отмечаются также эпидот-хлорит-кварцевые образования с актинолитом или без него.

Полученные данные показывают, что минеральные парагенезисы штокверковых зон (особенно в гранитах) имеют сходство с парагенезисами метасоматитов жильных проявлений. Распределение золота в штокверковых зонах неравномерное. Независимо от состава исходного материала (сланцы, граниты) повышенные концентрации золота приурочены к участкам, наиболее насыщенным кварцевыми прожилками, причем содержания золота в околожильных метасоматитах нередко имеют более высокие значения, чем в самих кварцевых жилах. Отмечены также случаи более высоких концентраций золота в штокверковых телах, по сравнению с жильными проявлениями.

Штокверковым зонам (зонам «минерализованных разломов») принадлежит важная роль в формировании ряда россыпных месторождений Северной Монголии [240]. Безусловно они заслуживают внимательного изучения и как потенциальный источник коренного золота.

Из особенностей золотоносных интрузий северо-западного Хэнтяя важное значение имеют непосредственная и тесная связь золоторудных проявлений с поздними гранитными фазами раннемезозойской интрузивной «контрастной» ассоциации

и устойчивый парагенез гранитоидов с габброидами. Своеобразие послемагматического развития гранитоидов габбро-гранитной ассоциации заключается в преимущественном развитии фаций высокой активности углекислоты, серы и, по-видимому, хлора. То обстоятельство, что геохимическая специфика золотоносных метасоматитов достаточно отчетлива уже в слабо измененных породах — двуслюдяных и мусковитовых гранитах внешних зон колонок березитизации подтверждает их важное значение при оценке рудоносности интрузий [76]. Как потенциальный источник золота большого внимания заслуживают также метасоматиты штокверковых зон в гранитах и сланцах.

Глава 11

ФУНКЦИОНАЛЬНАЯ СВЯЗЬ ЛОКАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С РЕГИОНАЛЬНЫМИ МЕТАСОМАТИТАМИ КАК ОСНОВА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ (на примере южного Сихотэ-Алиня)

Мезозойская складчатая область Сихотэ-Алиня характеризуется широким развитием разнотипного оловянного оруденения, различающегося по условиям образования, масштабам, степени концентрации и промышленной значимости месторождений.

Хорошая изученность территории региона, особенно в районах действующих горнорудных предприятий, практически исключает вероятность открытия новых промышленных месторождений с оптимальным эрозийным срезом. Поэтому, проблема дальнейшего расширения или поддержания сырьевой оловорудной базы может решаться главным образом за счет поисков скрытых месторождений. Конкретно, эта проблема сводится к тому, чтобы выделить среди огромного числа известных и вновь открываемых рудопоявлений олова такие объекты, которые содержат на глубине промышленные оловянные руды. Исходной предпосылкой, определяющей возможность обнаружить на некоторых из них глубоко залегающие оловянные руды, является вертикальная зональность. Главная ее особенность заключается в том, что оловянное оруденение обычно развивается на нижних горизонтах месторождения, сменяясь по восстановлению существенно сульфидной минерализацией. Однако эффективное решение данной задачи и может осуществляться только на основе объективных представлений об условиях формирования и закономерностях размещения оловянных месторождений.

Анализ пространственно-временных взаимоотношений оловянного оруденения с более общими эндогенными процессами показывает, что наиболее тесно оно связано с метаморфизмом.

Сихотэ-Алинская складчатая область включает три крупные структурно-фациальные зоны: Главный антиклинорий, Главный синклинорий и Прибрежное антиклинальное поднятие [39]. Роль метаморфизма в рудообразовании удобнее всего рассмотреть на примере Главного синклинория, где этот процесс проявлен широко и, вместе с тем, весьма контрастно. Здесь же сосредоточено большинство рудопроявлений и находятся все месторождения олова. Эта зона сложена преимущественно терригенными толщами верхнего мезозоя, перекрытыми местами верхнемеловыми и палеогеновыми вулканитами, прорванными гранитоидами того же возраста.

По масштабам развития выделяются две основные разновидности метаморфизма: контактовый локальный и так называемый регионально-контактовый. Собственно приконтактовые ореолы метаморфизма тесно сопряжены с мелкими массивами гранитоидов, обнажающимися среди полей сравнительно слабо метаморфизованных пород. Отметим, что самостоятельные (не сопровождаемые гранитами) мелкие интрузивные тела среднего и основного состава, также широко распространенные в синклинории, обычно располагаются среди наименее измененных пород и собственных контактовых ореолов не имеют.

Формирования регионально-контактового метаморфизма на уровне современной поверхности непосредственной связи с отдельными выходами гранитоидов не обнаруживают. Они представлены обширными полями интенсивно и довольно равномерно метаморфизованных пород. Площадь, занимаемая ими, нередко достигает нескольких тысяч квадратных километров, причем, наличие выходов гранитоидов на этих территориях совсем не обязательно.

Гравиметрическими исследованиями на глубине под ними неизменно устанавливается наличие крупных масс разуплотненных пород, которые интерпретируются как нескрытые гранитные плутоны [125]. Правомерность такой интерпретации подтверждается совпадением пиков отрицательных гравиметрических аномалий с выходами гранитов на поверхность. Сближает эти образования с локальными контактовыми ореолами также идентичность изменений пород и одинаковая последовательность зон в «разрезе».

Сводная колонка преобразований терригенных пород в тех и других представлена следующими основными зонами (от периферии к центру и на глубину): преимущественной хлоритизации, иногда с карбонатами и минералами эпидот-цоизитовой группы, гидрослюдизации и серицитизации (в алевритах) или преобладающей серицитизации (в песчаниках) и биотитизации. Во внутренних частях приконтактовых ореолов выде-

ляется подзона биотит-полевошпатовых роговиков с кордиеритом, что, собственно, и отличает их от биотититов регионального распространения. Характерный визуальный признак интенсивно биотитизированных пород — вишневая окраска различных оттенков.

Изучение химического состава метаморфизованных терригенных пород на примере одного из рудных районов южного Сихотэ-Алиня показало, что обе разновидности метаморфизма являются процессами аллохимическими и обнаруживают одинаковую направленность химических изменений пород (рис. 32). Наиболее характерная особенность метаморфизма заключается в относительной базификации биотитизированных пород и лейкократизации пород гидрослюдисто-серпичитовой зоны.

Отмеченные черты сходства позволяют объединить обе разновидности метаморфизма в один более общий тип зонального плутометаморфизма, тесно связанного с гранитообразованием [197].

Очаги автохтонного гранитообразования можно рассматривать как области выноса избыточных оснований в растворах, вызывающих базификацию окружающих пород. В нашем случае в условиях меньших глубин источником базифицирующих растворов, возможно, является зона образования гидрослюдисто-серпичитовых пород. Следует отметить, что чередование зон относительной меланократизации и лейкократизации пород присуще не только описанному типу метаморфизма, оно отмечается при любых эндогенных процессах, но проявляется с разной контрастностью [189] и масштабностью [78]. Механизм такого ритмического перераспределения химических элементов требует специального рассмотрения.

Из предыдущего изложения можно сделать вывод о том, что зональный плутометаморфизм в молодых складчатых

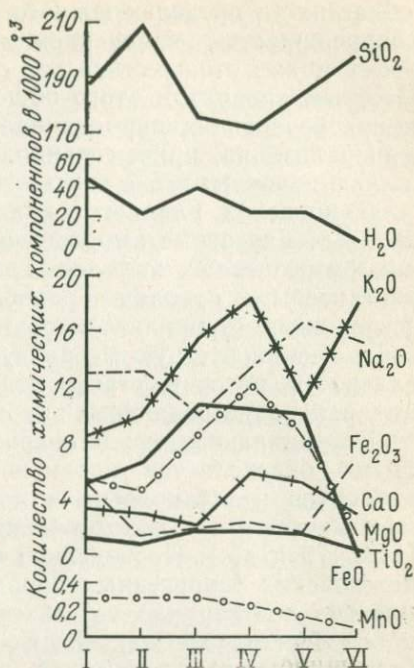


Рис. 32. График распределения петрогенных химических компонентов в породах контактового ореола гранитного массива Светлого.

I-VI — типы метаморфизованных пород и удаленность от массива: I — пропилитовидные изменения (исходные породы в 5-7 км от массива), II — породы в стадии гидрослюдизации и частичной серпичитизации (3-4 км), III — биотититы (2 км), IV — роговики (удаленные на 1 км), V — роговики приконтактной зоны, VI — неизмененные разновидности гранитов

областях (в пределах южного Сихотэ-Алиня) на всех ступенях сопровождается изменением химического состава пород и поэтому может отождествляться с региональным метасоматизмом. Частным продуктом этого общего процесса миграции вещества и преобразования пород является локальная гидротермальная минерализация, причем наиболее тесно она связана с верхней частью колонны, т. е. с собственно метаморфизмом.

В пределах Главного синклиория расположено несколько крупных плутонометаморфических структур и множество мелких разрозненных выходов гранитоидов с обрамляющими их контактовыми ореолами, разобщенных полями слабо метаморфизованных (пропилитизированных) пород. Все это вместе создаст весьма пеструю мозаичную картину метаморфической зональности, которой строго подчинено размещение оловянной минерализации различных типов.

Потенциальная рудогенерирующая способность метаморфизма определяется перемещением огромных масс рудных элементов и установлена в последние годы многочисленными геохимическими исследованиями метаморфизованных пород [146, 179 и др.]. Проведенное автором геохимическое изучение мезозойских терригенных пород в южной части Сихотэ-Алиня еще раз подтвердило это важное положение. Установлено, что метаморфизм уже на низших ступенях сопровождается дифференцированной миграцией рудных элементов. С усилением степени метаморфизма их суммарное содержание в породах также возрастает, достигая двух-трехкратного превышения по сравнению с наименее измененными породами [211].

Миграция рудных элементов в термоградиентном поле подтверждена нами экспериментально при нагревании больших масс горных пород в их естественном залегании. Причем, установлено, что перемещение влаги и рудных элементов происходит как в период нагревания пород так и при их остывании [214].

Локальные скопления металлов в виде минеральных рудных тел происходят в тех случаях, когда поток растворов пересекает участки земной коры с резко неравномерной проницаемостью. Для крутопадающих жилообразных тел, которыми обычно представлены оловорудные месторождения региона, такими участками являются тектонически ослабленные зоны, трещины и другие дизъюнктивные нарушения. Под влиянием дренарующего воздействия таких каналов прилегающие к ним блоки более плотных пород оказываются менее метаморфизованными и соответственно недосыщенными рудными элементами по сравнению с породами, находящимися за пределами области влияния каналов, фильтрующих основную массу растворов, проходящих через данный блок земной коры. Возникающий вследствие этого дефицит рудных элементов в окружающих породах компенсируется их накоплением в локальной

среди́нной зоне усиленной фильтрации растворов, сопровождаемой интенсивной гидротермальной переработкой пород [212].

По характеру связи с метаморфизмом все локальные гидротермальные образования (гидротермалиты) разделяются на две генетические группы. Гидротермалиты первой группы по совокупности признаков выступают как частные проявления прогрессивного этапа метаморфизма, синхронные с ним и обусловленные переходом в локальных участках рассредоточенной (фоновой) фильтрации растворов в струйчатую. В распределении гидротермалитов данной группы отмечаются, по сути дела, те же закономерности, что и в строении обширных полей и ореолов метаморфитов (метасоматитов регионального распространения). Отличие заключается только в более интенсивной и контрастной переработке пород и высокой концентрации металлов, достигающей в отдельных случаях промышленных значений.

В целом совокупность прямых и косвенных признаков синхронности оловоносных гидротермалитов первой группы с прогрессивным этапом плутонометаморфизма сводится к следующему:

1) закономерная приуроченность в региональном плане к периферии полей и ореолов метаморфизованных пород;

2) сопряженность конкретных рудолокализирующих структур с околорудными полями слабо измененных пород, «врезанными» во внешнюю кромку метаморфитов;

3) приуроченность месторождений к надапикальным частям крутых локальных выступов биотитизированных пород, представляющих собой резко выраженные неровности верхней границы биотититов регионального распространения;

4) наличие постепенных переходов от подрудных биотититов к вышележащим гидротермалитам, а внешних зон последних — к пропиловидным изменениям площадного распространения;

5) однотипный характер взаимоотношений минеральных ассоциаций каждой внутренней зоны с внешней во всем разрезе измененных пород, включая биотититы, свидетельствующий о принадлежности всех его членов единой колонке. Гидротермалиты в этой сводной колонке представляют собой промежуточное звено, приуроченное к локальной зоне интенсивной фильтрации растворов;

6) идентичность строения (зональности) локальных рудоносных метасоматитов с региональными полями и ореолами метаморфитов;

7) развитие сколовых трещин, вмещающих жильные рудные тела, только в сравнительно слабо метаморфизованных породах, еще не потерявших жесткости и способности к дизъюнктивным деформациям;

8) «экранирование» распространения на глубину жильных тел и метасоматитов верхней границей интенсивно биотитизированных пород и, как одно из следствий этого, — бескорневое строение рудных тел;

9) тесная функциональная зависимость характера локальной минерализации от степени метаморфизма вмещающих пород, четко проявляющаяся в отдельных рудных телах и месторождениях в целом;

10) обогащение пород в процессе метаморфизма рудными элементами, указывающее на принципиальную возможность их локального накопления при определенных условиях;

11) хорошая сбалансированность содержаний некоторых рудных элементов: малых в слабо метаморфизованных породах околорудного поля и повышенных в срединной локальной зоне (рудных телах и эндогенном ореоле).

Гидротермалиты второй группы являются продуктами более поздней переработки метаморфизованных и магматогенных пород. Они представляют собой локальные проявления регрессивного этапа метаморфизма (монодиафтореза), связанного с ослаблением подтока тепла с глубины. Главная генетическая особенность гидротермалитов данной группы заключается в том, что их формирование происходит при нисходящем движении растворов, обусловленном снижением градиента температур и влажности между внутренними и внешними зонами метаморфизма в его регрессивный этап. Разнонаправленное движение растворов в прогрессивный и регрессивный этапы развития эндогенных процессов обусловлено эффектом термовлагодиффузии [139], проявленным в геологических масштабах [243].

Различный генезис гидротермалитов выделенных групп придает им отличительные черты, часть из них имеет непосредственное отношение к вопросам прогнозирования и поисков скрытого оловянного оруденения. К числу последних относятся степень концентрации и масштабы оруденения и в связи с этим промышленная значимость их как оловорудных объектов; характер вертикальной минералогической и температурной зональности; взаимоотношение локальной минерализации с метасоматитами регионального распространения; особенности пространственного размещения месторождений и рудопроявлений различных типов и другие (табл. 9).

Использование указанных генетических особенностей в применении к оловорудным месторождениям позволяет наметить конкретную программу поисковых и ревизионных работ.

РАЗДЕЛЕНИЕ ПЛОЩАДЕЙ ПО СТЕПЕНИ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ВЫЯВЛЕНИЯ КРУПНЫХ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все известные в пределах южного Сихотэ-Алиня крупные оловорудные месторождения относятся к гидротермалитам первой группы. Основываясь на данной предпосылке, к наименее

Сравнительная характеристика гидротермалитов

Признаки	Гидротермалиты первой группы	Гидротермалиты второй группы
Характер связи локальной минерализации с метаморфизмом	В миниатюре повторяют строение метаморфических ореолов, но с более интенсивной переработкой пород. Внешние зоны метасоматитов сливаются с региональными изменениями пород, а все внутренние представлены более высокотемпературными парагенезисами	Развиваются путем локального выщелачивания метаморфизованных и магматотипных пород. Локальная минерализация, сформированная в данной зоне метаморфизма, всегда представлена более низкотемпературными минеральными парагенезисами
Пространственное положение по отношению к полям и ореолам метаморфизма	Располагаются по периферии субрегиональных полей и контактовых ореолов метаморфизма. Всегда отделены от них подково- или дугообразными (в плане) локальными зонами (околорудными полями) слабо измененных пород, занимая их центральную или осевую часть	Располагаются в пределах полей и ореолов метаморфизованных пород, а также в апикальных и эндо-экзоконтактовых частях массивов и штоков гранитоидов
Характер вертикальной минералогической и температурной зональности метасоматитов или одностадийных отложений в жилах выполнения	Прямая минералогическая зональность: каждая последующая внешняя (в плане) зона является в то же время более верхней, т. е. зоны замыкаются вверх. Наиболее глубинная зона представлена локальным выступом метаморфизованных пород (биотитов), ограничивающим распространение оруденения на глубину. Вектор снижения температур образования отдельных минералов и всего метасоматического ореола всегда направлен вверх	Обратная зональность: каждая последующая внешняя (в плане) зона является соответственно более глубокой, т. е. зоны замыкаются книзу. Вектор понижения температур минералообразования направлен вниз. Самая нижняя зона представлена наиболее низкотемпературными минеральными новообразованиями

Признаки	Гидротермалиты первой группы	Гидротермалиты второй группы
Генетический тип рудовмещающих структурных элементов (трещин, зон и т. д.)	Преимущественно сколовые трещины или зоны дробления, формирующиеся в обстановке сжатия	Трещины отрыва, формирующиеся в результате сокращения объема пород при их остывании
Условия развития (отношение к метаморфизму) локализуемых структур	Формируются только в слабо метаморфизованных породах (в пределах околорудных полей), еще не потерявших жесткости и способных к дизъюнктивным деформациям	Развиваются преимущественно в интенсивно метаморфизованных и магматотипных породах в период их остывания или затвердевания и последующего остывания
Морфологические особенности рудовмещающих структур	Сравнительно малочисленные, но весьма протяженные по простиранию и падению трещины, ориентированные преимущественно в одном направлении	Серии многочисленных мелких разноориентированных трещин, образующих в местах сгущения штокверковые или плащеобразные зоны, реже нарушения типа «межформационных» срывов
Относительная распространенность	Сравнительно небольшая, но удельная продуктивность высокая	Очень многочисленны, но в большинстве представляют собой непромышленные объекты
Степень локализации оруденения	Высокая, в единичных крупных жилах и зонах	Низкая: оруденение обычно рассредоточено по многочисленным мелким рудным телам (трещинам)
Относительная промышленная значимость	Очень высокая: содержат основные запасы промышленных руд в коренных месторождениях	Низкая: в основном служат источником россыпей. Исключение составляют мелкие месторождения с богатыми высококачественными рудами или крупными объектами, где низкие содержания компенсируются большими запасами руд, пригодными для открытой разработки
Типичные представители	Месторождения касситерит-сульфидной, касситерит-силикатной и переходной формаций	Рудопроявления кварцевой формации: грейзены и кварцевые жилы с грейзеноподобными околожилными изменениями

перспективным площадям при прогнозном районировании должны быть отнесены те участки земной коры, где по совокупности геологических условий возможность формирования гидротермалитов первой группы вообще исключается. К таким участкам относятся все крупные выходы гранитоидных пород и обрамляющие их ореолы ороговикования, а также обширные поля интенсивно метаморфизованных пород, не связанные с конкретными массивами гранитов, т. е. структуры типа крип-тобатолитов [195].

Выделение этих структур должно осуществляться путем составления карты метаморфической зональности района или всего региона. Размеры структур крупные и поэтому сеть наблюдений, соответствующая геологической съемке масштаба 1:200 000, представляется вполне достаточной. Контуры массивов гранитных пород могут быть вынесены с имеющихся геологических карт.

При составлении карты метаморфизма весьма целесообразно использовать результаты региональных геофизических работ и особенно гравиметрической съемки, поскольку положение плутонометаморфических структур довольно хорошо коррелируется с аномалиями силы тяжести. В частности, периферийные зоны контактовых ореолов и региональных метаморфитов достаточно четко совпадают с «нулевой» линией знакопеременного остаточного гравитационного поля.

Выделенные таким образом структуры, тем не менее, нельзя считать абсолютно бесперспективными. На занимаемых ими площадях могут быть выявлены промышленно интересные оловорудные объекты двух типов: очень мелкие месторождения с богатыми и легкообогатимыми рудами или же крупные минерализованные зоны типа штокверков с большими запасами убогих руд, пригодных для дешевой открытой разработки. Обе разновидности, разумеется, относятся к гидротермалитам второй группы.

Следует иметь в виду, что проведение разведки на глубину такие месторождения заслуживают только в том случае, когда они на уровне современной поверхности имеют промышленные параметры.

В результате присущей гидротермалитам второй группы обратной зональности с глубиной можно ожидать только снижения интенсивности оловянного оруденения и смены его более низкотемпературной сульфидно-полиметаллической минерализацией [213]. Опыт разведки таких объектов в Приморье показал, что во всех подобных случаях неизменно получается отрицательный результат, а иногда рудных тел не обнаруживается вообще.

ВЫДЕЛЕНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ ПЛОЩАДЕЙ, ПЕРСПЕКТИВНЫХ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ КРУПНЫХ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В соответствии с геологической позицией оловоносных гидротермалитов первой группы работы следующего этапа должны быть сосредоточены в довольно узкой (5—10 км) полосе, обрамляющей ореолы биотититов и крупные массивы гранитоидных пород.

Периферийная зона плутонометаморфических структур по степени перспективности также неравноценна. Наиболее благоприятными для формирования продуктивного оруденения являются те отрезки зоны, где она пересекает флишoidные толщи, обладающие оптимальными физико-механическими свойствами для образования малочисленных, но крупных, сколовых трещин [26].

Другим благоприятным фактором служит пологое погружение верхней границы биотитизации, что определяет эффективность самого механизма формирования гидротермалитов первой группы и сравнительно неглубокое их залегание даже на значительном удалении от кромки метаморфитов.

Основная задача работ на выделенных отрезках периферийной зоны заключается в выявлении характерных для гидротермалитов первой группы геологических элементов — локальных (околорудных) полей слабо метаморфизованных пород в сочетании со срединными компенсирующими структурами в виде рудных тел, зон гидротермально измененных пород, а для полностью скрытого оруденения — эндогенных ореолов.

Эти комбинированные структуры в плане представляют собой широкие дугообразные или подковообразные зоны слабо метаморфизованных пород, вдающихся в кромку метаморфических ареалов, и заключают в себе рудные тела — трещинные жилы выполнения или метасоматиты, чаще — то и другое вместе. Размер околорудных полей изменяется от одного до нескольких десятков квадратных километров; поэтому густота сети наблюдений при их картировании должна примерно соответствовать таковой для геологической съемки масштаба 1 : 50 000.

Неотъемлемой составляющей всех крупных рудолокализирующих структур, вмещающих оловоносные гидротермалиты первой группы, являются локальные выступы метаморфитов, в надпикальных частях которых размещаются основные оловорудные тела месторождений. В связи с этим существенная роль на данном этапе работ принадлежит крупномасштабной гравиметрической съемке и другим геофизическим методам, способным картировать на глубине положение верхней границы биотититов и фиксировать локальные выступы, а заодно, и аномалии рудного происхождения.

Важной составной частью работ данного этапа является отбраковка месторождений, относящихся к низкотемпературным гидротермалитам второй группы, которые по вещественному составу собственно локальной минерализации практически неотличимы от аналогов прогрессивного этапа. Для этого используются в основном два критерия: минералогический и структурный. Суть первого критерия состоит в том, что у гидротермалитов второй группы локальная минерализация (околожильный комплекс измененных пород или метасоматиты самой рудной зоны) всегда представлена более низкотемпературными парагенезисами по сравнению с метасоматитами площадного распространения. Конкретно для описываемого региона это соотношение в терригенных породах чаще всего представлено следующим вариантом: зоной кварц-хлорит-слюдистой или кварц-хлоритовой минерализации, развивающейся на фоне слабой биотитизации. Биотитизация начальной стадии, вплоть до появления у породы вишневого окраски, устанавливается только под микроскопом.

Структурный признак — это невыдержанность рудных тел по простиранию и падению в сочетании с резко неравномерным распределением в них полезных компонентов и наличие, кроме основных рудных тел, множества коротких разноориентированных зон минерализации и мелких штокверков. При резко расчлененном рельефе, когда имеется возможность сопоставить характер минерализации на разных гипсометрических уровнях, в качестве дополнительного критерия может быть использована вертикальная зональность.

Если данное рудное тело или рудопроявление в целом по совокупности признаков отчетливо вырисовывается как гидротермалит второй группы и на уровне современной поверхности промышленных концентраций олова или комплекса полезных компонентов не содержит, то дальнейшему изучению (разведка на глубину) оно не подлежит.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА НА ГЛУБИНУ ОТДЕЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ

Проявления оловорудной минерализации, относящиеся к гидротермалитам первой группы, также далеко не все представляют собой промышленные месторождения. Среди них могут оказаться, например, существенно полиметаллические жильные месторождения с низким содержанием олова на всех интервалах глубин. Поэтому в задачу завершающего этапа прогнозирования входит разбраковка по степени оловоносности на глубине генетических однотипных объектов, находящихся в идентичной геологической обстановке. С этой целью используются минералогические и геохимические критерии. Наиболее надежным минералогическим индикатором продуктивного оловянного

оруденения служит широкое развитие турмалинизации в надбиотитовой зоне ореола измененных пород и метасоматических рудных телах. Для жильных тел выполнения присутствие турмалина не обязательно.

В качестве геохимического критерия используются различные параметры эндогенных ореолов, но надежных методов отбраковки пока не имеется. Однако это обстоятельство при условии предварительного разделения объектов по указанным генетическим группам особого значения для прогнозирования не имеет. Сопоставление общего количества известных в оловорудных районах южного Сихотэ-Алиня жильных месторождений, относящихся к гидротермалитам первой группы, с количеством продуктивных на олово объектов показывает, что последние составляют не менее 50—60 %. Таким образом, даже при отсутствии достаточно надежных геохимических критериев выполнение данной программы сыграет свою положительную роль. Последовательная отбраковка сначала площадей, затем отдельных рудопроявлений позволит резко сократить количество объектов, рекомендуемых для разведки на глубине, и соответственно повысить эффективность геологоразведочных работ.

Проведение работ по указанной методике позволит также более конкретно судить о степени объективности метаморфогенной концепции гидротермального рудообразования, на которой она основана.

Глава 12

ПРИНЦИПЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

В соответствии с общим законом эволюции метасоматических процессов [109] в формировании аргиллизированных пород выделяются три периода: предрудного кислотного выщелачивания, рудосопровождающего преобразования и последующего выщелачивания [33]. Количественная оценка рудоносности отдельных ореолов и полей аргиллизированных пород основывается на явлении прямой корреляции между количествами рудного вещества в сердцевине ореола и метасоматических продуктов рудосопровождающего периода во вмещающем рудное тело ореоле измененных пород.

В период предрудного кислотного выщелачивания полевошпатовый и темноцветный компоненты породы преобразуются в водные алюмосиликаты — хлорит, монтмориллонит и каолинит, образующие в порядке перечисления ряд возрастающей устойчивости к действию кислот. Поэтому в ореолах периода кислотного выщелачивания центральная, прилегающая к разрывному нарушению зона имеет каолинитовый состав, а внеш-

няя — монтмориллонитовый или монтмориллонит-хлоритовый, в зависимости от основности исходных пород. В период рудоотложения метасоматический продукт периода кислотного выщелачивания замещается с привнесом K, Na, Mg, Fe слоистыми силикатами или неглинистыми минералами щелочной среды образования, которые авторы называют рудосопровождающими.

Рудосопровождающий метасоматоз проявляется в нескольких минеральных формах: гидрослюдавой, смешаннослойных минералов, хлоритовой (14 Å и 7 Å — модификации), цеолитовой, полевошпатовой.

Некоторые простейшие варианты количественной оценки рудоносности по объему рудосопровождающего метасоматического продукта, зависимости минеральных форм рудосопровождающих продуктов от продуктивности рудных тел и расстояния до них рассматриваются на примере практически мономинеральных флюоритовых или редкометалльных рудных полей и месторождений.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ПО ОБЪЕМУ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОДУКТА

Прямая корреляция интенсивности рудосопровождающего метасоматоза в объеме ореола аргиллизации с продуктивностью рудных тел [33] обуславливает большую теоретическую и практическую значимость выявления общих количественных соотношений между рудосопровождающим метасоматическим продуктом и массой руды в ореоле околорудного изменения пород. Одной из опорных величин может служить количество (объем) рудного компонента, приходящееся на единицу объема рудосопровождающего метасоматического продукта, называемое авторами удельной метасоматической рудоемкостью. Если значения этого соотношения постоянны для определенного типа месторождений, то проблему количественного прогнозирования следует считать хотя бы частично решенной.

Для трех флюоритовых месторождений Забайкалья рассчитана флюоритоемкость (α) рудосопровождающих образований по формуле:

$$\alpha = r/q,$$

где q — объем рудосопровождающего минерала в метасоматической колонке, м³; r — объем полезного компонента в жилах, связанных с этой метасоматической колонкой, м³.

В составе, строении и условиях образования этих месторождений наблюдается значительное сходство: гранитоидный состав исходных вмещающих пород, кварц-флюоритовый состав низкотемпературных жил, околорудное изменение — аргиллизация с различными соотношениями предрудных и рудосопровождающих продуктов, метасоматический продукт почти чисто

глинистый, предрудные минералы — каолинит и монтмориллонит, калиевый рудосопровождающий метасоматоз проявлен в образовании гидрослюда или смешаннослойных минералов типа гидрослюда — монтмориллонит.

Околорудные породы ряда месторождений, изученные по шахтным выработкам и в карьере, существенно различались по количеству метасоматического продукта, зависящего от объема плагиоклаза и темноцветных минералов, полноты их преобразования, мощности ореола и по соотношению предрудных (каолинит + монтмориллонит) и рудосопровождающих минералов (гидрослюды + смешаннослойные гидрослюда — монтмориллонит).

На одном из месторождений гидрослюда была единственным метасоматическим минералом в большей части колонки, на другом месторождении значительная часть объема метасоматического продукта (до 90 % в промежуточной зоне) приходилась на предрудный каолинит.

При близких средних содержаниях флюорита в жилах (50—65 %) средние мощности рудных тел этих месторождений не одинаковы (1,8—2,8; 1,2—1,7; 1,5 м соответственно). Расчет удельной флюоритоемкости рудосопровождающего компонента (табл. 10) приводится для объемов удельных метасоматических колонок, ширина которых равна усредненным расстояниям между внешними краями зон слабого изменения ореола, а сечение — 1 м². Ореол расчленялся на зоны по однородности состава дисперсных метасоматических минералов. Определялись объемы всего метасоматического продукта и рудосопровождающего компонента. Плотность отбора образцов 3—10 на каждую зону.

Таблица 10

Расчет удельной метасоматической флюоритоемкости

Показатели	Месторождения			
	I	II	III	
Объем удельной метасоматической колонки, м ³	11,2	73,0	63,0	95,0
Объем глинистой метасоматической массы, м ³	2,7	12,9	19,4	18,0
Объем рудосопровождающего компонента (q), м ³	2,44	10,0	6,0	18,0
Удельный объем флюорита (r), м ³	0,45	1,4	0,7—1,1	1,8
Удельная флюоритоемкость (коэффициент метасоматической рудоемкости)	0,18	0,14	0,11—0,18	0,10

Количество метасоматической псевдоморфной глинистой массы в каждой зоне аргиллизированных гранитов определялось по шлифам, количественные соотношения минералов в глинистых продуктах — по данным рентгеновского анализа в сочетании с наблюдениями в шлифах, объем смешаннослойных рудосопровождающих минералов пересчитывался на гидрослюдающую форму по данным рентгеновского анализа.

Удельный объем флюорита, приходящийся на удельную метасоматическую колонку, вычислялся по средней мощности жилы, среднему содержанию флюорита для сечения 1 м^2 . Значения удельной метасоматической (в данном случае гидрослюдающей) флюоритоемкости выражаются близкими величинами одного порядка. Объемы рудосопровождающей гидрослюдающей массы на 1 м^3 флюорита равны соответственно 5—7, 5—8,5, 10 м^3 . По известному объему ореола и распределению рудосопровождающего алюмосиликатного продукта в нем с помощью удельной метасоматической рудоемкости можно рассчитать потенциальное количество полезного компонента в жилах.

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ПОЛЕЙ ОКОЛУРУДНЫХ ПОРОД ПО СМЕШАННОСЛОЙНЫМ МИНЕРАЛАМ ГИДРОСЛУДА — МОНТМОРИЛЛОНИТ

В некоторых случаях рудосопровождающие алюмосиликатные продукты аргиллизированных пород представлены главным образом смешаннослойными минералами (ССМ) группы гидрослюда — монтмориллонит.

Смешаннослойные минералы в не затронутых выветриванием частях разреза — продукты рудосопровождающей трансформации монтмориллонита под действием калийсодержащих растворов. Относительно рудных тел ССМ распределены симметрично в виде агрегатных псевдоморфоз по пироксену, амфиболу, плагиоклазу, основной массе или цементу пород, образуя ореолы шириной до первых сотен метров.

Связь параметров ССМ с продуктивностью рудных тел наиболее четко выявляется в аргиллизированных андезитобазальтах, дацитах, липаритах и конгломератах рудного поля с прожилково-метасоматическими настурановыми рудами в крутопадающих линейных ореолах аргиллизации.

Изученные разрезы с ССМ в большинстве случаев являются аргиллизированными конгломератами. Неизмененные конгломераты состоят в основном из галек андезитобазальтов, сцементированных песчано-гравелито-глинистым материалом, пигментированным гидрогематитом. Глинистое вещество первичного цемента слагается из 14 Å — хлорита и 15 Å — монтмориллонита. Сильное изменение конгломератов совпадает с контурами зон осветления; умеренное и слабое изменение алюмосиликат-

ной составляющей конгломератов прослеживается и за пределами зон осветления. Слабое изменение выражается в замещении хлорита цемента монтмориллонитом, а андезито-базальтовых галек—монтмориллонитом в ассоциации с карбонатами.

С приближением к рудному телу вкрест простирания рудоносного ореола монтмориллонит постепенно замещается ССМ, при этом в структуре последних последовательно увеличивается количество гидрослюдяного компонента* (q_h) за счет монтмориллонитового (q_m); то же наблюдается и при увеличении продуктивности ореолов в образцах, взятых на одинаковом расстоянии от рудных тел (рис. 33). В разрезах с высокой продуктивностью рудных тел ССМ уступают место гидрослюдам, как наиболее насыщенным по K^+ минеральным формам. В таких ореолах ССМ появляются во фланговых безрудных сечениях ореолов (см. рис. 33).

В рудных полях, слагающихся из нескольких обособленных площадей аргиллизированных пород с однотипной и одновозрастной урановой минерализацией, градиенту рудонасыщенности соответствует градиент состава смешаннослойных минералов в сопоставимых зонах метасоматической колонки (рис. 34).

Степень «гидрослюдизации» ССМ $C_h = q_h / (q_h \cdot q_m)$ обратно пропорциональна массе структурно подготовленного к трансформации в гидрослуду монтмориллонита (Q_m) и прямо пропорциональна массе K^+ в поровом растворе для удельных объемов пород по профилю ореола. При одинаковой длине ореола и количествах поступившего в них K^+ Q_m есть функция от мощности ореола и содержания монтмориллонита; последнее увеличивается с возрастанием основности пород и зависит от степени их выщелоченности, которая в простейших случаях может определяться отношением количеств каолинита и монтмориллонита. Вследствие этих закономерностей при равной продуктивности ореолов и других факторов величина C_h в ССМ на расстоянии l от рудного тела в исходно кислых породах больше таковой в основных породах или менее мощных ореолах.

Зависимость параметров ССМ от продуктивности рудных залежей позволяет использовать их для разделения потенциально рудоносных полей аргиллизированных пород по степени их предпологаемой рудоносности, для поисков рудных тел, определения направления рудоносных структур и коррекции разведочных работ на основе эталонных графиков, учитывающих мощность ореолов, основность исходных пород и удельные количества смешаннослойных минералов в метасоматическом продукте.

* Абсолютная величина базального отражения 001 (12,0—10,1 Å) обратно пропорциональна содержанию гидрослюдяных слоев в элементарной ячейке ССМ.

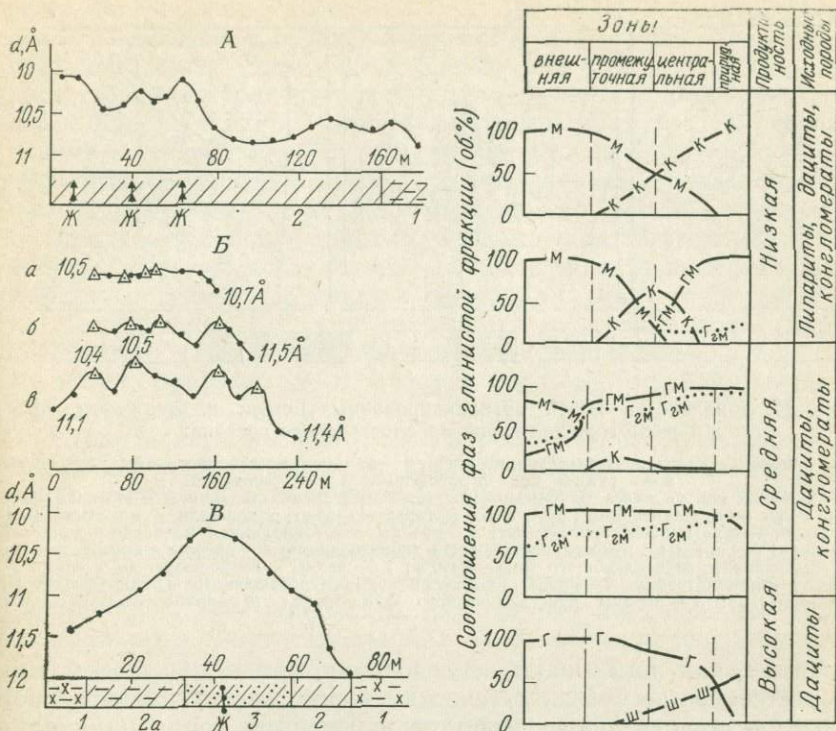


Рис. 33. Графики зависимости базальных отражений 0,01—001 (А) смешанно-слоистых минералов группы гидрослюда—монтмориллонит от расстояния до рудных тел и их продуктивности.

А — в аргиллизированных конгломератах: 1 — зона красноватая с монтмориллонитом и смешанно-слоистыми минералами, 2 — зона осветленная со смешанно-слоистыми минералами; Ж — разрывные нарушения с настурановой минерализацией.

Б — в аргиллизированных конгломератах; последовательные сечения через 50 м с наибольшей (а), средней (б) и наименьшей (в) рудонасыщенностью; треугольниками отмечены пробы, взятые у рудоносных трещин; цифры на кривых — величины базальных отражений, А.

В — в аргиллизированных дацитах, в безрудном концевом сечении рудовмещающих структур: 1—3 — зоны метасоматического ореола: 1 — внешняя хлорит-монтмориллонитовая, 2 и 2а — промежуточные со ССМ (2) и ССМ+монтмориллонит (2а), 3 — внутренняя со ССМ и шамозитом; Ж — безрудная концевая часть рудовмещающей трещины

Рис. 34. Зависимость состава глинистой части метасоматического продукта аргиллизированных пород и содержания гидрослюдяного компонента в смешанно-слоистых минералах от продуктивности рудных тел.

Условные обозначения: монтмориллонит (М), каолинит (К), гидрослюда—монтмориллонит (ГМ), количество гидрослюдяных слоев в смешанно-слоистом минерале (Г_{ГМ}), шамозит (Ш), гидрослюда (Г)

ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ПО ЗОНАЛЬНОСТИ ПОЛЕЙ (МЕГАЗОНАЛЬНОСТИ) АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Ореолы аргиллизированных пород с однотипной и разновозрастной минерализацией образуют крупные поля. Рудонасыщенность ореолов постепенно снижается от центра поля к его

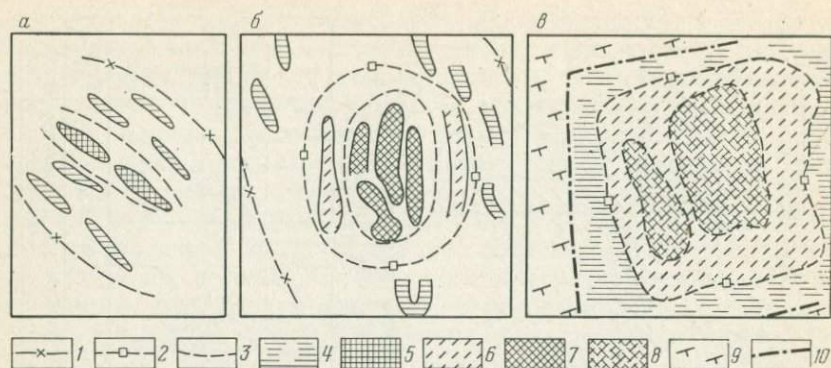


Рис. 35. Зональность полей аргиллизированных пород; а, б, в — зональное расположение групп ореолов разного состава:

а — в поле аргиллизированных гранитоидов, б — в поле аргиллизированных эффузивов, в — в рудном поле стратиформного месторождения.

1 — внешний контур пояса максимального кислотного выщелачивания; 2 — внешний контур пояса с ореолами промежуточного состава; 3 — контур площади с максимальным рудосопровождающим метасоматозом; 4 — ореолы с преобладанием кислотного выщелачивания; 5 — ореолы с рудосопровождающей хлоритизацией; 6 — ореолы с преобладанием монтмориллонит-гидрослюдяного метасоматоза; 7 — ореолы с гидрослюдяным и шамозитовым метасоматозом; 8 — ореолы монтмориллонит-гидрослюдяного и гидрослюдяного метасоматоза; 9 — породы кристаллического фундамента; 10 — прибортовые разломы

краям и, как показывают исследования, при этом закономерно меняется состав метасоматических пород, слагающих эти ореолы. Состав отдельных участков измененных пород (синхронных и одной температурной ступени), образующих в своей совокупности рудное поле, при прочих равных условиях закономерно меняется таким образом, что последовательно серия ореолов от края рудного поля к его центру образует картину мезазональности. Рассмотрим это явление на примере трех урановорудных полей, в каждом из которых состав рудных минералов и жильной массы однороден по всему полю.

В одном из полей настурановых рудопроявлений (рис. 35) известны два типа ореолов аргиллизированных гранитоидов: нерудоносных преимущественно каолинизированных с внутренней зоной кварц-каолинитового состава и рудовмещающих, более сложных по составу, с внутренней каолинит-шамозитовой зоной. Пространственное распределение участков развития ореолов разного состава создает картину зональности поля аргиллизации. Во внешнем поясе поля развиты ореолы с преобладанием продуктов кислотного выщелачивания — каолинит-кварцевые метасоматиты. В ядре поля преимущественно развиты ореолы, состав которых отражает, помимо предрудного кислотного выщелачивания, также и рудосопровождающий шамозитовый метасоматоз.

В настурановорудном поле аргиллизированных эффузивных пород (дацитов, андезитов, липаритов и др.), сведения о со-

ставе которых опубликованы [35, с. 190—199], зональность более сложная (см. рис. 35). Во внешнем поясе этого поля также развиты ореолы с четко выраженным эффектом кислотного выщелачивания, каолинит-монтмориллонитового состава. В наиболее рудонасыщенной внутренней части поля состав ореолов преимущественно гидрослюдяной с внутренней гидрослюдяно-шамозитовой зоной. В менее рудонасыщенных ореолах промежуточного пояса состав метасоматической массы переходный от ореолов внешнего пояса к ореолам ядра. В этом поясе небольшие количества каолинита и монтмориллонита ассоциируются со смешаннослойными минералами типа гидрослюда — монтмориллонит. В смешаннослойных минералах доля гидрослюдяного компонента возрастает с увеличением рудонасыщенности ореолов, а в каждом ореоле — с приближением к рудному телу.

Сходная картина наблюдается и в поле аргиллизированных осадочных пород стратиформного уранового рудопроявления, приуроченного к прибортовой части депрессии, сложенной грубообломочными фациями [33, с. 120—124]. В окраинных частях рудного пояса вскрываются ореолы умеренного кислотного выщелачивания, в которых слюдисто-хлоритовый цемент первичных пород замещается монтмориллонитом (внешняя зона) и каолинитом (внутренняя зона). В наиболее рудонасыщенной части поля значительная доля продуктов предрудного кислотного выщелачивания замещена смешаннослойными минералами типа гидрослюда — монтмориллонит и гидрослюдой, а в промежуточном поясе — только смешаннослойными минералами. Как и в предыдущем случае, увеличению рудонасыщенности ореола соответствует возрастание доли рудосопровождающих минералов по отношению к предрудным, а в смешаннослойных минералах — доли гидрослюдяного компонента. В каждом частном ореоле с приближением к рудоконтролирующей плоскости в минералах типа гидрослюда — монтмориллонит возрастает доля гидрослюдяного компонента, а в ореолах центральной части поля — доля гидрослюды (т. е. насыщенных калием минеральных форм) по отношению к смешаннослойным минералам и реликтовым предрудным ассоциациям.

Эти разные по геологической ситуации и особенностям зональности варианты распределения ореолов разного состава в рудных полях позволяют отметить общие закономерности мегазональности полей аргиллизированных пород. По соотношению продуктов кислотного выщелачивания и рудосопровождающего метасоматоза поля аргиллизации могут подразделяться на один пояс и ядро, либо иметь многопоясное строение. Во внешнем поясе развиты наименее рудонасыщенные ореолы, вплоть до безрудных ореолов с продуктами кислотного выщелачивания. В наиболее рудонасыщенных ореолах, приуроченных к сердцевине поля, рудосопровождающий метасоматоз

проявляется в максимальной степени, и рудосопровождающие ассоциации могут полностью заместить предрудные.

В многопоясных полях минеральный состав промежуточных поясов переходный между составами внешних поясов и ядра, нередко с развитием минеральных форм, отражающих смену стадии кислотного выщелачивания стадией рудообразования. Интересная особенность — выдержанность состава ореолов (за исключением внутренних зон) в каждом из поясов независимо от колебаний в рудонасыщенности.

Закономерно-поясовое распределение ореолов аргиллизации разного состава позволяет сделать некоторые выводы. Мегазональность является примером ассоциации субсинхронных изотемпературных ореолов, различия в составе которых обусловлены градиентом интенсивности кислотно-щелочной инверсии. Мегазональность в миниатюре повторяет особенности зональности частных ореолов, т. е. наиболее четко проявляется в том случае, если предрудные минеральные ассоциации в более внешних частях ореола не полностью замещены рудосопровождающими ассоциациями, связанными с кислотно-щелочной инверсией метасоматоза.

Мегазональность позволяет обнаружить родственные связи между такими, казалось бы, полярными ассоциациями ореолов, как монтмориллонит-каолинитовые и «серицитовые» (с мало-водными гидрослюдами) или хлоритовые. Систематика метасоматитов с учетом мегазональности приводит к иным построениям, чем интеграция их по принципу связи с петрогенетическим процессом [76] или по сходству состава (например, фации березитов).

При использовании окорудных пород для поисков руд особенности мегазональности полей аргиллизации могут быть основой для относительной количественной оценки рудоносности крупных площадей. Максимальная рудонасыщенность приурочена к площадям с наиболее сильно выраженным рудосопровождающим преобразованием пород. Специализированное картирование, направленное на выявление соотношений продуктов кислотного выщелачивания и рудосопровождающего метасоматоза, позволит оконтуривать площади с наибольшей потенциальной рудоносностью и корректировать разведочные работы.

Раздел IV
**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ, МЕТОДИЧЕСКИЕ
И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
В ОБЛАСТИ МЕТАСОМАТИЗМА**

Глава 13

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДИФфуЗИОННОЙ
МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
В УЛЬТРАМАФИТАХ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ НА НИХ
КАЛЬЦИЙСОДЕРЖАЩИХ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ**

Широкое развитие самых разнообразных метасоматических процессов в альпинотипных ультрамафитах, и прежде всего — ортопироксенизации, клинопироксенизации и оливинизации, является в настоящее время твердо установленным фактом [69, 149, 150, 151]. Однако экспериментальные данные, позволяющие воспроизвести наблюдающиеся в обнажениях соотношения различных метасоматитов и количественно оценить термодинамические параметры процессов метасоматоза, практически отсутствуют, так же как и попытки анализа соотношений пород с точки зрения теории метасоматической зональности, что особенно важно при ее существовании в ряде массивов.

В зоне восточного контакта Хадатинского массива (Полярный Урал) обнажаются породы так называемого дунит-пироксенитового полосчатого комплекса. В строении комплекса отмечается многократно повторяющаяся симметричная зональность, которую схематично можно представить следующим образом: гарцбургит—дунит-верлит* — клинопироксенит—дунит-верлит—гарцбургит. Закономерный порядок чередования зон, выдержанные соотношения их мощностей, явления реакционных взаимоотношений минералов на границах зон — все эти признаки указывают на метасоматический характер данной зональности. Результаты геологического и петрографического изучения позволяют утверждать, что породы дунит-пироксенитового полосчатого комплекса возникли в результате околотрещинного, главным образом диффузионного, метасоматоза под влиянием активных кальцийсодержащих растворов [21].

Аналогичная зональность описана Г. Л. Кашинцевым [102] в зоне южного контакта массива Рай-Из (Полярный Урал),

* Дуниты с переменным содержанием моноклинного пироксена, вплоть до верлитов.

однако там вместо зоны, сложенной дунит-верлитами, образуется зона тремолитовых дунитов.

Целью предпринятой нами работы была попытка экспериментально воспроизвести упомянутые выше типы метасоматической зональности и приблизительно оценить физико-химические условия их формирования.

Часть опытов ставилась в автоклавах по методике, разработанной и описанной в работах Г. П. Зарайского [83, 84]. Исходные вещества (природные оливин и ортопироксен с железистостью 8—10 % или их смесь в пропорции 1:1) растирали в агатовой ступке до состояния пудры и, слегка смочив дистиллированной водой, плотно набивали в ампулы (серебряные, никелевые, медные и молибденовые) длиной 40—50 мм и диаметром 5 мм, открытые с одного конца. Ампулы помещались в автоклавы объемом 50 см³, изготовленные из особого сплава с футеровкой из нержавеющей стали или титана. Автоклавы заливали рабочим раствором и помещали в нагревательную печь сопротивления.

Другую часть опытов производили в экзоклаве конструкции А. А. Штернберга [245] с рядом незначительных конструктивных изменений. Снаряженные аналогичным образом ампулы помещались в безградиентную зону реактора, где они удерживались спирально из нихромовой проволоки. После этого в реактор и в компрессор заливали рабочий раствор и экзоклав закрывали. Регулирование и запись температуры осуществляли специальной установкой с точностью $\pm 5^\circ\text{C}$. Точность измерения давления в экзоклаве манометром СВ-2500 составляла $\pm 25 \text{ кгс/см}^2$ ($1 \text{ кгс/см}^2 = 98,066 \text{ кПа}$).

Во всех без исключения опытах образующаяся диффузионная зональность сравнительно хорошо видна макроскопически за счет различной окраски зон (от белой и светло-зеленой до темно-серой), что заметно облегчает изучение строения колонок. Идентификацию новообразованных минеральных фаз проводили оптическими, рентгеновскими и химическими методами. Всего поставлено 12 опытов в автоклавах и 14 — в экзоклаве. Исходные данные и результаты опытов приведены в табл. 11.

Практически во всех опытах появлялись хлорит, антигорит, тальк. Хлорит, как правило, встречается во всех зонах колонок. Однако наибольшее его количество (до 50 %) отмечается в тыловой зоне. Хлорит нередко образует тонкую (0,1—0,2 мм) мономинеральную пленку на торце столбика породы и в месте его непосредственного контакта с раствором. Эту пленку анализировали совместно с тыловой зоной, чем, по-видимому, объясняется столь высокое содержание хлорита, определяемое рентгенометрически. По направлению к передовой зоне количество хлорита резко уменьшается. Закономерности появления талька и антигорита в пределах той или иной зоны не ясны. Как правило, они присутствуют в очень небольших количест-

вах и не оказывают влияния на соотношения главных минералов. Все это позволяет считать хлорит, антигорит и тальк заключенными фазами и не рассматривать при обсуждении строения колонок. Появление в незначительном количестве тремолита в передовой зоне можно объяснить тем, что в процессе закалки ортопироксен разлагается с образованием ряда водных минералов, при этом необходимый для образования тремолита кальций может высвободиться при распаде того же ортопироксена.

В табл. 11 приведены схематизированные метасоматические колонки. В тех опытах, где исходным веществом служил чистый ортопироксен, при t 400—500°C и концентрациях CaCl_2 в водном растворе 0,25—0,5 М, возникала диффузионная метасоматическая зональность типа I: $\rightarrow \text{Пи} | \text{Трем} + \text{Ол} | \text{Гип} \rightarrow$. При t 600°C в том же диапазоне концентраций CaCl_2 образовывалась зональность типа II: $\rightarrow \text{Пи} | \text{Ол} + \text{Пи} | \text{Гип} \rightarrow$. Таким образом, при привносе Са ортопироксен замещается клинопироксеном через промежуточную ассоциацию оливина с тремолитом или клинопироксеном, в зависимости от температуры. В опытах с исходным чистым оливином замещение оливина клинопироксеном протекает непосредственно, но более медленно. Так, при длительности опытов 120 и 168 ч образуется очень тонкая (1 мм) зона, сложенная оливином и клинопироксеном, количество которого не превышает 10 %. За этот же срок в опытах с ортопироксеном наблюдается образование мономинеральной клинопироксенитовой зоны мощностью 1—2 мм. Введение в состав раствора ионов алюминия (в виде $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$) увеличивает скорость замещения оливина клинопироксеном в 3—4 раза, что, по-видимому, объясняется тем, что алюминий входит в структуру клинопироксена, за счет чего расширяется поле его устойчивости.

В тех опытах, где исходным веществом служила смесь ортопироксена и оливина (в пропорции 1 : 1, при t 400—500°C), возникающая зональность отличается от таковой с чистым ортопироксеном присутствием в тыловой зоне клинопироксена и оливина. Эта ассоциация минералов неравновесна, оливин является реликтовым минералом, но его замещение клинопироксеном протекает очень медленно. К аналогичным результатам приводит добавка к раствору хлористого натрия. Увеличение щелочности раствора вызывает согласно принципу кислотно-основного взаимодействия Д. С. Коржинского [115] увеличение активности магний, что в свою очередь расширяет поле устойчивости магнезиального оливина.

При добавлении к раствору CaCl_2 кремнезема в тыловой зоне вместе с клинопироксеном появляется также ортопироксен. Так как замещение ортопироксена клинопироксеном протекает через промежуточные оливинсодержащие парагенезисы, увеличение химического потенциала кремнезема препятствует

Номер опыта	Исходное вещество	t, °C	P, кгс/см ²	Раствор, M	Выдержка, час	Экспериментальная колонка				Схематизированная колонка		
						1	2	3	4	1	2	3
1—6, 15—18, 20, 26	Гип	400—500	1000	CaCl ₂ 0,25—2 CaCl ₂ 0,5 + NaCl 0,5 (10:1)	120—128	Пл Хл	Пл Ол Трем Хл	Трем Ол Хл	Гип Трем Хл	Пл (Si)	Ол (Mg) Трем (Si)	Гип
10	Гип	500	1000	CaCl ₂ 0,5 + SiO ₂	120	Гип Пл Хл	Гип Пл Ол Трем Хл	Гип Ол Трем Хл	Гип Трем Хл	Пл (Si)	Ол (Mg) Трем (Si)	Гип
24, 25	Гип	600	1000	CaCl ₂ 0,5—2	168	Пл Хл	Пл Ол Хл	Гип Трем Хл		Пл (Si)	Ол (Mg) Пл (Si)	Гип
7, 8, 12, 14, 19, 11	50 % Гип + + 50 % Ол	400—500	1000—1500	CaCl ₂ 0,5—1 CaCl ₂ 0,5 + 0,5 (10:1)	120—168	Ол Пл Хл	Ол Пл Трем Хл	Ол Трем Хл	Гип Ол Трем Хл	Пл (Si)	Ол (Mg) Трем (Si)	Ол Гип
11	50 % Гип + + 50 % Ол	500	1000	CaCl ₂ 0,5 + SiO ₂	120	Ол Гип Пл Хл	Ол Пл Трем Хл	Ол Гип Трем	Ол Гип Хл	Пл (Si)	Ол (Mg) Трем (Si)	Ол Гип
9, 13 22, 23	Ол	500	1000—1500	CaCl ₂ 0,5—1 CaCl ₂ 1M + Al (NO ₃) ₃ 1M (10:1)	120—168	Ол Пл Хл		Ол Хл Ант		Пл	Ол	Ол

образованию оливина и скорость образования зональности резко падает.

Таким образом, описанные выше I и II типы зональности являются главными, а все прочие — их вариациями. Изменения в составе исходного вещества или раствора лишь замедляют или ускоряют течение процесса, что в условиях эксперимента часто приводит к возникновению неравновесных ассоциаций минералов.

Химический состав зон определяется соотношением CaO , H_2O , SiO_2 и $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$, где CaO и H_2O — вполне подвижные компоненты, а SiO_2 и $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ — виртуальные инертные. В условиях эксперимента происходило изменение объема, тогда как давление оставалось постоянным. Об этом свидетельствуют, во-первых, образование трещинок и внутренних пустот, отчетливо выраженная разница в пористости различных зон, выпирание исходного вещества из ампул с образованием своеобразных «шляп» и т. д., во-вторых, давление в процессе опыта поддерживалось постоянным, оно задавалось определенным коэффициентом заполнения автоклава, либо независимо тепловым компрессором экзоклава. При постоянном давлении и при двух инертных компонентах в строении колонки должны принимать участие две зоны [76], что хорошо согласуется с результатами экспериментов.

В экспериментально полученных колонках наблюдается уменьшение числа минералов к зоне наиболее интенсивного замещения — открытому концу ампулы, контактирующему с действующим раствором, причем при переходе от зоны к зоне число минералов уменьшается на 1. Часто фиксируемая резкость границ зон подтверждает скачкообразный переход компонентов в подвижное состояние.

При постоянстве давления каждому инертному компоненту соответствует свой минерал. Так, в одной зоне инертны как SiO_2 , так и $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$, и число минералов равно 2. Содержание SiO_2 и $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ определяет количество соответственно тремолита и оливина в I типе зональности (при $400\text{--}500^\circ\text{C}$) и клинопироксена и оливина во II (при 600°C). В другой зоне компонент $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ переходит во вполне подвижное состояние, что обуславливает исчезновение оливина, и зона становится мономинеральной. Во II типе колонок по сравнению с I вместо одного кальциевого минерала (тремолита) образуется другой (клинопироксен). Это отвечает более высокому химическому потенциалу кальция. Наличие как клинопироксена, так и тремолита связано с инертностью одного и того же компонента — SiO_2 .

Данные выводы подтверждаются и результатами химического анализа зон колонки (рис. 36). Отчетливо видно, что при переходе от оливин-тремолитовой зоны к клинопироксенитовой значительно возрастает содержание CaO , падает — MgO и осо-

бенно FeO. Содержание SiO₂ уменьшается в гораздо меньшей степени.

Основные особенности строения экспериментально полученных метасоматических колонок удовлетворяют следствиям из теоретической модели диффузионного метасоматоза Д. С. Коржинского [112], о чем свидетельствуют: 1) резкие границы между зонами; 2) определенная последовательность зон в зависимости от набора инертных и вполне подвижных компонентов; 3) соответствие минерального состава зон правилу фаз с учетом режима компонентов; 4) уменьшение числа фаз в направлении тыловой зоны, вплоть до мономинеральной породы; 5) изменчивость количественных соотношений минералов и их составов в пределах одной зоны; 6) большая мощность передних зон по сравнению с тыловыми.

Было предпринято также предварительное изучение соотношений между оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и тремолитом в зависимости от концентрации CaCl₂ и температуры. Исходное вещество в виде порошка в количестве 30—35 кг помещали на дно автоклава из нержавеющей стали с внутренним объемом около 5 см³. Приблизительно трехсоткратный (по весу) избыток жидкой фазы обеспечивал практическую неизменность состава раствора независимо от реакций, идущих в навеске, что моделировало систему с вполне подвижным поведением кальция. Закрытые автоклавы помещали в специальные печи сопротивления. Регулировку температуры осуществляли с того же пульта управления, что и для экзоклавов. Точность регулировки температуры ±5°. Длительность опытов — 72 ч, однако в ряде специальных опытов для изучения кинетики процессов она изменялась в пределах 24—150 ч. Продукты опытов исследовались рентгенометрически на дифрактометре УРС-60. Расшифровку дифрактограмм проводили с применением картотеки ASTM.

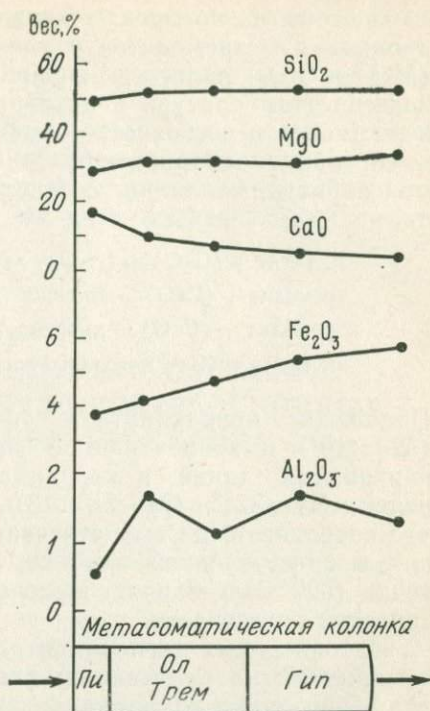
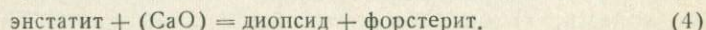
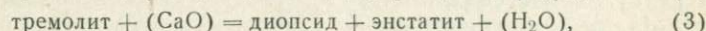
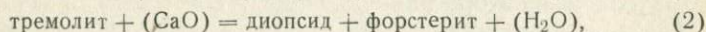
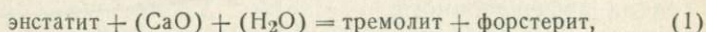


Рис. 36. Изменение химического состава зон по метасоматической колонке I типа.

Все железо определялось в виде Fe₂O₃

Система из четырех минеральных фаз (оливина, энстатита, диопсида и тремолита) с двумя инертными компонентами (MgO и SiO_2) является неинвариантной при двух факторах равновесия (температура и активность или концентрация кальция в растворе) и постоянстве прочих. В координатах $t - \lg C_{Ca}$ она имеет одну неинвариантную точку, из которой исходят четыре моновариантные линии, соответствующие схематическим реакциям:



Положение неинвариантной точки определено температурой ($520 \pm 10^\circ$) и концентрацией ($\lg C_{CaCl_2} = -0,65$). Наклон моновариантных линий в координатах $t - \lg C_{CaCl_2}$ приблизительно равен: (1) -324° , (2) -58° , (3) -240° , (4) -180° . Если считать, что координата $\lg C_{CaCl_2}$ отвечает изменению концентрации кальция в диффузионной колонке, то температура неинвариантной точки ($520^\circ C$) разделяет выделенные выше два типа метасоматической зональности.

Из описанных экспериментальных данных следует, что при воздействии на парагенезис оливин + ортопироксен кальцийсодержащих водных растворов по мере повышения температуры происходит последовательная смена парагенезисов, причем в зависимости от температуры формируется метасоматическая зональность двух основных типов. При t до $520^\circ C$ парагенезис оливин — ортопироксен замещается парагенезисом оливин — тремолит и далее оливин — клинопироксен. В случае же изменения термодинамического режима подвижности компонентов, а именно перехода во вполне подвижное состояние магния и исчезновения оливина, может сформироваться мономинеральная клинопироксеновая зона. При t выше $520^\circ C$ парагенезис оливин — тремолит становится неустойчивым и исходный парагенезис непосредственно замещается оливином и клинопироксеном. Естественно, что и в этом случае можно ожидать образования в конечном счете мономинеральной клинопироксеновой зоны. Таким образом, в этих экспериментах наблюдается полное соответствие с описанными выше экспериментальными и природными колонками.

Интересно отметить, что область стабильности ортопироксенсодержащих парагенезисов органичена очень низкими значениями концентрации $CaCl_2$ (меньше $0,06 M$), что, возможно, объясняет широкое развитие процессов кальциевого метасоматоза во многих ультрабазитовых массивах.

Сравнивая строение полученных экспериментально метасоматических колонок со строением природных зональных ком-

плексов, можно видеть их хорошее соответствие. Оба основных типа метасоматической зональности реализуются в природе, возникновение того или иного из них контролируется температурой.

Изложенные результаты могут представить интерес также при изучении так называемых автореакционных скарнов в основных и ультраосновных породах, или в известных случаях развития известковых скарнов за счет магнезиальных.

Глава 14

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА ПЕРОВСКИТОВ В ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ МАССИВА АФРИКАНДА

Особенности условий нахождения перовскита в ультраосновных — щелочных породах Кольского полуострова, морфология, химический состав и его кристаллохимия освещены в специальной статье [126] и монографии коллектива авторов [99]. Генетические аспекты образования перовскитов массива Африканда изложены и в книге Л. С. Бородина [16].

Одним из важных критериев установления различия генетических типов перовскита являются индикаторные особенности состава и закономерности его эволюции. Данные, имеющиеся в литературе, основаны на традиционных аналитических методах изучения минерала, дающих интегральную характеристику его состава. С внедрением в практику аналитических исследований современных тонких методов изучения вещества — электронного зондирования, растровой микроскопии и других представляется возможным изучать состав и свойства минералов в динамике, в координатах пространства и времени и тем самым раскрывать индивидуальные особенности кристаллов в процессе их роста, устанавливать их взаимосвязь с условиями минералообразования. Благодаря электронно-зондовому анализу, изучены, в частности, перовскитовые включения в минералах различных пород. Как известно, в литературе ранее отсутствовали какие-либо сведения об их составе. Между тем включения перовскитов, участвующие в различных петрогенетических процессах, несут ценную информацию.

Совокупность геолого-петрографических и минералого-геохимических данных позволяет достаточно определенно установить в истории формирования массива Африканда несколько фаз [99, 126]. С наиболее ранней интрузивной фазой связано образование оливинитов. Во вторую фазу происходило формирование пироксенитов — от нефелиновых в периферической зоне до рудных в центральной. Заключительные интрузивные фазы

представлены дайками ийолитов, уртитов и серий щелочных рудных и безрудных пегматитов. Консолидация каждого типа породы длительна и охватывает этапы первичной кристаллизации и последующей перекристаллизации.

К особому этапу формирования массива относится постмагматический, который характеризуется широким развитием метасоматических процессов, связанных с воздействием щелочных и карбонатных растворов, генерированных щелочной магмой, на породы предшествовавших интрузивных фаз. Сюда относятся перовскитосодержащие кальцит-амфибол-диопсидовые породы, амфибол-флогопитовые и флогопитовые слюдиты, перовскит-флогопит-магнетитовые руды и др. Эти породы образовались в результате многостадийных процессов минералообразования с выделением нескольких генераций минералов.

Перовскит — «сквозной» минерал и встречается во всех перечисленных типах пород, причем во многих из них в нескольких генерациях. Основная масса этого минерала сосредоточена в породах ранних интрузивных фаз — оливинитах и пироксенитах. Здесь он выкристаллизовывался в собственно магматическую стадию формирования пород и наблюдается в виде мелких (доли миллиметра) зерен, располагавшихся вместе с титаномагнетитом в интерстициях силикатных минералов. Перовскит второй генерации в этих породах связан с процессами перекристаллизации и метасоматического преобразования пород и наблюдается в виде пойкиловключений в других минералах или самостоятельных относительно крупных (до 1 см и более в поперечнике) частично ограниченных кристаллов и агрегатов зерен, располагающихся в мелкозернистой массе перовскита ранней генерации и содержащих включения других минералов.

В щелочных породах содержание перовскита уменьшается от ранних меланократовых членов серии к поздним. Аналогичное распределение перовскита характерно и для щелочных пегматитов. Максимальные концентрации перовскита устанавливаются для ранних щелочных пегматитов — рудных и минимальные для поздних — пироксен-нефелиновых. В щелочных породах и пегматитах перовскит также представлен несколькими генерациями, возникающими в собственно магматическую и постмагматическую стадии формирования пород.

В породах постмагматического этапа формирования перовскит в наибольших количествах встречается в ранних метасоматитах — кальцит-амфибол-диопсидовых, амфибол-флогопитовых и флогопит-титаномагнетитовых породах, возникающих за счет рудных пироксенитов. В этих породах перовскит наблюдается в виде густой вкрапленности, а также образует гнезда и неправильные скопления и характеризуется присутствием многих генераций. Наиболее поздняя генерация перовскита в этих породах устанавливается на стенках пустот выщелачивания в парагенезисе вторичных минералов — хлорита, кальцита и др.

Иной схемы истории формирования массива и выделения генетических типов перовскита придерживается Л. С. Бородин [16]. В качестве интрузивной фазы им выделяются равномернoзернистые пироксениты. Все остальные породы массива, по его мнению, метасоматические. Соответственно отрицается и магматическая природа перовскита, выделение основной массы которого связывается с флогопитизацией крупнозернистых пироксенитов. Последующие процессы амфиболитизации и нефелинизации сопровождались преимущественно не новообразованием, а перекристаллизацией и частичным переотложением этого минерала. И далее «...в вопросе о генерациях перовскита правильнее исходить из более общих генетических критериев, выделяя только две генерации: раннюю — перовскит в пироксенитах, слюдитах, оливинитах и рудных обособлениях, и позднюю — для роговообманковых и нефелинсодержащих пород. Образование ранней генерации перовскита обусловлено воздействием на пироксенит растворов с относительно высокой активностью калия. Напротив, для второй генерации перовскита характерна иная среда минералообразования, отличающаяся более высокой активностью натрия и, соответственно, пониженной активностью калия» [16, с. 100].

Данные оригинальных микрозондовых анализов противостоят основным генетическим выводам Л. С. Бородина. На основании детальных морфоструктурных и парагенетических исследований различных типов пород можно выделить в них несколько генераций, характеризующих определенные стадии становления. В соответствии с отмеченной последовательностью формирования массива был отобран материал, охватывающий наиболее развитые серии пород и позволяющий судить о закономерностях эволюции. Сюда вошли перовскиты магматических пород, их перекристаллизованные аналоги, а также характерные постмагматические породы — метасоматиты, в которых перовскиты являются одним из главных минералов. Результаты микрозондового анализа отобранных перовскитов главных элементов и элементов-примесей приведены в табл. 12.

Анализ приведенных в табл. 12 данных подтверждает существование трех типов процессов минералообразования.

Перовскиты пород различных интрузивных фаз первичной стадии кристаллизации характеризуются близкой степенью однородности распределения компонентов главных и второстепенных. Разница концентрации их в центральной и краевой зонах кристаллов весьма незначительна. На это указывают и равные или близкие к ним величины отношений индикаторных пар элементов — $\text{La}_2\text{O}_3/\text{Ce}_2\text{O}_3$, $\text{La}_2\text{O}_3/\text{Nd}_2\text{O}_3$ и др. Это свидетельствует об относительно устойчивых физико-химических условиях начальной стадии становления пород, характеризующихся сравнительно высокими температурами, относительно высокой щелочностью и отсутствием массообмена с внешней средой.

Химический состав

Порода, генерация	CaO		FeO		Na ₂ O		Ce ₂ O ₃		La ₂ O ₃	
	Ц	К	Ц	К	Ц	К	Ц	К	Ц	К
Мелкозернистый оливинит, первая генерация	39,38	39,14	1,33	1,21	0,33	0,35	1,55	1,56	0,75	0,75
Пегматоидный оливинит, вторая генерация	40,78	40,63	0,67	0,73	0,10	0,07	0,69	0,62	0,29	0,26
Мелкозернистый пироксенит, первая генерация	39,52	39,19	1,71	1,56	0,12	0,16	0,76	0,76	0,35	0,35
Крупнозернистый пироксенит, вторая генерация	38,67	38,71	1,17	1,19	0,17	0,12	0,70	0,58	0,31	0,29
Мелкозернистый рудный пегматит, первая генерация	38,09	36,65	1,37	1,46	0,29	0,36	1,14	1,25	0,58	0,64
Крупнозернистый рудный пегматит, вторая генерация	37,13	38,02	1,91	1,52	0,26	0,28	1,39	1,48	0,76	0,82
Кальцит-амфибол-диоксидовая порода, крупные кристаллы, ранняя генерация	37,21	36,95	1,04	1,28	0,76	0,75	1,88	1,95	1,07	1,02
Кальцит-амфибол-диоксидовая порода, мелкозернистые выделения, поздняя генерация	39,45	38,60	1,05	1,17	0,19	0,31	0,76	1,22	0,55	0,68
Мелкозернистая флогопит-магнетитовая руда, ранняя генерация	40,92	40,93	1,24	1,11	0,16	0,14	0,77	0,77	0,43	0,42
Крупнозернистая флогопит-магнетитовая руда, поздняя генерация	41,14	40,50	1,18	1,12	0,16	0,15	0,63	0,68	0,45	0,38

Примечание. Ц — центральная зона кристалла, К — краевая зона кристалла. Ана В среднем для аналитической характеристики генетического типа использовалось от 3 до 6 держателе. В каждом зерне проводилось 25 точек зондирования по декартовой системе с увеличивалось вдвое. Элементы-примеси подверглись анализу при тех же условиях съемки: и одинаковых режимах дискриминации и использования кристаллоанализаторов. В качестве а также монацит и жадент.

перовскитов, вес. %

Nd ₂ O ₃		TiO ₂		Nb ₂ O ₅		Сумма		La ₂ O ₃ /Ce ₂ O ₃		La ₂ O ₃ /Nd ₂ O ₃	
Ц	К	Ц	К	Ц	К	Ц	К	Ц	К	Ц	К
0,77	0,74	55,68	55,61	0,41	0,45	100,20	99,81	0,48	0,48	0,97	1,01
0,21	0,20	57,30	57,40	0,21	0,26	100,30	100,17	0,42	0,42	1,38	1,24
0,24	0,30	57,37	57,01	0,25	0,32	100,32	99,65	0,46	0,46	1,46	1,17
0,34	0,36	57,99	57,52	0,20	0,19	99,55	98,96	0,44	0,50	0,91	0,81
0,69	0,78	58,04	57,50	0,45	0,59	100,65	99,24	0,51	0,51	0,84	0,82
0,79	0,55	56,76	57,17	0,55	0,58	99,55	100,43	0,55	0,55	0,96	1,49
1,19	1,23	56,51	56,02	0,51	0,63	100,17	99,83	0,57	0,52	0,90	0,83
0,39	0,55	57,30	57,00	0,47	0,49	100,16	100,02	0,72	0,56	1,41	1,24
0,55	0,44	55,57	55,89	0,35	0,30	99,99	99,99	0,56	0,55	0,78	0,95
0,24	0,13	56,23	56,46	0,25	0,27	100,28	99,69	0,71	0,56	1,88	2,92

лиз выполнен автором на образцах перовскитов, идентичных указанным в работе [2]. зерен. Последние предварительно отбирались под бинокуляр и монтировались в едином проведенном количественного анализа. В крупных зернах количество точек зондирования ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда 20 нА, размере зонда 10 мкм, экспозиции 10 с стандартов использовались проанализированные химическим методом образцы перовскита.

Составы перовскитов перекристаллизованных однотипных пород отчетливо различаются как по объему примесей, градиенту концентраций компонентов, так и по характеру их направленности. При этом следует заметить, что для каждого типа пород устанавливаются специфические особенности, характеризующие тем самым автономность процесса. Так для перовскитов оливинитов, в отличие от перовскитов пироксенитов, объем примесей в мелкозернистых типах выше, чем в крупнозернистых. Различаются и отношения $\text{La}_2\text{O}_3/\text{Ce}_2\text{O}_3$ и $\text{La}_2\text{O}_3/\text{Nd}_2\text{O}_3$ и их эволюционная направленность, свидетельствующие о том, что процесс перекристаллизации пироксенитов протекал при больших значениях щелочности и в условиях ее возрастания.

Для перовскитов рудных пегматитов объем примесей в поздних генерациях минерала выше, чем в ранних. При этом в динамике роста кристаллов обнаруживается сходство поведения Ce, La и Nb, в то время как Nd, Fe и главные элементы Ca и Ti ведут себя антибатно. Такой характер поведения элементов на разных стадиях формирования пород отражает различие в химизме процесса, что видно из соотношений родственных пар элементов $\text{La}_2\text{O}_3/\text{Ce}_2\text{O}_3$ и $\text{La}_2\text{O}_3/\text{Nd}_2\text{O}_3$.

Перовскиты пород постмагматического этапа формирования массива заметно отличаются от других генетических типов и характеризуются большей степенью неоднородности в составе. При этом вариации состава отмечаются как для ранних, так и для поздних генераций перовскита. Характерно, что объем примесей для поздних генераций минерала существенно ниже. Индикаторные соотношения элементов для образцов разных генераций показывают, что метасоматизм протекал в условиях повышенной щелочности.

Сопоставление и анализ последовательности изменения состава лантаноидов в перовскитах различных генетических типов показывают, что явления перекристаллизации, связанные с автосоматической стадией формирования пород, и сменяющие их во времени метасоматические процессы зависели от щелочности среды. Вместе с тем в пределах каждого типа пород эволюция метасоматического процесса была направлена в сторону понижения щелочности (исключение составляет автосоматические процессы, протекающие в пироксенитах).

Большой интерес представляют данные о содержании щелочей, ниобия и железа в перовскитах. Материалы, имеющиеся в литературе [126, 99], свидетельствуют, что в перовскитах из серии последовательно формировавшихся пород содержание Na_2O и K_2O возрастало. Проведенные микронзондовые исследования показали иную картину распределения щелочей в перовскитах различных генетических типов. Отмечается отсутствие

* Разница связана, вероятно, с наличием в перовскитах субмикроскопических включений иного состава, неустранимым при обычных методах анализа.

калия*. В сотых долях процента он обнаруживается лишь в перовскитах метасоматических пород. Содержание натрия в перовскитах в общем более высокое в ранних генерациях, кристаллизующихся в высокотемпературных условиях. В пределах кристалла содержание натрия возрастает в краевых зонах. Максимальное содержание натрия устанавливается для ранних генераций перовскита метасоматических пород.

Распределение ниобия в перовскитах различных генетических типов достаточно специфичное. В целом, абсолютное содержание Nb более высокое для перовскитов пород поздних интрузивных фаз, а также метасоматитов. В поведении Nb в процессе кристаллизации перовскитов отмечается определенная закономерность. Во всех генетических типах перовскитов устанавливается градиент концентрации Nb. Перовскиты первичных, более высокотемпературных стадий формирования пород обнаруживают больший градиент концентрации Nb. Причем обогащение им отмечается в краевых зонах. Такое различие в градиенте концентраций перовскитов можно объяснить повышенной температурой и относительно большим интервалом времени кристаллизации перовскитов первичных пород.

Распределение железа в перовскитах различных генетических типов несколько отличается от распределения Nb. Так в перовскитах магматических пород в пределах кристалла отмечается обратная корреляция содержаний Fe и Nb. В целом железистость перовскитов мелкозернистых пород выше, чем у аналогичных крупнозернистых и пегматоидных. По сравнению с мелкозернистыми перовскитами в крупнозернистых устанавливается более однородное распределение Fe с выравниванием его концентрации во всем объеме кристалла.

Общая картина динамики изменения состава перовскитов в процессе роста кристаллов и в последовательности их образования отражена в табл. 13.

Представляет интерес изучение перовскита, включенного в минералы различных пород. Сведения о составе перовскитовых включений в однотипных минералах различных гетерогенных пород, исключающих влияние других факторов, содержат объективную информацию о физико-химических условиях минералообразующих сред.

Для получения достоверной информации о составе перовскитовых включений из минералов различных генетических типов пород и сопоставления ее с данными перовскитов выше охарактеризованных самостоятельных форм выделения образцы пород предварительно изучались под микроскопом. По каждому выделенному генетическому типу отбиралось не менее пяти образцов, которые анализировались при указанном выше режиме работы прибора МС-46 с использованием тех же стандартов.

Результаты проведенных микрозондовых анализов приводятся в табл. 14. Анализ полученных результатов показывает

Схема изменения состава перовскита в породах

Элементы	Оливинит		Пироксенит		Кальцит-аирибол-диопсидовая порода		Рудный пегматит	
	мз	кз	мз	кз	кз	мз'	мз	кз
Ca	← ↑ ←		← ↓ —		← ↑ ←		← — →	
Ce	— ↑ —		— — —		→ ↓ →		→ ↑ →	
La	— ↓ ←		— — —		← ↓ →		→ ↑ →	
Nd	— ↓ —		— ↑ —		→ ↓ →		→ ↑ ←	
$\frac{La}{Ce}$	— ↓ —		— — →		← ↑ ←		— ↑ —	
Na	— — —		— — ←		— ↓ →		→ ↓ —	
Fe	← ↓ →		— ↓ —		→ ↓ →		→ ↓ ←	
Nb	→ ↓ →		→ ↓ —		← ↓ —		— ↑ —	
Tl	— ↑ —		← ↓ ←		← ↑ ←		← ↓ ←	

Условные обозначения. Изменение содержания элемента в динамике роста кристаллов: ← — уменьшение, → — возрастание, — — — — постоянное; изменение содержания элемента при переходе от ранней генерации к поздней: ↓ — уменьшение, ↓ — возрастание, — — — — постоянное. мз — мелкозернистый тип, ранняя генерация; кз — крупнозернистый тип, поздняя генерация, мз' — поздняя генерация.

ту же картину эволюции состава перовскитовых включений в общем петрогенетическом ряду, что получена при изучении перовскитов самостоятельных форм выделения. Сопоставляя составы перовскитовых включений в минералах однотипных пород (первичных и перекристаллизованных), можно видеть, что наибольший объем примесей приходится на пойкилокристаллы перовскитов первичных пород, формирующихся при относительно высоких значениях температуры и давления.

В различных перовскитовых включениях отмечается неоднотипное распределение железа. Максимальное содержание железа устанавливается в пойкиловостках перовскита в титаномагнетите, что, видимо, связано влиянием матрицы — диффузий Fe из титаномагнетита в перовскит. При этом, несмотря на один и тот же минерал-хозяин, перовскитовые включения в титаномагнетитах разных пород имеют различные содержания Fe. Наибольшие различия в содержании железа обнаруживаются в перовскитах первичных ультраосновных пород и наименьшие — в перовскитах перекристаллизованных пород. Это свидетельствует, в первую очередь, о температурном различии условий формирования гетерогенных пород. У первичных ультраосновных пород (формирование происходило при высоких температурах (более 1100 °C) и длительном интервале времени) диффузионные взаимодействия минералов должны протекать

более интенсивно*. Этими же факторами можно объяснить и неоднородность распределения железа в пойкиловростках перовскита в титаномагнетите рудных пегматитов. Последние по сравнению с ультраосновными породами формируются при относительно низких температурах, при которых выравнивание концентраций проявляется слабее.

Интересная информация получена при анализе перовскитовых включений из пород сходного петрогенезиса — пегматоидных оливинитов и крупнозернистых пироксенитов. Формирование этих пород происходило в сходном и сравнительно узком диапазоне изменения термодинамических (t — 600—400°C) и физико-химических условий. Кристаллизация перовскитовых включений осуществлялась примерно в равных условиях. На это указывают однородность размеров и форм зерен, одна и та же вмещающая среда, коэффициенты диффузии элементов и т. д. Тем не менее, составы пойкиловключений перовскита в титаномагнетитах этих пород обнаруживают существенное различие в содержании железа и некоторых других элементов. Можно предполагать, что это обусловлено разной длительностью проявления процесса перекристаллизации рассматриваемых пород, в течение которой и осуществлялись диффузионные явления. Качественную оценку влияния фактора времени на изменение содержания железа в перовските можно установить по формуле [82]:

$$\frac{C}{C_0} = 1 - \psi\left(\frac{x}{2\sqrt{Dt}}\right),$$

где C_0 и C — соответственно исходная и конечная концентрация железа в перовските; x — глубина диффузии, величина, пропорциональная \sqrt{t} (параболический временной закон), D — коэффициент диффузии, одинаковый для рассматриваемого случая. Из формулы видно, что отношение концентраций диффундирующего элемента в начальный и конечный моменты процесса пропорционально времени**. Таким образом, при всех прочих равных условиях в рассматриваемом случае разница в концентрации железа в перовските может быть объяснена неодинаковой длительностью протекания петрогенетического процесса.

В каждом петрогенетическом типе перовскитовые включения обнаруживают высокие содержания примесей по сравнению с таковыми в обособленных выделениях перовскита. В то же время составы включений разных типов весьма сходны между

* Коэффициент диффузии элементов находится в степенной зависимости от температуры.

** Дробь $\frac{x}{2\sqrt{Dt}}$ возрастает со временем, следовательно, растет и абсолютное значение правой части; знак выражения определяет направление диффузии.

Химический состав включений перовскита в других минералах, %

Номер образца	Порода, минерал-хозяин	CaO	Feo	MgO	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	Al ₂ O ₃
1	Мелкозернистый оливинит, оливин	37,36	1,85	0,08	1,51	0,67	1,61	56,08	0,37	0,53
2	То же, титаномагнетит	37,26	2,02	0,07	1,47	0,65	1,61	55,92	0,38	0,45
3	Пегматоидный оливинит, оливин	39,89	0,83	0,63	0,64	0,29	0,21	57,66	0,48	0,10
4	То же, титаномагнетит	39,65	0,94	0,07	0,62	0,29	0,21	57,71	0,48	0,11
5	Мелкозернистый пироксенит, пироксен	38,64	2,18	0,34	0,83	0,38	0,28	57,28	0,28	0,24
6	То же, титаномагнетит	38,35	2,19	0,28	0,81	0,38	0,49	56,95	0,28	0,64
7	Крупнозернистый пироксенит, пироксен	36,67	0,91	0,11	0,49	0,30	0,34	57,44	0,21	0,57
8	То же, титаномагнетит	39,22	1,21	0,40	0,50	0,21	0,24	57,52	0,20	0,59
9	Рудный пегматит, нефелин									
	Ц	35,08	1,95	н. о.	4,50	2,01		53,65	1,88	н. о.
	К	36,25	1,56	н. о.	3,69	1,90		53,74	2,03	н. о.
10	То же, кальцит									
	Ц	35,40	1,61	н. о.	2,58	1,59		56,09	1,68	н. о.
	К	36,25	1,60	н. о.	3,17	1,71		54,89	1,68	н. о.
11	То же, титаномагнетит	36,01	1,93	н. о.	1,88	1,63		55,96	1,68	н. о.

Примечание. Буквенные обозначения — Ц — центр зерна, К — край зерна; н. о. — не определялось. В образцах под № 9, 10 и 11 — дополнительно обнаружены Na₂O в количествах 0,89, 0,71, 0,87 % соответственно, они учтены в сумме анализа.

собой, несмотря на разный состав минерала-хозяина. Эта особенность перовскитов различных форм выделения, по-видимому, указывает на относительную одновременность их образования. Включения перовскита являются наиболее ранними как в породах магматической, так и метасоматической серии.

Анализ данных по кислотно-основной характеристике пойкилоключений перовскитов, проведенный по методике В. А. Жарикова [75], показывает, что в последовательном ряду вмещающих их минералов намечается эволюционная направленность, автономная для каждого генетического типа породы. Так, основываясь на значениях J в ряду включения в силикатах — включения в титаномагнетитах — самостоятельные выделения перовскита, можно показать, что формирование мелкозернистых оливинитов происходило в условиях повышения кислотности минералообразующей среды. Напротив, крупнозернистые оливиниты возникали в процессе перекристаллизации мелкозернистых оливинитов, при понижении кислотности. Обратная картина изменения режима кислотности минералообразующей среды наблюдалась при образовании пироксенитов разных генетических типов.

Таким образом, полярная направленность в эволюции кислотно-основной характеристики перовскитов в гетерогенных ультраосновных породах указывает на различие физико-химических условий их образования и автономность каждого петрогенетического типа.

Можно сделать следующие выводы относительно особенностей эволюции состава перовскитов в породах массива Африканда.

1. С помощью электронно-зондового анализа получены данные о закономерностях изменения состава минерала в заданном пространстве и времени, представляющие по существу принципиально новый вид аналитической информации.

2. По особенностям онтогении перовскитов отчетливо устанавливаются различные петрогенетические типы со свойственными им физико-химическими и термодинамическими условиями образования.

3. Общими для перовскитов магматического этапа кристаллизации являются однородность состава и высокий объем примесей, характеризующие высокотемпературные и равновесные условия минералообразования.

4. Перовскиты стадии перекристаллизации и метасоматоза характеризуются неоднородностью состава и определенной ее направленностью, свойственной данному генетическому типу. Они отличаются также особенностями изменения состава, обусловленными термодинамическими параметрами системы и фактором времени.

5. Кристаллизация перовскитов в процессе формирования определенного генетического типа охватывает длительный про-

межуток времени, в течение которого состав и форма выделения минерала эволюционируют, отражая изменения условий минералообразования во времени.

Глава 15

МЕТАСОМО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

О ФОРМАЛИЗОВАННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ, ВКЛЮЧАЮЩИХ МЕТАСОМАТИТЫ

В предлагаемых классификациях метасоматических образований [172, 208] оказалась неучтенной важнейшая особенность метасоматитов из щелочно-ультраосновных массивов — самая тесная пространственно-генетическая взаимосвязь с магматическими породами. Наличие подобной связи отмечено в работах многих исследователей (А. А. Кухаренко, А. И. Гинзбург, Л. С. Бородин, А. А. Глаголев, А. А. Фролов, Л. С. Егоров, В. А. Кононова, Ю. Л. Капустин, Л. К. Пожарицкая, Е. М. Эпштейн, И. Т. Расс, Ю. А. Багдасаров, Э. А. Багдасаров, А. В. Лапин, А. Г. Жабин, В. И. Терновой, М. П. Орлова, В. С. Самойлов и др.). По представлениям автора, метасоматические процессы в характеризуемом типе массивов являются прямым продолжением магматических, что обуславливает наличие в тылу метасоматических колонок в качестве особого элемента единой зональности магматических пород — ийолитов, турьянтов, севитов [131]. При этом устанавливается близость минерального состава метасоматитов и магматитов вплоть до полной минеральной тождественности (нефелин-пироксеновые, мелилитовые, кальцит-силикатные породы и т. д.), а также практически одинаковый набор и режим поведения вполне подвижных компонентов, участвующих в формировании как метасоматитов, так и магматитов. Соответственно, целесообразно выделить особого типа природных систем, включающих метасоматиты: метасомо-магматических [133].

Подобный подход следует рассматривать как развитие историко-геологического метода анализа метасоматитов, который предполагает выявление и раскрытие характера связей метасоматических и других геологических подразделений [94]. Очевидно, что начальным элементом в такого рода исследовании должна быть построенная на формализованной основе классификация метасоматитов по характеру их пространственных соотношений с другими геологическими объектами.

С формальных позиций таким образом могут быть выделены:

1) группа метасоматитов, закономерно сочетающихся в пространстве с геологическими образованиями иного генезиса (замещаемые породы не принимаются в расчет) в единых природных системах, характеризующихся определенной симметрией или асимметрией;

2) группа метасоматитов, для которых подобного рода закономерные сочетания не устанавливаются.

В одни системы с метасоматитами первой группы могут, в частности, входить тела магматических пород и их контактово-метаморфические ореолы, апикальные части интрузивных тел, жилы и прожилки выполнения, тектонические нарушения. Элементом систем, включающих метасоматиты зон гипергенеза, может быть земная поверхность (палеоповерхность). Соответственно выделяются:

а) метасомо-магматические системы, типичными представителями которых являются рассматриваемые в настоящей книге комплексы;

б) метасомо-контактово-метаморфические системы, включающие, в частности, магнезиальные и известковые скарны*;

в) метасомо-апикально-интрузивные системы, включающие альбитизированные граниты, калишпатизированные граниты;

г) метасомо-апикально-интрузивные околожильные системы, включающие грейзены;

д) метасомо-околожильные системы, включающие березиты, листвениты, гумбенты, аргиллизиты;

е) метасомо-тектонические системы, включающие кварц-полевошпатовые метасоматиты зон глубинных разломов;

ж) метасомо-приповерхностные (припалеоповерхностные) системы.

В каждом из выделенных типов возможно выделение подразделений более низкого порядка в соответствии с составом вмещающих пород, положением в геоструктурных и металлогенических зонах и т. п.

Метасоматиты второй группы могут быть классифицированы только по указанным добавочным характеристикам. Например: апоинтрузивные метасоматиты габбро-перидотитовой формации эвгеосинклиналей (серпентиниты и т. п.); аповулканические метасоматиты риолит-базальтовой формации зон зеленокаменного метаморфизма (пропилиты); апотерригенные метасоматиты красноцветных континентальных формаций (тип плато Колорадо [172]).

Как видно, в такого рода классификации метасомо-магматическая система занимает вполне определенное место.

* В настоящей книге не ставится задача классификации всех известных типов метасоматитов.

ТИПЫ МЕТАСОМАТИТОВ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНОК В СИСТЕМЕ

Метасоматиты из щелочно-ультраосновных комплексов достаточно подробно охарактеризованы в литературе. Приведем лишь самые общие сведения о них, систематизированные в соответствии с представлениями автора [131, 133].

Наиболее ранний комплекс метасоматитов возникал в ходе так называемой стадии нефелинизации, выделяемой в достаточно близком объеме многими исследователями. Комплекс включает как нефелинсодержащие метасоматиты, так и ряд безнефелиновых пород, формировавшихся и внутри массивов, и в их экзоконтактах (фениты). Сингенетичность указанных образований доказывается существованием метасоматических колонок такого типа:

	Не + Пи*, Не	Фл + Пи, Фл	Оливинит, пироксенит, якупирангит, доломит
Ийолит-мельтегит	Не + Пи, Фл	Фл + Ол	Оливинит
	Не + Пи,	Аб + Пи + Кпш,	Гнейс,
	Аб + Не + Пи**	Аб + Кпш ± Амф	гранитоид

Весьма близкий комплекс флогопитсодержащих метасоматитов (слюдиты, флогопит-пироксеновые породы и т. п.) возникал также в пространственно-генетической связи с мелилитовыми породами, в частности турьянтами. Такого типа метасоматические колонки, охарактеризованные в работах ряда исследователей (В. И. Терновой, Б. В. Афанасьева, Б. И. Сулимов, И. Т. Расс и др.), могут иметь следующее строение:

Турьянт	Не + Ме ± Фл	Фл + Ме ± Ол	Фл + Ол	Оливинит
---------	--------------	--------------	---------	----------

Их естественно рассматривать как мелилитсодержащий фациальный аналог приведенных выше колонок нефелинизации. На месте парагенезисов, возникших в стадию нефелинизации, с понижением температуры могли формироваться новые, отнесенные нами к так называемой промежуточной стадии метасоматизма. Переход к ней характеризовался своего рода инверсией метасоматического процесса, в частности, развитием флогопита по нефелину, иногда пироксенизацией нефелин-пироксеновых пород, т. е. как бы наложением передовой зоны на тыловую. Могли метасоматически развиваться гранат с образованием парагенезисов гранат ± нефелин ± мелилит ± пироксен, а также амфибол, перовскит, апатит и т. п.

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

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

Следующий комплекс метасоматических пород возник в связи с процессом формирования карбонатитов в ходе так называемой стадии карбонатизации. Характерные для стадии типы зональности схематически могут быть показаны следующим образом:

	Ка + Фл*	Ка + Пи Ка + Фл + Ди Ка + Фо	Пироксенит, оливинит, нефелин-пироксеновая порода
Севит (кальцитовая зона)	Ка + Фл Ка + Фл ± ± Гр	Гр + Амф ± Ка Гр + Амф ± Ди ± Ка Ка + Гр + Ди ± Не (Канк)	Нефелин-пироксеновая Мелилитовая порода
		Цб Юа Ка + Ди + Не (Канк)	

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

ОБ УЧАСТИИ ЩЕЛОЧЕЙ И КАЛЬЦИЯ В ФОРМИРОВАНИИ МЕТАСОМО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Особенностью щелочно-ультраосновных комплексов является то, что и магматиты, и метасоматиты формируются в них в условиях избытка кальция и щелочей или, пользуясь термином Д. С. Коржинского, при вполне подвижном поведении указанных элементов. Такое специфическое поведение Na, например, выявляется при анализе особенностей нефелин-пироксеновых пород [131], образующихся и магматическим, и метасоматическим путем. Оба процесса тесно переплетаются, что объясняется участием в них, наряду с расплавной фазой, пересыщенного Na водного флюида, из которого также может кристаллизоваться нефелин [131]. Об избытке натрия свидетельствует и широкая проявленность эгиринизации пироксена, в том числе и в магматических нефелин-пироксеновых породах.

Если особый режим щелочей в магматическом процессе характерен для широкого круга расплавов, то таковой для Са — специфическая черта кристаллизации щелочно-ультраосновных магм в интрузивной фации.

Впервые на вполне подвижный характер поведения Са в петрогенетическом процессе обратил внимание Е. М. Эпштейн [249], указавший, что при метасоматизме это способствует формированию пересыщенных Са мелилитовых пород. Последние, однако, большей частью имеют магматический генезис, [66], поэтому с учетом особенностей их взаимоотношений с другими породами было сформулировано представление о том, что в условиях высокой температуры и относительно невысокого давления

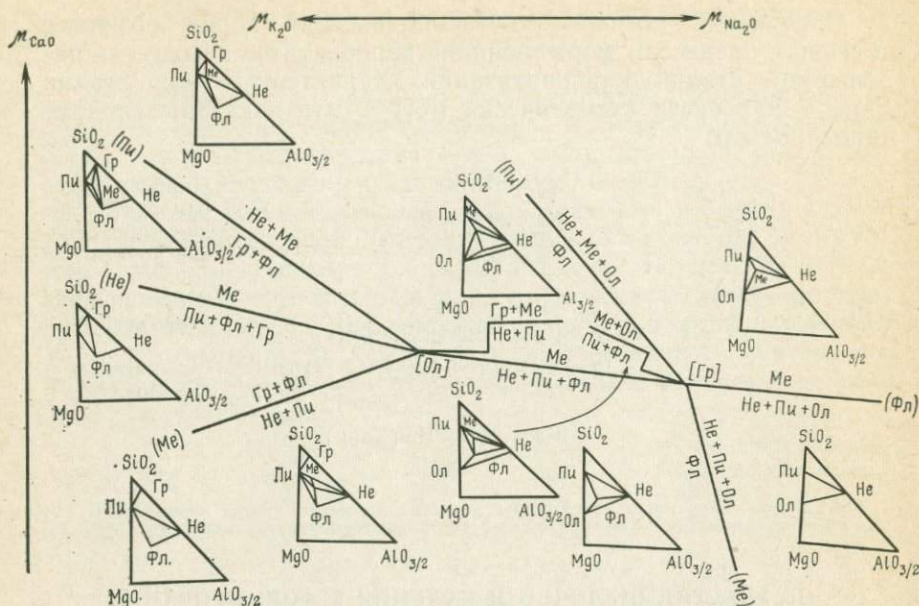


Рис. 37. Диаграмма химических потенциалов щелочей и кальция, дана с упрощениями

углекислоты они возникают как фация пород типа ийолит-мельтейгитов [130, 131]. Кальций при этом рассматривается как избыточный вполне подвижный компонент уже на магматической стадии [130, 131]. Данные по ряду массивов Карело-Кольского региона подтвердили этот вывод [133]. Физический смысл подвижности (избыточности) Са заключается в сосуществовании с силикатным расплавом, из которого кристаллизовались мелилитовые и нефелин-пироксеновые породы, существенно карбонатной фазы. Таковой, в частности, мог быть карбонатитовый (протокарбонатитовый) расплав [132, 133]. Избыточность Са характеризует и более поздние процессы. При карбонатизации нефелин-пироксеновых пород, например, замещению кальцитом в первую очередь подвергался нефелин, а пироксен, как правило, сохранялся.

Геолого-петрографические посылки, следовательно, приводят к заключению, что составными частями рассматриваемых систем были солевые карбонатные расплавы и насыщенные щелочами жидкообразные растворы. Экспериментальные данные свидетельствуют, что такой вывод вполне правомочен. По данным А. Костера и П. Уайли [260, 261], карбонатитовый расплав может сосуществовать с силикатной, обогащенной нефелином жидкостью, и с паровой фазой, насыщенной щелочами. Повышение давления стабилизирует устойчивость карбонатного рас-

плава и ведет к его обогащению вполне подвижными щелочами и кальцием.

Диаграммы химических потенциалов этих компонентов позволяют уточнить некоторые особенности их режима в ходе обсуждаемых петрогенетических процессов. С учетом оптимального состава важнейших минералов щелочно-ультраосновных комплексов диаграммы $\mu\text{CaO}-\mu\text{Na}_2\text{O}$ и $\mu\text{CaO}-\mu\text{K}_2\text{O}$ практически полностью совмещаются, и оси потенциалов щелочей оказываются направленными в разные стороны (рис. 37) т. е. минеральные парагенезисы возникают в условиях, когда повышение активности одной из щелочей вызывает понижение активности другой.

Рядом моновариантных линий диаграмма (см. рис. 37) делится на две части: в одной мелилит устойчив, в другой — нет. Как известно, мелилит — минерал, достаточно специфический: он формируется при высоких температурах и относительно небольших давлениях углекислоты. Это обстоятельство дает возможность увязать на диаграмме (см. рис. 37) особенности режима щелочей и кальция с $p-t$ условиями становления комплексов. Химический потенциал кальция в общем случае увеличивается с ростом температуры и снижением парциального давления углекислоты, рост химического потенциала натрия может быть связан с ростом температуры, и давления CO_2 ; понижение же этих параметров благоприятствует повышению химического потенциала калия.

О РОЛИ CO_2 В МЕТАСОМО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Важная роль углекислоты в процессе становления щелочно-ультраосновных комплексов очевидна. На это указывают значительные объемы карбонатитов в них. Имеются попытки рассчитать средний состав комплексов по соотношениям различных пород и, в частности, определить валовые количества углекислоты в них. Эти расчеты естественно неточны и зависят от принятого способа подсчета. Так, Л. С. Егоров [67] определил среднее содержание петрогенных компонентов в Маймеча-Котуйском комплексе с учетом площади выхода различных пород на поверхность. При таком расчете содержание CO_2 составило около 1,5%. Если же расчет вести иными способами, в частности, с учетом существования карбонатитовых массивов, таких, например, как массив Ессей, то доля углекислоты возрастает максималльно до 10—12%. Можно предполагать, что истинное значение лежит где-то между указанными крайними величинами, но в любом случае количество углекислоты, участвующее в становлении массивов, велико.

В последнее время опубликовано много работ по экспериментальному изучению систем с участием CO_2 [18, 77, 258, 253, 270, 272, 273, 274]. Доказано, в частности, что углекислота имеет существенное петрогенетическое значение уже при зарождении щелочно-ультраосновных магм. Так, Дж. Брей и Д. Грин [253] опубликовали результаты работы по плавлению оливинового мелилитита с участием воды и углекислоты и установили, что при $p=30$ кбар и $t=1200^\circ\text{C}$ присутствие углекислоты приводит к появлению граната и ортопироксена вблизи ликвидуса, за счет оливина и клинопироксена, что свидетельствует о возможности появления резко недосыщенных кремнеземом расплавов в равновесии с мантийным субстратом. При этом Дж. Брей и Д. Грин отметили высокую растворимость CO_2 в расплаве оливинового мелилитита (до 21 %). Исследования Д. Эгглера [256] указали на меньшую растворимость углекислоты в расплаве (первые проценты). П. Уайли и В. Хуанг [274], анализируя результаты экспериментального и расчетного изучения реакций карбонатизации—декарбонатизации, пришли к выводу, что при давлениях 24—33 кбар может образовываться расплав, содержащий 45 % углекислоты, т. е. возможно существование ювенильной карбонатитовой магмы. П. Уайли и В. Хуанг объяснили разницу данных Дж. Брея, Д. Грина и Д. Эгглера возможным влиянием процессов карбонатизации на соответствующие составы. Все эти исследования и приведенные геолого-петрографические соображения свидетельствуют, что углекислота участвует как избыточный компонент практически на всех стадиях формирования щелочно-ультраосновных комплексов. В частности, фациальные особенности их становления существенно зависят от того, как это участие конкретно проявляется.

ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Щелочно-ультраосновные комплексы петрографически весьма разнообразны [132], что обусловлено спецификой пространственного разделения — совмещения входящих в их состав пород, а возможно, и неоднотипностью мантийного магмогенеза. Своеобразие каждого массива является также функцией баротемпературного и флюидного режима его становления. Учет этих факторов — актуальная задача, часть крупной петрологической проблемы — создания для различных серий горных пород фациальных схем, подобных известной петрогенетической сетке Н. Боуэна. Для открытых или частично открытых природных систем задача особенно сложная из-за многообразия факторов, определяющих их равновесное состояние. Тем не менее в ряде случаев она успешно решается. Заложены основы фациального анализа и щелочно-ультраосновных образований. Специальная

попытка такого рода в отношении карбонатитов предпринята, в частности В. С. Самойловым [210].

Рассмотрим фаціальную схему, в основе которой лежат изложенные представления о щелочно-ультраосновных комплексах как специфических метасомо-магматических системах, возникающих при тесной взаимосвязи магматизма и метасоматизма и фактически одинаковом режиме интенсивных параметров во всех их частях.

Для этого целесообразно воспользоваться приемом совмещения моновариантных кривых с мелилитом (см. рис. 37) с кривой его устойчивости в координатах t — p_{CO_2} (рис. 38). Такое совмещение достаточно нестрогое, поскольку природные мелилиты отличаются от использованного в эксперименте акерманита [18]. Однако, судя по предварительным расчетам, кривая типа $Me = He + \Pi + Ka$ близка кривой $Ak = \Pi + Ka$. На совмещенную диаграмму нанесем также линии солидуса магматических мелилитовых и нефелин-пироксеновых пород. Исходные данные могут быть получены из соответствующих экспериментов [248] и исследований расплавных включений в указанных породах [201].

Наиболее низкая температура магматического процесса характеризует кристаллизацию ийолит-уртитов. Однако магматический расплав исчерпывается нередко уже в ходе кристаллизации ийолит-мельтейгитов, а иногда и ранее [131]. Последующее образование нефелина (нефелинизация) происходит при участии гидротермального раствора [131]. Поэтому на диаграмме (см. рис. 38) показаны примерные линии солидуса как для ийолитов, так и для уртитов. Судя по экспериментальным данным [248], они как и линия солидуса мелилитовой породы, имеют слабый наклон и оси давления. Пересечение кривых солидуса и кривой устойчивости мелилита на диаграмме (см. рис. 38) позволяет выделить три области, различающиеся по величине парциального давления углекислоты.

Область I характеризуется весьма высоким парциальным давлением углекислоты. Ориентировочно оно превышает 0,8 кбар. Такое давление обусловлено не только глубиной становления массивов, но и дополнительными факторами. Отметим, в частности, свойственное щелочно-ультраосновным массивам мощное интрузивное давление, давление флюидной фазы в условиях слабой проницаемости вмещающих пород и т. п. Основная минералогическая особенность этой pt -области определяется тем (см. рис. 38), что кривая устойчивости мелилита находится в ней выше линии солидуса мелилитовых пород. Поэтому мелилит не характерен ни для магматических, ни для метасоматических пород. В таких условиях, вероятно [132, 133], сформировался массив Маган (Маймеча-Котуйская провинция), а также массивы Саянской провинции. Еще одна особенность рассматриваемой pt -области — высокий химический потенциал

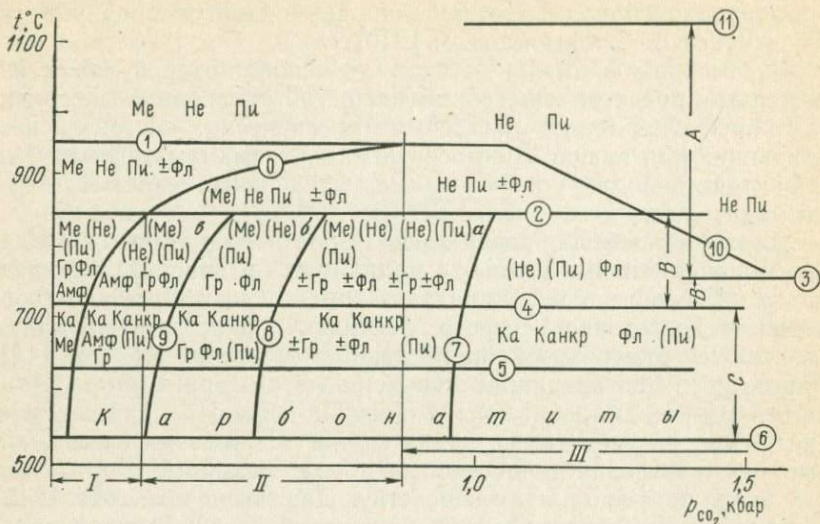


Рис. 38. Гипотетическая схема фациальных обстановок для комплексов щелочных ультраосновных пород и карбонатитов.

0 — кривая $Me = He + \Pi + Ca$; 1—3, 5 — линии солидуса; 1 — для мелилитовых пород; 2 — для ийолита; 3 — для уррита (показана частично); 4 — линия $He - \text{Канкр}$; 5 — для кальцитовых карбонатитов; 6 — нижний температурный предел существования метасомо-магматической системы; 7 — линия $Gr = He + \text{Эг} + \text{Мт}$; 8 — линия $Gr + \text{Фл} = He + \Pi$; 9 — линия $Ca\text{с} = \Pi + Gr$; 10 — линия $He + \Pi = \text{Фл}$; 11 — линия ликвидуса магматических нефелин-пироксеновых пород (показана частично).

A — область парагенезисов стадии нефелинизации; B — область парагенезисов промежуточной стадии (показаны два варианта); C — область парагенезисов стадии карбонатизации.

I—III — фациальные области, различающиеся по величине p_{CO_2} (пояснения в тексте); a, б, в — субфациальные области с различными соотношениями активностей калия и натрия.

В скобках — минералы исходных пород, участвующие при определенных условиях в парагенезисах.

Положение большинства линий на схеме приблизительно. Использованы данные [18, 72, 201, 210, 248, 261]. В скобках минералы, устойчивые вне зон действия метасоматических процессов. Остальные пояснения в тексте

натрия, что совместно с давлением создает малоблагоприятные условия для образования метасоматического граната. Ассоциация нефелин + эгириин-диопсид + титаномagnetит, которая обычно замещается гранатом, в какой-то части указанной области остается устойчивой, и безмелилитовая фациальная область разделяется на две субфациальные — гранатовую и безгранатовую. Упомянутый выше массив Маган формировался в условиях, когда гранатизация не имела места, в массивах же Саянской провинции встречается шорломит. Теоретически также возможно выделение бесфлогопитовой субфации (высокотемпературная область максимально возможного химического потенциала натрия). Затруднительно указать достоверные примеры ее реализации в природе, хотя указания на отсутствие флогопита среди метасоматитов магматической стадии нередко встречаются.

Область II характеризуется умеренными значениями парциального давления углекислоты (от 0,3 до 0,8 кбар), обеспечивающими возможность возникновения полного набора магматитов и метасоматитов. Так, наряду с нефелин-пироксеновыми, широко развиты магматические мелилитовые породы. Мелилит встречается и в метасоматических колонках, возникающих при воздействии щелочно-ультраосновных расплавов на более ранние ультрамафиты. В последующих метасоматических преобразованиях мелилит может участвовать как фаза исходной породы.

Понижение в пределах указанной области химического потенциала натрия и соответственно повышение калия ведут к вытеснению парагенезиса нефелин+пироксен парагенезисом гранат+флогопит, типичным для так называемых «скарнов».

В массивах Карело-Кольской провинции одним из основных минералов «скарновых» ассоциаций является также роговая обманка (гастингсит). В то же время в массивах Маймеча-Котуйской провинции амфиболы для подобного рода изменений менее характерны. Переход от ассоциации гранат+флогопит к ассоциации гранат+флогопит+амфибол требует еще большего усиления роли калия по сравнению с натрием в метасоматическом процессе. Близкий общий характер изменения парагенезисов описал Л. Л. Перчук для метасоматитов, связанных с формацией нефелиновых сиенитов [178]. Он также указал, что переход от минерала к минералу в ряду пироксен—гранат—гастингсит обусловлен понижением химического потенциала натрия по сравнению с таковым калия в растворах. Таким образом, в пределах рассматриваемой фациальной области выделяются поля (субфации) с различными активностями вполне подвижных щелочей. Геологическим примером такой субфациальной изменчивости может служить следующий ряд (см. рис. 38): субфация IIa (массив Кугда), субфация IIб (массив Одихинча, Гулинский массив), субфация IIв (массив Ковдор). Переход в ряду от массива к массиву характеризует увеличение относительной роли скарновых парагенезисов, вообще, и амфибола, в частности.

Область III отличается малыми значениями парциального давления углекислоты (менее 0,3 кбар). Принципиальная особенность этой области заключается в том, что кривая устойчивости мелилита расположена здесь ниже линии солидуса нефелин-пироксеновых пород. Соответственно в этой области теоретически возможно метасоматическое развитие мелилита по нефелин-пироксеновым породам. Заметим, однако, что температурный интервал для такого процесса невелик. Область в целом отличает и невысокий уровень активности натрия. Соответственно широкое развитие могут иметь разнообразные скарновые парагенезисы, образующиеся по мелилитовым и нефелин-пироксеновым породам. Особенно низкая активность углекис-

лоты создает возможность появления таких редких ассоциаций, как кальцит + мелилит, кальцит + монтичеллит (массивы Турьего мыса в Карело-Кольском регионе).

Стадиальная смена метасоматических парагенезисов в щелочно-ультраосновных массивах, обусловленная последовательным снижением температуры их становления, уже отмечалась [132, 133]. Температурными реперами, позволяющими разделять стадии такого направленного развития, могут быть нанесенные на диаграмму (см. рис. 38) температурные кривые некоторых магматических пород. Так, очевидно, линия солидуса ийолит-мельтейгита (или ийолит-уртита) примерно соответствует нижней температурной границе стадии нефелинизации. Верхняя граница этой стадии соответствует температурам ликвидуса ийолит-мельтейгитов и мелилитовых пород. По существующим оценкам (работы В. П. Костюка, Л. И. Паниной, Б. П. Романчева и др.) они составляют 1050—1100 и 1100—1200 °С. Формирование метасоматических колонок с флогопитом может лимитироваться устойчивостью флогопита (до 1000 °С). По данным В. С. Самойлова [210], использовавшего геотермометр пироксен—биотит, флогопит-пироксеновые породы стадии нефелинизации возникли в интервале температур 760—850 °С.

Нижняя граница стадии нефелинизации (750—850 °С) является одновременно верхней границей промежуточной стадии. Переход же к процессам карбонатизации и канкринитизации, фиксируемый по появлению в парагенных ассоциациях кальцита и канкринита (вместо нефелина), отделяет ее от стадии карбонатизации.

Экспериментальные работы А. Костера, П. Уайли и А. Костера [260, 261] показывали, что канкринит в равновесии с карбонатитовым расплавом появляется вместо нефелина при температурах ниже 720—730 °С. Таким образом, для промежуточной стадии намечается весьма узкий температурный интервал, что еще раз указывает на переходный характер возникающих в ее ходе парагенезисов [133]. Отметим, что в условиях высокой активности натрия и высокого давления углекислоты интервал может быть несколько расширен. Это связано с насыщением карбонатитового расплава содой и снижением температуры его кристаллизации. Косвенно это подтверждает указание В. С. Самойлова [210] о том, что в массивах Саянской провинции температура формирования карбонатитов ниже, чем в массивах Маймеча-Котуйской и Карело-Кольской провинций. Однако разница невелика и приводимые цифры нуждаются в дополнительном подтверждении. По нашим представлениям, метасоматиты стадии карбонатизации формируются в связи с кристаллизацией карбонатитового расплава. Однако определяемые температуры их становления могут быть и ниже экспериментально определенной температуры солидуса модельного карбонатитового расплава 640° [272, 273]. Это возможно связано с перерождением

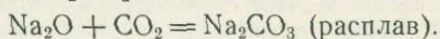
расплава в карботермальный раствор. Последующие относительно низкотемпературные метасоматические явления, протекающие после прекращения магматической деятельности, выходят за рамки настоящей книги. Характеристика температурных условий их проявления дана В. С. Самойловым [210].

Предложенная фациальная схема является, скорее, качественной, хотя и включает ряд количественных параметров. Однако они требуют дополнительного уточнения. Отметим также, что в основе схемы положен ряд гипотетических представлений. Важнейшие из них следующие:

1. Постулируется связный характер внедрения и становления всех пород, входящих в состав щелочно-ультраосновных массивов, за исключением ранних ультрамафитов (оливиниты, дуниты, рудные пироксениты).

2. Допускается возможность формирования массивов при давлениях, превышающих давление нагрузки (глубина становления массивов обычно невелика).

3. Для безмелилитовой области допускается реализация реакции карбонатизации. Однако фактически, вероятнее всего, имеет место явление несмесимости силикатного и карбонатного расплавов [261, 272], стабилизируемое относительно высоким давлением и не допускающее обогащения силикатной жидкости кальцием. Заметим также, что существование карбонатной жидкости особенно при умеренных температурах возможно лишь при малых p_{CO_2} . Возникающее противоречие снимается предположением, что высокая активность натрия обуславливает реакцию такого рода [261]:



Приводимые в тексте геологические примеры удовлетворительно согласуются с предложенной схемой. Естественно, однако, что природные ассоциации возникают при большем наборе фациальных факторов, чем это учтено предложенной схемой. Важное значение, например, может иметь режим кислорода и некоторых других элементов (фтор, хлор и т. д.). Особенности субэффузивных жерловых карбонатитовых комплексов также требуют учета дополнительных факторов, возможно динамики восхождения магм. Заметим также, что смена фациальных обстановок определяется внешними по отношению к становлению массива причинами. Соответственно возможны заметные колебания и давления, и характера флюидного режима, и, как следствие, не всегда зависимый от режима остывания массива переход от одной фациальной обстановки к другой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев В. И. Вторичные кварциты и близкие им гидротермальные метасоматиты Малого Кавказа.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 259—264.
2. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты)/ А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин и др. М., Изд. АН СССР, 1962.
3. Андреев Ю. К. Щелочно-амфиболовая минерализация в некоторых змеевиковых массивах Урала.— Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып. 39, 1959.
4. Безруков Г. Н. Основные закономерности размещения месторождений талька, связанных с метаморфизмом осадочно-терригенных отложений в Миасском районе.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1, Свердловск, 1963, с. 357—358.
5. Белонин М. Д., Скублов Г. Т. Коэффициент дисперсности распределения элементов—геохимический критерий рудоносности магматических образований.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана (тезисы II Казахстанского петрографического совещания). Алма-Ата, 1974, с. 321—323.
6. Белонин М. Д., Татаринов И. В., Калинин О. М. Факторный анализ в нефтяной геологии. Обзор. Серия: геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М., ОНТИ ВИЭМС, 1971. 56 с.
7. Беляев Г. М. Зональность региональных метасоматических образований.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 18—19.
8. Беляев Г. М. О цикличности проявления метасоматических процессов в раннем докембрии (на примере Алданского щита).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., Недра, 1975, с. 54—65.
9. Беус А. А. О метасоматической зональности месторождений альбититовой формации.— В кн.: Матер. к II конфер. по околорудному метасоматозу.— Л., 1966, с. 186—187.
10. Беус А. А. Альбититовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 303—377.
11. Беус А. А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах.— В кн.: Химия земной коры. Т. I. М., 1963, с. 178—194.
12. Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
13. Боголепов В. Г. Вопросы методики исследований и классификации продуктов околорудных изменений.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970, с. 33—40.
14. Боголепов В. Г. Проявление процесса калишпатизации на скарновом месторождении Саяк I.— Ученые зап. Казах. ун-та, геол. и геоф. Т. 37, вып. 4, 1958, с. 82—87.
15. Бородаевская М. Б. О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 73, вып. 2—3, 1944, с. 123—141.
16. Бородин Л. С. Перовскит в ультраосновных породах Африканды и некоторые вопросы генезиса массива.— В кн.: Редкие элементы и акцессорные минералы в ультраосновных, щелочных и кислых породах. М., 1963, с. 20—105.
17. Бородин Л. С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породобразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных щелочных пород.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 501—523.
18. Булатов В. К. Исследования высокотемпературных минеральных равновесий в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Автореф. дис.— М., 1974. 27 с.

19. Бурков Ю. К. Статистическая модель ряда подвижности малых элементов в условиях седиментогенеза.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 150, 1968, с. 93—97.
20. Бурков Ю. К. Геохимические ассоциации литосферы. Автореф. дис., Л., 1974. 24 с.
21. Ваганов В. И., Кузнецов И. Е. Соотношение процессов пироксенизации и оливинизации в ультрабазитах Урала.— Сев. геология, 1974, № 6, с. 65—74.
22. Василевский М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., Недра, 1978.
23. Васильев В. И. Некоторые понятия формационного анализа.— В кн.: Геологические формации, Л., 1968, с. 27—29.
24. Васильев В. И., Черепанов В. А. Петрография, петрология, литология.— В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 146—153.
25. Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. Парагенезис минералов и формация в ряду образований различных уровней организации.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 101, вып. 3, 1972, с. 281—289.
26. Василенко В. П., Сапрыкин Е. П. О роли шпирондных образований в размещении оловорудной минерализации.— В кн.: Вопросы металлогении и зональности месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974, с. 59—65.
27. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, Наука, 1975. 271 с.
28. Вистелиус А. Б. Математическая геология (состояние, перспективы).— В кн.: Математическая геология. Л., 1969, с. 11—56.
29. Вишневская Ю. Е. Метасоматические преобразования никеленосных базит-гипербазитов Печенги. Автореф. дис., Л., 1974. 26 с.
30. Вишневская Ю. Е., Негода Л. Г., Шарко Е. Д. О потенциальной никеленосности оливина и поведении силикатного никеля при серпентинизации.— Докл. АН СССР. Т. 217, № 6, 1974, с. 1177—1180.
31. Вишневская Ю. Е., Михайлова З. И. К вопросу о роли магматического и метаморфического факторов в формировании медно-никелевого оруденения в гипербазитовом комплексе Печенги.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 236—239.
32. Власов Г. М. О двух типах гидротермальной аргиллизации.— Геология рудных месторождений, 1965, № 5, с. 56—69.
33. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., Недра, 1972. 236 с.
34. Волостных Г. Т. Альбитизация полевых шпатов при аргиллизации пород.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 94, вып. 2, 1965.
35. Волостных Г. Т. О минералогических критериях рудоносности аргиллизированных пород.— В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 107—114.
36. Галецкий Л. С. Новая бериллиеносная формация.— Разведка и охрана недр, 1968, № 5, с. 3—5.
37. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., Мир, 1968. 368 с.
38. Геологический словарь. Т. 2, М., Недра, 1973. 456 с.
39. Геология СССР, т. 32 (Приморский край). М., Недра, 1969. 695 с.
40. Гинзбург А. И., Луговский Г. П., Рябенко В. К. Цезиевые слюдиты — новый тип оруденения.— Разведка и охрана недр, 1972, № 8, с. 3—6.
41. Гинзбург А. И. Типы месторождений редких элементов.— В кн.: Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. М., 1961, с. 26—86.
42. Геохимические особенности процесса образования цезиевых слюдитов в амфиболитах/М. П. Глебов, Д. С. Глюк, В. Н. Собаченко, Б. М. Шмакин.— Геохимия, 1974, № 9, с. 1342—1348.
43. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 178—184.

44. *Говоров И. Н.* Редкометалльные грейзены в карбонатных породах.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3, М., 1966, с. 156—184.

* 45. *Гогошвили В. Г., Ротман И. П., Абашидзе К. И.* К вопросу о генезисе вторичных кварцитов Алавердско-Болнисской рудной области.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 303—307.

46. *Голышко И. Н.* Геохимические ассоциации и потенциальная рудоносность вулкано-тектонических структур (Сихотэ-Алинь, Приохотье). Автореф. дис., Л., 1975. 24 с.

* 47. *Голышко И. Н.* Геохимические закономерности эволюции вулканизма (по результатам многомерного статистического анализа).— Сов. геология, 1976, № 10, с. 91—102.

48. *Горбунов Г. И.* Геология и генезис сульфидных Cu—Ni месторождений Печенги. М., Наука, 1968. 352 с.

49. *Гордиенко В. В.* Факторы геохимической специализации гранитных пегматитов и металлогенические типы пегматитовых провинций.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 103, вып. 1, 1975, с. 34—43.

50. *Гордиенко В. В., Гордиенко Л. И.* Геохимические особенности турмалин-мусковитовых гранитов Кольского полуострова.— Минералогия и геохимия, Л., ЛГУ, 1973, вып. 4, с. 85—96.

51. *Гордиенко В. В., Сырицо Л. Ф., Кривовичев В. Г.* Новый тип редкометалльных апобазитовых метасоматитов и закономерности распределения в них Cs, Li и Rb.— Докл. АН СССР. Т. 224, № 1, 1975, с. 198—200.

* 52. *Григорян С. В., Туманян В. З.* К методике обнаружения и интерпретации геохимических аномалий.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1971, с. 109—113.

* 53. *Груза В. В.* Проблемы оценки геохимических данных при изучении магматических пород.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 158, 1971, с. 202—219.

* 54. *Грязнов О. Н., Чесноков В. И.* Принципы и методы картирования метасоматически преобразованных пород рудных районов, полей и месторождений.— В кн.: Метасоматизм и рудообразования. Л., 1976, с. 201—202.

* 55. *Гукова В. Д., Чалпанкулов Т. Ч.* О грейзенах Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН КазССР. Т. 25, 1968, с. 40—59.

* 56. *Дегтяр В. У.* (составитель). Алгоритмы и программы для решения задач прогнозирования и оценки рудных месторождений на ЭВМ типа М-20, М., 1973.

* 57. *Девис Дж.* Статистика и анализ геологических данных. М., Мир, 1977.

58. *Драгунов В. И.* Геология и изучение элементов, структуры и уровня организации вещества.— В кн.: Материалы совещания. Общие закономерности геол. явлений, Л., вып. 1, 1965, с. 55—67.

59. *Драгунов В. И.* Основные понятия учения о геологических формациях.— В кн.: Геологические формации, Л., 1968, с. 21—27.

60. *Драгунов В. И.* Геологические формации. Л., Недра, 1973. 22 с.

61. *Дуденко Л. Н., Македон И. Д.* Классификация моноклиновых пироксенов по типам изоморфных замещений и их диагностика.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Вып. 4, 1978, с. 529—543.

62. *Дуденко Л. Н., Салтыковский А. Я.* Петрохимический анализ вулканогенных образований Северной Монголии и Западного Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1977, № 3, с. 3—12.

63. *Дуденко Л. Н., Белолипецкий А. П.* Роль метаморфо-метасоматических процессов в формировании химизма зоны Колмозеро—Воронья.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 63—65.

* 64. *Думлер Ф. Л.* Геохимические исследования при крупномасштабной геологической съемке. Л., Недра, 1975. 36 с. (Лекция на курсах повышения квалификации геологов-съемщиков при ВСЕГЕИ).

65. *Елисеев Н. А.* Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961.

66. *Егоров Л. С.* Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции.— Тр. НИИГА. Л., Недра. Т. 159, 1969. 247 с.
67. *Егоров Л. С.* Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы Северной Сибири. Л., 1970, с. 56—72.
68. *Евсеева Л. С., Перельман А. И., Иванов К. Е.* Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомиздат, 1974, с. 279.
69. *Ефимов А. А., Ефимова Л. Н.* Кытымский платиноносный массив.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 13. М., Недра, 1967.
70. *Жариков В. А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— Труды ИГЕМ. Вып. 14, 1959. 371 с.
71. *Жариков В. А.* Парагенезис минералов, фации и формации.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 97, вып. 4, 1968, с. 510—514.
72. *Жариков В. А.* Парагенезисы известковых скарнов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 227—239.
73. *Жариков В. А.* Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Карамазара.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 95, вып. 3, 1956, с. 344—357.
74. *Жариков В. А.* Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 47—63.
75. *Жариков В. А.* Кислотно-основные характеристики минералов.— Геология рудных месторождений. Т. 9, № 5, 1967, с. 75—89.
76. *Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., 1965, с. 119—194.
77. *Жариков В. А., Шмулович К. И.* Высокотемпературные минеральные равновесия в системе $CaO-SiO_2-CO_2$.— Геохимия, 1969, № 9, с. 1039—1056.
78. *Жданов В. В.* Метасоматизм и рудообразование в гранитном слое земной коры.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1975, с. 44—53.
79. *Загородный В. Г., Мирская А. А., Сулова С. Н.* Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М., Наука, 1964.
80. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
81. *Заварицкий А. Н.* О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными породами и рудными жилами.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 76, вып. 1, 1947, с. 36—50.
82. *Зайт В.* Диффузия в металлах. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 378 с.
83. *Зарайский Г. П.* Задачи экспериментального изучения метасоматической зональности.— В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. М., 1971, с. 177—196.
84. *Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М.* Экспериментальное моделирование биметасоматической скарновой зональности.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Ч. III, кн. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, с. 38—56.
85. *Иванов С. Н.* Рецензия на книгу А. А. Пэка «Динамика ювенильных растворов».— Геология рудных месторождений. Т. II, № 3, 1969, с. 122—125.
86. *Изменчивость ассоциаций петрогенных элементов в ультрамафит-мафитовых комплексах докембрия*/Л. Н. Дуденко, Е. В. Шарков, К. А. Шуркин, В. И. Мишин.— Геохимия, 1977, № 7, с. 1025—1037.
87. *Изоитко В. М.* Закономерности строения вулканогенно-осадочной толщи Сарбайского месторождения.— Зап. Ленингр. Горн. ин-та. Т. 47, вып. 2, 1964, с. 102—113.
88. *Изоитко В. М., Поротов Г. С.* Об интрузивных горных породах Сарбайского месторождения.— Зап. Ленингр. Горн. ин-та. Т. 47, вып. 2, 1964, с. 114—121.

89. *Казицын Ю. В.* Ортоклазовые метасоматиты Северо-Восточного Забайкалья.— Труды ВСЕГЕИ. Т. 96, 1963, с. 21—33.
90. *Казицын Ю. В.* О необходимости выделения оксеталитов — новой формации, околорудных метасоматитов.— В кн.: Проблемы метасоматизма, М., 1970, с. 146—151.
91. *Казицын Ю. В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., Недра, 1972. 144 с.
92. *Казицын Ю. В.* Геодинамика и формационный анализ сопряженных метасоматических систем.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 181—182.
93. *Казицын Ю. В., Ланда Э. А.* Некоторые итоги развития учения о метасоматизме.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 3—7.
94. *Казицын Ю. В., Ланда Э. А.* Об историко-геологическом направлении в учении о метасоматизме.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1975, с. 7—20.
95. *Крамбейн У., Грейбилл Ф.* Статистические модели в геологии. М., Мир., 1969.
96. *Кramer Г.* Математические методы статистики. М., Изд-во иностр. лит., 1948.
97. *Казанский В. И., Омеляненко Б. И., Прохоров К. В.* О вертикальной зональности ураноносных натровых метасоматитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1974, с. 92—100.
- * 98. *Казмин В. Н., Орлов И. В.* К вопросу о принципах составления геохимических карт при геологической съемке.— Сов. геология, 1966, № 6, с. 90—100.
99. *Каледонский* комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова и Северной Карелии/А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах, Э. А. Багдасаров и др. М., Недра, 1965.
- * 100. *Капков Ю. Н., Квятковский Е. М., Яковлев В. И.* Методика составления и интерпретации геохимических карт масштаба 1 : 50 000 на примере Дальнего Востока.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 9, Л., 1970, с. 213—229.
101. *Карлова Е. Д., Ивашенцев А. Г.* Скарны.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., 1954, с. 10—52.
102. *Кашинцев Г. Л.* Петрогенезис ультраосновного массива Рай-Из на Полярном Урале. Автореф. дис., М., 1972.
103. *Коваль П. В.* Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, Наука, 1975. 256 с.
104. *Коваль П. В., Цылуков Ю. П.* Новые данные по магматизму Хэнтэйского поднятия (МНР).— В кн.: Ежегодник 1974. Сибирский институт геохимии. Новосибирск, 1976.
105. *Коваль П. В., Юрченко С. А., Николаева Д. Х.* Парагенетические типы мусковитов из аюгранитов Забайкалья.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 99, вып. 4, 1970, с. 432—441.
106. *Коренбаум С. А.* Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М., Наука, 1967.
107. *Коржинский Д. С.* Абиссофобный минерал пумпеллиит в породах горы Благодати и реки Турьи.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5, с. 87—91.
108. *Коржинский Д. С.* Петрология Турьинских скарновых месторождений меди.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 68, серия рудных месторождений, 1948, № 10. 145 с.
109. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., 1955, с. 335—456.
110. *Коржинский Д. С.* Режим кислотности — щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах.— В кн.: Материалы к Всесоюзному совещанию по разработке научных основ поисков слепых рудных тел. М., 1958, с. 13—18.

111. Коржинский Д. С. Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности.— Докл. АН СССР. Т. 133, № 5, 1960, с. 1194—1197.
112. Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканических формациях.— Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961, с. 5—11.
113. Коржинский Д. С. Контактные реакционно-метасоматические месторождения.— Докл. АН СССР. Т. XXXIII, № 2, 1941.
114. Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
115. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
116. Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 7—15.
117. Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., Наука, 1973.
118. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., Недра, 1969.
119. Корнилов Н. А. Метасоматическое изменение боковых пород в районах сульфидного медно-никелевого оруденения севера-запада Кольского полуострова.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 99—104.
120. Косыгин Ю. А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации.— Геология и геофизика, 1964, № 7, с. 3—12.
121. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., Недра, 1974. 213 с.
- * 122. Кривовичев В. Г. К вопросу о количественной оценке физико-химических условий формирования метасоматических пород.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Вып. 6, 1977, с. 667—672.
123. Круть И. В. Исследование основания теоретической геологии. М., Наука, 1973.
124. Курек Н. Н., Курек А. И. Серицитсодержащие породы.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., 1954, с. 101—148.
125. Кулинич Р. Г., Шило Г. К. Геофизическая изученность магматических и метаморфических комплексов Приморского края.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 197—203.
126. Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А. Перовскиты ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова.— Минералогический сборник № 2. Нов. серия, вып. 45, Л., 1961, с. 37—66.
127. Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., Недра, 1972.
128. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А. Металлогения Украинских Карпат.— В кн.: Проблемы металлогении Украины, Киев, 1964, с. 212—232.
129. Лазаренко Э. А., Малыгина О. Я. Особенности рудоносности вулканогенных формаций Закарпатья.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск, Дальневосточное книжное издательство, 1964, с. 326—330.
130. Ланда Э. А. О генезисе мелилитовых пород в щелочно-ультраосновных массивах.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 95, вып. 3, 1966, с. 257—308.
131. Ланда Э. А. Условия образования флогопитовых месторождений Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород. Автореф. дис. Л., 1967. 23 с.
132. Ланда Э. А. Петрографические типы и вертикальная зональность массивов ультраосновных щелочных пород.— Геол. и геоф., 1975, № 10, с. 65—72.
133. Ланда Э. А. Типы зональности в массивах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1976, с. 151—160.
- * 134. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. М., Мир, 1967.

- * 135. *Летников Ф. А., Чекалова К. А.* Об энергетическом анализе метасоматических процессов на примере месторождения Туук.— В кн.: Труды ИГи АН КазССР. Т. 15, Алма-Ата, Наука, КазССР, 1966, с. 243—247.
136. *Лисицина Г. А., Омельяненко Б. И., Раудонис Н. А.* Низкотемпературные кварц-альбитовые изменения пород вблизи урановых рудных тел.— Геология рудных месторождений. 1943, № 1, с. 7—16.
137. *Лисицина Г. А., Раудонис Н. А.* Особенности окolorудных изменений на уран-молибденовых и золотых месторождениях одного рудного узла.— В кн.: Геология и вопросы генезиса урановых месторождений. М., 1968, с. 95—108.
138. *Лисицина Г. А., Раудонис Н. А.* Кварц-альбитовый тип окolorудных изменений вмещающих пород на гидротермальных уран-молибденовых месторождениях.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 162—170.
139. *Лыков А. В.* Теория сушки. М., Госэнергоиздат, 1950.
140. *Ляхович В. В.* Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., Недра, 1972.
- 141. *Маракушев А. А.* Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты.— Вестник МГУ. Вып. 5, 1973.
142. *Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии.* М., Наука, 1975. 304 с.
143. *Метасоматизм и его место в истории геологического развития земной коры/Э. А. Багдасаров, М. М. Василевский, Ю. В. Казыцын и др.*— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 7—14.
144. *Минералогия и генезис Чобыгалахского месторождения оловоносных скарнов.*— В кн.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии/Б. Л. Флоров, А. В. Дорофеев, Б. Я. Бичус и др. Новосибирск, 1974, с. 3—41.
145. *Миллер Р. Л., Дж. С. Кан.* Статистический анализ в геологических науках. М., Мир, 1965.
146. *Миловский А. В., Матвеева С. С.* Поведение элементов в процессе гранитизации пород.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3, с. 3—22.
147. *Мирошниченко А. А., Фомичев В. И., Кузнецова Е. И.* Метасоматиты Саякского рудного района Прибалхашья. Алма-Ата, Наука, КазССР, 1971.
- 148. *Мишин В. И., Скублов Г. Т.* Минералого-геохимические исследования с использованием фактографической информационно-поисковой системы.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, Вып. 2, 1977, с. 252—259.
149. *Морковкина В. Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., Наука, 1967.
150. *Москалева С. В.* Проблема гипербазитов.— В кн.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972.
151. *Наковник Н. И.* Грейзены.— В кн.: Измененные окolorудные породы и их поисковое значение/Тр. ВСЕГЕИ, М., Госгеолгиздат, 1954, с. 53—81.
152. *Наковник Н. И.* О новом типе окolorудных изменений.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 86, вып. 6, 1957, с. 713—716.
153. *Наковник Н. И.* О некоторых закономерностях метасоматических процессов.— Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1967, с. 92—97.
154. *Наковник Н. И.* Вторичные кварциты СССР. 2-е изд., М., Недра, 1968.
155. *Наковник Н. И.* О новом взгляде на вторичные кварциты, о гидротермально-измененных породах и вопросах, с ними связанных.— Изв. АН АрмССР, сер. геол., № 1, 1959.
156. *Наковник Н. И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. 1-е изд., М., Недра, 1964.
157. *Наковник Н. И., Янишевский Е. М., Николаев Н. И.* К вопросу об изучении так называемых вторичных кварцитов Казахской степи.— Изв. ВГРО. Т. 50, вып. 100, 1931, с. 1541—1544.
158. *Нарвайт Г. Э.* Метаморфизм и метасоматизм вмещающих пород месторождения Бошекуль.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 131—138.

159. *Наторхин И. А., Архипова А. И., Батуев Б. Н.* Петрология талнахских интрузий. Л., Недра, 1977.
160. *Наумов Г. Б., Дорофеева В. А.* Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов.— *Геохимия*, 1975, № 2, с. 248—258.
161. *Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л.* Справочник термодинамических величин (для геологов). М., Атомиздат, 1971.
162. *Нечеухин В. М.* Вулканические горные породы восточной части Баймакского района (Южный Урал) и некоторые особенности их метаморфизма.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 329—345.
163. *Никитин В. Д.* Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов.— *Зап. ЛГИ*. Т. 40, вып. 1, 1959, с. 77—94.
164. *Никитин В. Д.* К дискуссии о влиянии вмещающих пород на тип минерализации эндогенных месторождений.— *Зап. Всесоюз. минер. о-ва*. Ч. 88, вып. 5, 1959, с. 604—609.
165. *Никольский А. П., Каукин Б. В.* Метаморфизм железорудной формации докембрия юго-западной части Русской платформы.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, Наукова думка, 1969, с. 145—155.
166. *Овчинникова Л. В., Овчинников Л. Н.* Нескарновые метасоматиты и их роль в формировании скарново-рудных месторождений Урала.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1974, т. 12—22.
167. *Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А., Скрябин В. Ю.* Структурно-геохимический анализ условий формирования окологематитовых метасоматитов одного из месторождений Сибири.— *Геология рудных месторождений*, 1976, № 6, с. 44—58.
168. *Омельяненко Б. И.* Некоторые особенности процессов низкотемпературных околорудных изменений и попытка их систематизации.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 152—161.
169. *Омельяненко Б. И.* Классификация метасоматических пород на формационной основе. В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 12—13.
170. *Омельяненко Б. И.* Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях.— В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., 1966, с. 275—321.
171. *Омельяненко Б. И.* О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов.— *Геол. рудн. месторожд.* Т. 17, № 3, 1975, с. 34—43.
172. *Омельяненко Б. И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978.
173. *Омельяненко Б. И., Масыгутов Б. А.* Березитизация пород вблизи урановых рудных тел.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 10, 1969, с. 95—108.
174. *Омельяненко Б. И., Лисицина Г. А., Наумов С. С.* О формационной самостоятельности низкотемпературных натровых метасоматитов (эйситов).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1974, с. 160—171.
175. *Омельяненко Б. И., Лисицина Г. А., Наумов С. С.* О формационной самостоятельности низкотемпературных натровых метасоматитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 54—55.
176. *Основные закономерности размещения и развития внутриконтинентальных вулканогенных цепей юга Дальнего Востока.*— В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока/С. Г. Котляр, Л. М. Алексеев и др. Владивосток, 1970, с. 25—27.
177. *О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов/В. И. Казанский, В. А. Крупеников, Б. И. Омельяненко, А. К. Прусс.*— *Геол. рудн. месторожд.*, 1968, № 1.
178. *Перчук Л. Л.* Некоторые закономерности высокотемпературных послемагматических процессов интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966, с. 148—155.

179. *Петров Б. В., Макрыгина В. А.* Геохимия процессов регионального метаморфизма в условиях высоких давлений.—В кн.: Междунар. геохим. конгресс, 1971. М., т. 3, кн. 1, 1972, с. 291—299.
180. *Плющев Е. В.* Калиевый метасоматоз в кварцевых диоритах Тарбагатай.—Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 89, вып. 3, 1960, с. 353—359.
181. *Плющев Е. В.* Прогнозное значение региональной гидротермально-метасоматической зональности.—В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 125—126.
182. *Плющев Е. В.* Региональные метасоматические формации—связующее звено между геологическими и рудными формациями.—В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 16—17.
183. *Плющев Е. В., Калиничева Л. И.* Геохимический аспект минералообразования.—В кн.: Проблемы геохимии, Л., 1975, с. 61—72.
184. *Плющев Е. В., Ушаков О. Н.* Приповерхностный гидротермальный метаморфизм в девонских породах Ц. Казахстана.—Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 96, вып. 6, 1967, с. 652—661.
185. *Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Структурно-вещественный принцип классификации метасоматов.—Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 101, вып. 2, 1972, с. 190—203.
186. *Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Формационный анализ эпипород на основе концепции об уровнях организации вещества.—В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1975, с. 24—33.
187. *Поваренных А. С.* Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, Наукова думка, 1966.
188. *Поспелов Г. Л.* Проблемы эндогенной динамической флюидитологии.—Геология и геофизика. Т. 1 и 2, № 11 и 12, 1962, с. 9—20, с. 3—18.
189. *Поспелов Г. Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, Наука, 1973.
190. *Предовский А. А.* Основные факторы и особенности метаморфогенно-гидротермального рудообразующего процесса.—В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1, Киев, 1972, с. 123—125.
191. *Проблемы генезиса ультрабазитов Урала.*—В кн.: Глубинное строение Урала/Д. С. Штейнберг, Л. Д. Булыкин, А. А. Ефимов и др., М., 1968.
192. *Проблемы развития советской геологии.*—Труды ВСЕГЕИ, новая серия. Т. 177, 1971. 334 с.
193. *Пэк А. А.* О динамике ювенильных растворов. М., Наука, 1968.
194. *Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.* Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня.—Геология и разведка, т. 15, № 1, 1973, с. 52—63.
195. *Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.* О роговиковых полях Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении.—В кн.: Минер. фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с. 242—252.
196. *Радиогеохимические исследования. Методические рекомендации.* М., Недра, 1974.
197. *Ревердатто В. В.* Магматизм как причина метаморфизма в складчатых областях.—Геол. и геофиз., 1976, № 3, с. 23—32.
198. *Розенбуш Х.* Описательная петрография. М., Горгеонефтеиздат, 1934.
199. *Розенцвит А. О.* Гидротермальная аргиллизация пород в Восточном Забайкалье.—Докл. АН СССР, № 3, 1960, с. 599—602.
200. *Романович И. Ф.* Месторождения талька СССР, М., Недра, 1973. 221 с.
201. *Романчев Б. П.* Температуры щелочных расплавов.—В кн.: IV Семинар по геохимии магматических пород. М., 1978, с. 28—29.
202. *Pb/Sr возраст гранитов рапакиви Южной Карелии.*—Тезисы докладов XIX сессии «Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы/И. М. Горохов, Ю. Л. Ронкин, О. П. Лепехина, Р. З. Левковский. М., 1975.
203. *Рудник В. А.* Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л., Недра, 1966.

204. Рудник В. А., Терентьев В. М. Щелочные метасоматиты зон региональных разломов — новый тип околорудных измененных пород.— В кн.: Материалы ко II конф. по околорудному метасоматозу. Л., 1966, с. 174—177.
- * 205. Рундквист Д. В. Формационный анализ при прогнозировании месторождений.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1972, с. 21—27.
206. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1971. 324 с.
207. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975.
208. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 103, вып. 3, 1974, с. 289—304.
209. Русинов В. Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М., Наука, 1972.
210. Самойлов В. С. Карбонатиты. М., Наука, 1977.
211. Сапрыкин Е. П. Поведение рудогенных элементов при метаморфизме.— Геологич. журнал. Т. 35, вып. 1, 1975, с. 18—26.
212. Сапрыкин Е. П. О двух формах связи гидротермальной минерализации с метаморфизмом.— Геологич. журнал. Т. 35, вып. 6, 1972, с. 94—108.
- * 213. Сапрыкин Е. П., Федчин Ф. Г. О двух типах вертикальной метасоматической зональности.— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока, Владивосток, 1971, с. 185—188.
- * 214. Сапрыкин Е. П., Василенко Г. П., Мездрич Б. М. Миграция элементов в искусственном термоградиентном поле.— Геохимия, 1976, № 10, с. 1570—1576.
- * 215. Скублов Г. Т., Орлов И. В., Авдеев А. В. Опыт проведения площадной геохимической съемки в Агадырском рудном районе (Центральный Казахстан).— Сов. геология, 1970, № 2, с. 80—90.
- * 216. Скублов Г. Т. Особенности распределения химических элементов в комагматических вулканогенных и интрузивных образованиях Каргалинской кольцевой структуры (Центральный Казахстан). Автореф. дис., Л., 1974. 25 с.
217. Скублов Г. Т., Марин Ю. Б., Ванштейн Б. Г. Петрохимическая эволюция интрузивных формаций.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1977, № 5, с. 606—628.
218. Скублов Г. Т., Денисенко В. К. Ассоциация сопутствующих рудных элементов вольфрамовых месторождений.— Вестник ЛГУ, 1978, № 6, с. 30—40.
- * 219. Скублов Г. Т., Белонин М. Д. Выделение рудных узлов и зон при геохимическом картировании.— Сов. геология, 1978, № 4, с. 100—111.
220. Славская А. И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. Львов, Изд-во АН УССР, 1957. 95 с.
221. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., Недра, 1974.
222. Соколов Г. А., Комаров П. В. О связи грейзенов и их оруденения со скарнами.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения, М., 1968, с. 35—41.
223. Степанов Г. Н. Тонкополосчатые везувиан-магнетит-флюоритовые породы в скарнах одного из районов Приморья.— В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 73—76.
224. Стрыгин А. И. Вопросы систематики, генезиса и рудоносности альбититов.— Геологич. журнал. Т. 20, вып. 2, 1970, с. 109—120.
225. Субботин К. Д., Ганзеева Л. В. Типы редкометалльных метасоматитов краевых частей щитов и платформ (на примере Русской платформы).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование/Труды III конференции по околорудному метасоматизму. М., Недра, 1974, с. 36—42.
226. Тектоника МНР. М., Наука, 1974.
227. Типы трендов и изоморфных замещений в авгитах вулканических ассоциаций/Л. Н. Дуденко, И. Я. Центр, Н. А. Румянцева и др.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, вып. 4, 1977, с. 403—416.
228. Уилкс С. Математическая статистика. М., Наука, 1967.

229. *Ультраосновные и основные интрузии Печенги*. М.—Л., изд. АН СССР, 1961.
230. *Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях*/В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. П. Козырев и др. М., Атомиздат, 1972.
231. *Ушаков О. П.* К вопросу о происхождении калиевых пород эффузивного облика (калишлатофиров) на примере Ц. Казахстана.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Ч. 101, вып. 1, 1972, с. 67—74.
232. *Фаворская М. И., Томсон И. Н.* Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. М., Наука, 1977.
233. *Федоров Е. С.* О петрографической номенклатуре. Записка, представленная в бюро VII Международного геологического конгресса в ответ на приглашение высказаться по озаглавленному вопросу. М., 1897. 11 с.
234. *Федоров Е. С., Никитин В. В.* Богословский горный округ. Описание в отношении его топографии, минералогии, геологии и рудных месторождений. С.-Петербург, 1901. 475 с.
235. *Фишкин М. Ю.* Пропилиты Береговского рудного района в Закарпатье, их минералогические фации и генезис.— Вопросы литологии и петрографии. 1969, кн. 1, с. 134—140.
236. *Хазов Р. А.* Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья.— Труды Ин-та геологии Кар. филиала АН СССР, вып. 15, Л., Наука, 1973. 87 с.
237. *Харман Г.* Современный факторный анализ. М., Статистика, 1972.
238. *Хмара А. Я.* Роль процессов метасоматоза в изменении ультрабазитов и формирования месторождений автофиллит-асбеста.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970, с. 299—305.
239. *Цыпуков О. П., Ломбо Д.* О золотоносности минерализованных зон в Северо-Западном Хэнтее (МНР).— В кн.: Ежегодник 1972. Сибирский институт геохимии, Иркутск, Наука, 1973.
240. *Шарапов И. П.* Применение математической статистики в геологии. М., Недра, 1965.
241. *Шабынин Л. И.* О некоторых контактово-реакционных образованиях в гипербазитах.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Т. 1, 1963, с. 84—87.
242. *Шейнина Г. А.* Роль точности анализа при исследовании природных закономерностей.— В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 4, Л., 1972, с. 74—77.
243. *Шипулин Ф. К.* К теории контактового метаморфизма.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3, с. 5—27.
244. *Шор Г. М., Воробьев В. П., Гирин Ю. П.* Уран и торий в осадочных отложениях Скифско-Туранской платформы.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 45—52.
245. *Штернберг А. А.* Экзоклав на 700 °С и 3000 кг/см².— В кн.: Гидротермальный синтез кристаллов. М., Наука, 1968, с. 203—212.
246. *Щерба Г. Н.* Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М., Недра, 1968, с. 378—440.
247. *Экзогенные эпигенетические месторождения урана*/С. Г. Батулин, Е. А. Головин, О. И. Зеленова и др., редактор А. И. Перельман. М., Атомиздат, 1965.
248. *Экспериментальные исследования в области глубинного петрогенезиса*. М., Наука, 1976.
249. *Эпштейн Е. М., Анисеева Л. И., Михайлова А. Ф.* Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии.— В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород. М., Госгортехиздат, 1961. Т. 122, с. 116—272.
250. *Ярошевский А. А.* Дифференциация элементов. Геологический словарь. Т. 1, М., Недра, 1973. 234 с.
251. *Яценко Н. Я., Файзуллин Э. С.* Некоторые вопросы методики крупномасштабного геохимического картирования.— В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1969, с. 190—197.
252. *Ahilfeld F.* Zink and Wolfram. Stuttgart, Enke, 1958, p. 212.

253. *Brey G., Green D.* The role of CO₂ in the Genesis of Olivine Melilitite. *Contr. to Miner. and Petrol.* vol. 40, N 2, 1975, pp. 93—114.
254. *Burbank W. S.* PRE—ore propylitization silvertown Caldera Colorado. *Geol. Surv. Prof. Paper*, vol. 190, N 400-B, 1960, pp. B12—B13.
255. *Du Rietz T.* Peridotites, serpentines and soapstones of Northern Sweden. *Geol. fornl i Stockholm Förhandl.* 1935, 57, H. 2, pp. 133—260.
256. *Eggler D.* CO₂ as a volatile component of the mantle: the system Mg₂SiO₄—SiO₂—H₂O—CO₂. In: *Physics and chemistry of the earth*, vol. 9, 1975.
257. *Fougue F., Machel-Levy A.* Mineralogie mickographique roches eruptives francaises. Paris, 1879, p. 503.
258. *Joder H.* Relationship of melilitite—bearing rocks to kimberlite: a preliminary report on the system akermanite—CO₂. In: *Physics and chemistry of the earth*, vol. 9, 1975.
259. *Jones W. R.* Tinfield of the world. Mining publications, London, 1925, pp. 423.
260. *Koster van Groos A.* The effect of high CO₂ pressures on an alkalic rock and its bearing on the formation of alkalic ultrabasic rocks and the associated carbonatites. *Am. J. Sci.*, vol. 275, N 2, pp. 163—185.
261. *Koster van Groos A. F., Willie P.* Liquid immiscibility in the join NaAlSi₃O₈—CaAl₂Si₂O₆—Na₂CO₃—H₂O. *Am. J. Sci.* vol. 273, N 6, 1973, pp. 465—487.
262. *Lovering T. S., Shepard A. O.* Hydrothermal alteration zones caused by halogen acid solutions East Tintic district, Utah. *Amer. Journ. of Science*, vol. 258—A, 1960, pp. 215—229.
263. *Michel-Levy M. A.* Classification des magmas des roches eruptives. Paris, 1897, p. 377.
264. *Mysen B., Boettcher A.* Melting of a hydrous mantle. *Journ. of Petrol.*, vol. 16, N 3, 1975, pp. 520—593.
265. *Phillips A. H. and Hess H. S.* Metamorphic differentiation at contacts between serpentine and siliceous country rocks.—*Amer. Min.*, 1936, 21, N 5, pp. 333—362.
266. *Read H. H.* On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland Islands.—*Min. Mag.*, 1934, 23, pp. 519—540.
267. *Rosenbusch H.* Mikroskopische physiographie. Stuttgart 1977, S. 576.
268. *Schwartz G. M.* Argillic alteration and ore deposits. *Econ. Geol.*, vol. 51, N 5, 1956, pp. 407—414.
269. *Stemprok M.* Petrografie a vertikalni rozsah mineralizace v Cinovcke sulove Klenbe. *Sbornik Geol. Ved.*, rada LG, sv. 5, 1965, s. 7—106.
270. *Walter L.* Experimental studies of Bowen's decarbonation series. II. P—T Univariant equilibria on the "Monticellite" and "Acermanite" reactions. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 261, N 5, 1963, pp. 488—500.
271. *Wodzicki A.* Migration trace elements during contact metamorphism in the Santa Rosa Range, Nevada, and its bearing on the origin of ore deposits associated with granitic intrusions.—*Miner. deposita*, 1971, 6, N 1, pp. 49—64.
272. *Wyllie P.* Experimental studies of carbonatite problems: the origin and differentiation of carbonatite magmas. In: *Carbonatites*, New York, John Wiley, 1966, pp. 311—352.
273. *Wyllie P., Tuttle O.* The system CaO—CO₂—H₂O and the origin of carbonatites. *J. Petrol.*, vol. 1, 1960, pp. 1—46.
274. *Wyllie P., Huang W.* Carbonation and melting reaction in the system CaO—MgO—SiO₂—CO₂ at Mantle pressure with Geophysical and Petrological application. *Contr. to Miner. and Petrol.* vol. 54, N 2, 1976, pp. 79—108.
275. *Zirkel F.* Lehrbuch der Petrographie. Bonn, 1866, S. 635.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Акрезиты 57, 58, 59
Альбиты 21, 63
Альбитофиры 21
Аномалия геохимическая 119, 120
— аддитивная 120
— мультипликативная 120
Апограниты 22
Аргиллизация 211
Аргиллизиты 17, 239
Ассоциация геохимическая полиэлементная 119
— типоморфная 122
— антагонистическая 122
- Березитизация 195, 196
Березиты 18
- Вариация концентраций 80
Вектор координатный оптимальный 86
Вторичные кварциты 18, 37, 44
- Гидротермалиты 203
Главная плоскость 88
Грейзены 18, 37, 39
Гумбеиты 23, 65
— калиевые 65
— натриевые 62, 65, 68
- Закон Кларка—Вернадского 122
Зональность метасоматическая диффузионная 220
- Интерстициально-объемная (форма проявления метасоматитов) 57
- Калишпатиты 22
Калишпатофиры 22
Каркас пород жесткий 9
Карта геохимическая моноэлементная 120
— полиэлементная 119
— полиэлементная специализированная 125
Коэффициент вариации (вариационный) 84, 125
Коэффициент дисперсности распределения элементов 125
Коэффициент концентрации 120
— корреляции 123, 125
- Листвениты 239
- Метасоматиты алюмо-кремнистые 57
Метасоматиты региональные 49
Метасоматиты редкощелочнометалльные селективно калиевые 160
Метасоматиты флюорит-везувияномагнетитовые 186
Метасоматиты хлоритит-талкиитовые 171, 173
Метасоматические кварциты 60
Метод главных компонент (главных осей) 91, 124
Микроклиниты 63
- Направление вариаций главное (ведущий тренд) 86, 87
- Область природная 79
— элементарная 79
Ортоклазиты 58
Отрезок вариаций длина 87
Оценка погрешностей 88
- Пропилиты 16, 19, 20
Пространство вариаций 81, 82
— состояний 81
- Система геохимическая 81
— квазиодноосная 89
— квазиднородная 89
— многоосная 85
Система геохимическая одноосная 82, 83
— простая 82
— сложная 82
— химически однородная 82
Система метасомо-апикально-интрузивная 239
— ололожильная 239
Система метасомо-контактово-метаморфическая 239
Система метасомо-магматическая 238, 239
— метасомо-приповерхностная 239
— метасомо-тектоническая 239
Скарнды 58, 186
Скарны 20, 186, 239
— известковые 186, 188
— магнезиальные 186, 188

Состояние системы 81
Стандартизация переменных 90
Структура геохимической системы 82

Талькиты 172

Факторные составляющие содержания химических элементов 125

Факторный анализ 124

Факторы распределения химических элементов 122

— статистические 125

Фельдшпатовиты 22

Фениты 66, 240

Формационно-генетический ряд метасоматических пород компенсированный 69

Формационно-генетический ряд метасоматических пород некомпенсированный 62, 65

Формация альбититов 148

— аргиллизитовая (аргиллизитов) 70

— березитов 64, 65

— гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов 68

— гумбеитов 52, 62, 64, 65, 68

— кварц-альбитовых метасоматитов (кальмалитов) 59, 61

— кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (каммалитов) 59, 61

Формация кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов (кпомалитов) 56, 57

Формация метасоматическая 31

— региональная 31, 32

— фенитов 66, 67

Хлоритит 173

Эллипсоид вариаций 88

Элипорода 13, 14, 15, 25

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Э. А. Ланда)	3
Список сокращений минералов	6
Раздел I	
Геологическое картирование метасоматизированных пород	
Глава 1. Принципы и методы картирования региональной метасоматической (эпигенетической) зональности (Е. В. Плюшев, О. П. Ушаков)	7
Глава 2. О принципах и методах геологического картирования регионально развитых метасоматических пород (на примере Енисейского кряжа) (Г. М. Беляев, Н. Н. Румянцев, Г. В. Куликова)	49
Глава 3. Опыт картирования аргиллизитовой формации (на примере Хингано-Баджалского вулканогенного пояса, Дальний Восток) (Л. Н. Беляева, В. А. Максимовский)	70
Раздел II	
Методы геохимического изучения метасоматизированных пород	
Глава 4. Математические методы анализа вариаций состава метасоматических образований (Л. Н. Дуденко, Д. А. Додин, Ю. Е. Вишневская)	78
Глава 5. Методы геохимического картирования в районах развития метасоматически измененных пород (Г. Т. Скублов)	118
Глава 6. Минералого-геохимические факторы и перспективная оценка рудоносных метасоматитов (И. Г. Минеева, В. М. Писаревский, А. С. Клочков)	148
Раздел III	
Рудоносные метасоматические формации	
Глава 7. Региональные селективно калиевые редкощелочнометалльные метасоматиты пегматитовых полей — новая метасоматическая формация троговых зон докембрия (В. В. Гордиенко, Л. Ф. Сырицо, В. Г. Кривовичев, А. М. Ахмедов, И. А. Жукова, Л. П. Ильина, А. П. Белодилецкий)	160
Глава 8. Никеленосные хлоритит-талкитовые метасоматиты Печенги (Ю. Е. Вишневская)	171
Глава 9. Метасоматическая и рудная зональность Питкярантского района (А. М. Ларин, Ж. Д. Никольская)	185
Глава 10. Золотоносные метасоматиты Северной Монголии (П. В. Коваль, О. П. Цыпуков)	193
Глава 11. Функциональная связь локальной минерализации с региональными метасоматитами как основа прогнозирования оловянного оруденения (на примере южного Сихотэ-Алиня) (Е. П. Сапрыкин)	199
Глава 12. Принципы количественной оценки рудоносности аргиллизированных пород (Г. Т. Волостных, И. С. Михайлова)	210
Раздел IV	
Экспериментальные, методические и теоретические исследования в области метасоматизма	
Глава 13. Экспериментальное изучение диффузионной метасоматической зональности в ультрамафитах при воздействии на них кальцийсодержащих водных растворов (В. И. Ваганов, А. А. Тимофеев, Е. П. Грамнецкий)	219
Глава 14. Особенности эволюции состава перовскитов в щелочно-ультраосновных породах массива Африканда (Э. А. Багдасаров)	227
Глава 15. Метасомо-магматическая система ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (Э. А. Ланда)	238
Список литературы	250
Предметный указатель	262

3518

1p. 200k.

HEPATA