

*Л. В. Таусон*

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ТИПЫ  
И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ  
РУДОНОСНОСТЬ  
ГРАНИТОИДОВ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

*Л. В. Таусон*

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ТИПЫ  
И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ  
РУДОНОСНОСТЬ  
ГРАНИТОИДОВ

2137



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1977



**Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.** Таусон Л. В., М., 1977.

В монографии рассматриваются общие закономерности геохимической истории редких и рудных элементов в гранитоидах. При этом особое внимание уделено факторам кристаллохимического рассеяния редких элементов в процессе кристаллизации магматических расплавов и особенностям эманационной дифференциации в гранитоидных интрузиях различного морфологического типа.

Табл. 72. Илл. 16. Библ. 251 назв.

*Лев Владимирович Таусон*

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ**

Утверждено к печати Институтом геохимии СО АН СССР

Редактор издательства *О. А. Харнас*. Художник *Т. К. Самигулин*  
Художественный редактор *С. А. Литвак*. Технический редактор *Ю. В. Рылина*  
Корректоры *Т. В. Гурьева, В. С. Федечкина*

Сдано в набор 14/XII 1976 г. Подписано к печати 10/VI-1977 г.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага № 1. Усл. печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 19,4  
Тираж 2200. Т-09955. Тип. зак. 4398. Цена 2 р. 10 к.

Издательство «Наука». 117485, Москва, Профсоюзная ул., 94а

2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

*Светлой памяти учителя —  
академика  
Александра Павловича  
ВИНОГРАДОВА  
посвящаю*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

На современном этапе развития геологии происходит переоценка многих привычных понятий и представлений. Сторонники новой глобальной тектоники иногда говорят даже о научной революции в современной геологии. Основой возникающей в настоящее время новой системы взглядов является признание реальности грандиозных глубинных процессов дифференциации вещества мантии Земли, сопровождающихся перемещениями огромных масс вещества и энергии и являющихся в конечном счете первопричиной всех геологических явлений.

О значении этих процессов, протекающих на разных уровнях мантии Земли, 30 лет назад писал академик А. Н. Заварицкий: «Глубинные процессы представляют явление, несравненно более мощное, чем те нарушения поверхностных слоев, которые мы привыкли объединять в понятие тектоники собственного смысла слова, как бы грандиозны последние ни казались для нашего человечества масштаба. Поэтому если эти две категории явлений находятся в причинной связи, то придется признать, что глубокие движения литосферы могут быть причинами (первичными), а складчатость, разрывы и альпийская тектоника в земной коре — следствиями (вторичными)» [49].

По предположениям некоторых исследователей [249], действующие в течение десятков и сотен миллионов лет конвекционные потоки вещества и энергии поднимаются из нижней мантии Земли, а может быть, — и с границы ядра и мантии и на поверхности литосферы отражаются в виде так называемых горячих точек.

В последние годы стало ясно, что высоконагретые продукты дегазации и селективного плавления вещества мантии Земли проникают в земную кору по зонам глубинных разломов. При этом, в зависимости от геологического положения и строения этих глобальных структур, глубины их проникновения в мантию Земли и интенсивности тектонических процессов, в них меняются масштабы и характер процессов дегазации и селективного плавления вещества мантии, а также состав образующихся при этом базальтоидных расплавов.

Масштабы проникновения в земную кору базальтоидных селективных выплавов из вещества мантии Земли велики. В связи с этим возникли новые представления об условиях образования многих магматических пород (в том числе и гранитоидов), а также об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. Многие исследователи считают, что мантия Земли должна рассматриваться как один из важнейших источников рудного вещества. При этом предполагается, что в земную кору оно может проникать не только с базальтоидными расплавами, но и в виде самостоятельных интрателлурических растворов [85].

В последние годы выявлена большая петрогенетическая и металлогенетическая роль калиевых базальтоидов (латитовые магмы). Во внутриконтинентальных подвижных зонах в этапы тектоно-магматической активизации латитовые магмы обуславливают не только петрогенетические и металлогенетические особенности базальтоидного магматизма, но и характер и интенсивность гранитного магматизма и оруденения, связанного с ним.

При анализе условий формирования эндогенного оруденения большинство исследователей справедливо считают, что одним из главных источников рудного вещества являются магматические породы. В настоящее время не вызывают сомнения генетические связи месторождений хромитов с ультраосновными породами, редкометалльных грейзенов — с купольными частями гипабиссальных гранитных плутонов и др. Однако чаще связи эндогенных рудных залежей с материнскими магматическими расплавами менее очевидны, так как до отложения рудное вещество обычно перемещается на значительные расстояния от источника с помощью эманаций, выделяемых интрузией при ее вьедрениии, становлении, кристаллизации и остывании.

Генетическая связь интрузий с эндогенным оруденением издавна являлась одной из важнейших проблем геологии и геохимии. Значение ее неизбежно возрастает в ближайшие годы в связи с другой важнейшей особенностью развития современной геологии — возникновением противоречия между повышающимся спросом и сокращением разведанных запасов минерального сырья. В эпоху научно-технической революции потребление многих видов минерального сырья увеличилось в десятки раз. Многочисленные оценки перспектив развития экономики на ближайшие десятилетия неизменно указывают на сохранение тенденции роста потребления минерального сырья. По нашим представлениям, к 2000 г. запасы большинства металлов должны быть увеличены.

В этих условиях естественную тревогу вызывает тенденция к снижению эффективности поисково-разведочных работ, наблюдающаяся прежде всего в старых, экономически освоенных, рудных районах. Эту опасную тенденцию впервые, почти 30 лет назад, отметил крупнейший советский геолог академик

С. С. Смирнов. Он писал: «Это резкое снижение эффективности поисковых работ, очевидно, обусловлено исчерпанием фонда «легкооткрываемых» месторождений... Почти никто не сомневается, что даже в самых «старых», наиболее хорошо исследованных районах, заключается еще немало запасов, но последние приурочены к рудным телам, прикрытым мощными наносами и вообще «слепым», т. е. не имеющим выхода на поверхности коренных пород» [144].

Несмотря на возможности некоторого прироста запасов за счет открытия месторождений, прикрытых чехлом рыхлых отложений, практическая геология должна быть готова к тому, что уже в недалеком будущем восполнение запасов минерального сырья должно будет осуществляться за счет месторождений, не обнаруживающихся на поверхности коренных пород. Переход к поискам таких слепых, глубокозалегающих рудных залежей потребует создания принципиально новой методологии, основанной на более глубоком знании закономерностей образования эндогенных месторождений полезных ископаемых и использующей в полной мере современные достижения геологии, геофизики и геохимии.

С этой точки зрения первостепенную важность приобретает знание условий, при которых интрузии магматических пород, прежде всего гранитоидов, могут быть потенциально рудоносны на те или иные полезные ископаемые, а также установление критериев, которые показали бы степень рудной продуктивности этих перспективных интрузивов.

Проблемы потенциальной рудоносности и рудной продуктивности массивов изверженных горных пород (прежде всего гранитоидов) имеют не только большой научный интерес, но и большое практическое значение. Вместе с тем эти проблемы должны рассматриваться как часть геохимии редких элементов в изверженных горных породах. Как показывают расчеты, в состоянии промышленного концентрирования обычно находится только 1/10 000 часть рудного вещества. Поэтому в земной коре атомы редких и рудных элементов в основном рассеиваются в решетках породообразующих и аксессуарных минералов и по существу захоронены в кристаллизующихся изверженных горных породах. Только очень малая часть атомов редких элементов, связанная с летучими компонентами ( $H_2O$ , F, Cl,  $CO_2$  и др.), мигрирует вместе с ними при эманационной дифференциации магм, которая может приводить к концентрированию редких и рудных элементов в определенных частях интрузий на магматической стадии и отщеплению рудоносных эманаций на позднемагматической и постмагматической стадиях.

Еще на начальных этапах становления геохимии ее основоположники В. И. Вернадский и В. М. Гольдшмидт изучали пространенность ряда редких элементов в различных изверженных горных породах. Особенно интенсивные исследования в этом

направлении развернулись в послевоенные годы. Важнейшими проблемами были выявление закономерностей распространения редких элементов в главных типах изверженных горных пород, установление особенностей геохимического развития редких элементов при дифференциации и кристаллизации магм, определение условий, при которых интрузии потенциально рудоносны, а также условий дегазации потенциально рудоносных интрузий.

Исследования по геохимии редких элементов в изверженных горных породах, выявление критериев потенциальной рудоносности магматических комплексов и изучение связи интрузий с оруденением проводятся практически во всех крупнейших геохимических центрах мира. В Советском Союзе центром этих исследований являлся Институт геохимии и аналитической химии АН СССР им. В. И. Вернадского. В этом институте автор с 1947 г. начал изучение геохимии редких элементов в гранитоидах Горного Алтая, а затем Центрального Тянь-Шаня. Итоги этих исследований были приведены в монографии автора «Геохимия редких элементов в гранитоидах» [158], где на примере гранитоидов Сусамырского батолита и ряда других магматических комплексов были рассмотрены главные закономерности геохимической истории редких элементов в процессах кристаллизационной дифференциации абиссальных батолитов, палингенных гранитов извещково-щелочного ряда — самого распространенного геохимического типа гранитоидов. Важным итогом этого первого этапа исследований явился анализ условий изоморфного и неизоморфного рассеяния редких элементов в гранитоидах.

В последние 20 лет исследования по геохимии редких элементов в изверженных горных породах автор продолжал в возглавляемом им Институте геохимии СО АН СССР в Иркутске.

Организуя этот Институт в Сибири, автор видел главную задачу в изучении геохимии эндогенных процессов и прежде всего эндогенного рудообразования, направленного на выявление основных геохимических закономерностей этих процессов и создание научных основ геохимических методов поисков глубоководных эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Естественно, что одним из главных направлений в деятельности нового института стало изучение геохимии редких элементов в изверженных горных породах и прежде всего в гранитоидах. Были также изучены особенности геохимии редких элементов в различных типах основных и ультраосновных пород, включая траппы Сибири и базальтоиды Камчатки.

Исследования по геохимии редких элементов были проведены в гранитоидах Восточного и Западного Саяна, Северного и Южного Прибайкалья, Центрального и Восточного Забайкалья, Северо-Востока СССР, а также Монголии и Чехословакии.

Отличительными особенностями нашего подхода к решению этих проблем явилось применение количественных методов при изучении геохимии редких элементов в изверженных горных породах, учет геологического положения и истории формирования массивов изверженных горных пород. Особенно большое внимание уделяли геохимической истории летучих компонентов магм. Изучение особенностей эманационной дифференциации магм в гипабиссальных интрузиях позволило установить реальность существования низкотемпературных гранитных расплавов, насыщенных летучими и редкими элементами и кристаллизующихся при температурах на 200—250° ниже, чем нормальные гранитоиды. Субвулканические кристаллизаты этих низкотемпературных гранитных расплавов обнаружены в Восточной Монголии и в Восточном Забайкалье (онгониты). Этот комплекс исследований позволил создать геохимическую классификацию гранитоидов и теорию их потенциальной рудоносности и рудной продуктивности.

В последние годы геохимия редких элементов в изверженных горных породах неоднократно рассматривалась на международных и всесоюзных симпозиумах. Первое, достаточно широкое обсуждение этих проблем проведено в декабре 1957 г. в Москве на I симпозиуме, посвященном геохимии редких элементов, в связи с проблемой петрогенезиса. В мае 1967 г. в Париже был созван II Международный симпозиум по проблемам геохимии редких элементов в изверженных горных породах. В июне 1970 г. в Иркутске на второй сессии Совета по геохимическим поискам специальный симпозиум рассмотрел проблему потенциальной рудоносности гранитоидов, а в октябре 1974 г. в Карловых Варах (Чехословакия), в рамках координационной программы МАВАМ, был проведен Международный симпозиум, посвященный проблемам связи кислого магматизма с эндогенным оруденением.

За 20 лет, прошедших после I Московского симпозиума, накоплен обширный материал, позволяющий выделить главные геохимические типы изверженных горных пород, объединяемых общностью происхождения и геологического положения, сходством химического и минерального состава, а также сходной потенциальной рудоносностью и рудной продуктивностью.

Вследствие обширности рассматриваемых проблем, обилия материала и его неодинаковой ценности не приведены подробные геохимические характеристики изучавшихся автором (или его сотрудниками) массивов изверженных горных пород. Кроме того, не рассмотрены достаточно подробно особенности поведения отдельных редких элементов на магматическом этапе их геохимической истории, а также геохимия редких элементов во всех типах изверженных горных пород.

В своей работе автор уделит внимание следующим проблемам геохимии редких элементов в гранитоидах.

1. Закономерности миграции и распределения редких и рудных элементов при дифференциации и кристаллизации магм гранитоидного состава.

2. Геохимическая типизация гранитоидов.

3. Геолого-геохимический анализ потенциальной рудоносности гранитоидов.

Создание этого труда было бы невозможно без существенного вклада учеников автора — В. С. Антипина, М. Н. Захарова, В. И. Коваленко, В. Д. Козлова, М. И. Кузьмина, Л. Л. Леоновой, З. И. Петровой, Л. Л. Петрова, Э. И. Пополитова, Л. В. Соловьевой, О. Д. Ставрова, Ю. П. Трошина и многих других. Огромные объемы аналитических исследований были бы невыполнимы без усилий блестящих коллективов аналитиков СибГЕОХИ во главе с Я. Д. Райхбаумом, Н. Ф. Лосевым, В. П. Афониним, В. Д. Цыханским.

Автор пользуется возможностью принести свою глубокую благодарность всем своим ученикам, коллегам и соратникам за труд, сделавший возможным написание этой книги.

Эта работа не могла быть сделана без неоценимой помощи верного друга автора — Надежды Николаевны Таусон, которой он приносит самые теплые чувства своей признательности.

## ВВЕДЕНИЕ

Исследования геохимии редких элементов в изверженных горных породах охватывают проблемы большой теоретической и практической значимости. Они способствуют выявлению главных закономерностей дифференциации вещества мантии и земной коры и кристаллизационной дифференциации магматических расплавов различного состава и генезиса. Без них невозможно решение проблемы источников рудного вещества — одной из важнейших в теории эндогенного рудообразования.

Являясь одним из главных источников рудного вещества, магматические расплавы далеко не всегда могут генерировать рудообразующие растворы. Поэтому знание особенностей геохимической истории редких и рудных элементов при кристаллизационной дифференциации магм оказывается решающим при анализе условий потенциальной рудоносности магматических комплексов. Выявление связей между оруденением и материнскими интрузиями невозможно без установления закономерностей миграции редких элементов на поздне- и постмагматических этапах истории интрузивов.

Закономерности геохимической истории редких элементов в магматических процессах наиболее четко выявляются при количественном анализе распределения редких элементов в генетически связанных сериях пород (магматических комплексах). При этом необходим предварительный тектоно-магматический анализ особенностей образования, становления и кристаллизации интрузивов магматического комплекса. Это позволит учитывать глубину становления и размеры интрузивов, от чего в большой степени зависят кинетика и масштабы процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации магматических расплавов, а также особенности их дегазации на магматическом и постмагматическом этапах.

Геохимическая история редких элементов в процессах кристаллизации и дифференциации магматических расплавов определяется двумя главными процессами. Основная часть атомов редких элементов (более 99% их массы) при кристаллизации

магматических расплавов захватывается кристаллизующимися пороодообразующими и аксессуарными минералами и захоранивается в них. Меньшая часть атомов этих элементов (по-видимому, не более 1%), образующих достаточно прочные соединения с летучими компонентами магм, может накапливаться в остаточных расплавах и вместе с летучими выделяться в самостоятельную паро-газовую фазу, миграция вещества которой определяет эманационную дифференциацию магматических расплавов. Этим, вероятно, объясняется тот факт, что промышленные концентрации в земной коре образуют всего 0,01—0,02% всей массы рудных элементов. Поэтому наряду с установлением главных факторов кристаллохимического рассеяния редких элементов в минералах изверженных горных пород первостепенное значение приобрел анализ условий эманационной дифференциации магматических расплавов и выявилась исключительная роль в этих процессах летучих компонентов магм.

Оценивая роль летучих в магматическом процессе, необходимо обратить внимание на два важных обстоятельства. Во-первых, в отличие от рудных и редких элементов, захороненных почти нацело в изверженных горных породах, летучие компоненты магмы в основном, по-видимому, удаляются из кристаллизующихся интрузий. Во-вторых, некоторые из летучих компонентов, несмотря на незначительное абсолютное содержание, выступают как интенсивные модификаторы силикатных расплавов, способные существенно изменить их структуру и теплофизические свойства. Особенно это относится к воде.

Как известно, при кристаллизации интрузий гранитоидного состава в них остается всего около 1% воды [149], 0,08—0,10% фтора [30] и только 0,02% хлора [229]. Содержание воды в недегазированных силикатных расплавах базальтоидного состава 2—3%. Сопоставление масс земной коры и гидросферы показывает, что вода составляет не менее 7% массы литосферы. Весьма вероятно, что часть воды современной гидросферы образовалась за счет вещества протоатмосферы на начальных стадиях развития Земли. Кроме того, возможно, некоторое ее количество привнесено в океан интрателлурическими растворами, особенно интенсивно проникающими к поверхности Земли в зонах срединно-океанических хребтов. Однако если принять даже минимальное содержание воды в базальтоидных расплавах (2%), станет очевидно, что при кристаллизации магм из расплавов удаляется не менее половины находившейся в них воды.

Из других летучих весьма показательное распределение хлора. При очень низком содержании в изверженных горных породах (0,02%) в гидросфере наблюдается его огромный избыток, во много раз превышающий количество хлора, которое могло быть привнесено в океан при разрушении горных пород. Расчеты показывают, что в гидросфере и эвапоритах суммарное количество хлора достигает  $5 \cdot 10^{22}$  г, т. е. около 0,2% массы лито-

сферы. Возможно, что часть хлора могла быть привнесена в гидросферу при эксгаляционных процессах в зонах океанических рифтов. Однако если даже предположить, что таким путем в гидросферу попало около половины хлора океана и эвапоритов, то его содержание в магматических расплавах должно составить не менее 0,1%. При сопоставлении этой величины с наблюдаемым средним содержанием хлора в изверженных горных породах становится очевидным, что не менее 80% хлора магматических расплавов удалено из них при кристаллизации.

Вероятно, в таких же количествах из расплавов удаляется и углекислота. Среди других летучих, достаточно обильных в магматических расплавах, по-видимому, только фтор в значительной степени захоранивается в изверженных горных породах и частично покидает интрузии при их дегазации.

Модифицирующая роль воды и фтора в отношении структуры силикатных расплавов имеет большое петрогенетическое значение. Влияя на структуру кремнекислородной сетки расплавов и на длину цепей кремнекислородных тетраэдров, вода (и в меньшей мере фтор) резко изменяет вязкость расплавов и температуру их кристаллизации. Это обуславливает необычайно высокую динамичность магматических расплавов, структура которых может существенно изменяться как при подъеме магмы, так и при кристаллизации. Насыщенность магматических расплавов летучими компонентами, а также масштабы и кинетика процессов эманационной дифференциации магм в значительной мере определяют их потенциальную рудоносность, а особенности дегазации потенциально рудоносных интрузий — их рудную продуктивность. Таким образом, проблема связи оруденения с магматизмом не может быть правильно решена без учета геохимической истории летучих компонентов на магматическом и постмагматическом этапах истории рудоносных интрузивов. Вместе с тем необходимо иметь в виду, что только для некоторых типов эндогенных рудных залежей наблюдается прямая связь с интрузивами. Для большинства же эндогенных рудных месторождений связи чаще определяются как парагенетические.

Магматические расплавы, потенциально способные быть источником рудного вещества, могут иметь различное происхождение и исходный состав — от подкоровых базальтоидных и ультраосновных расплавов до палингенных ультракислых гранитоидов. Анализ генетических связей между интрузиями и оруденением затрудняется еще и тем, что, кроме магматического источника рудного вещества, могут быть выделены еще два принципиально отличных источника: интрателлурические потоки вещества из верхней мантии Земли и вадозо-термальные растворы, образующиеся в осадочно-метаморфическом слое земной коры.

Идея о существовании интрателлурических эманаций [85], отделяющихся от мантийного вещества в процессе его дегазации, получила широкое признание в последние годы, особенно

благодаря исследованиям в срединно-океанических хребтах и зонах глубинных разломов на континентах. Высокая интенсивность поступления глубинных эманаций в зонах срединно-океанических хребтов была продемонстрирована многими исследователями. Обобщение накопленных данных позволило Н. М. Страхову [154] рассчитать среднюю скорость поступления эксгаляционных железа и марганца в зонах срединно-океанических хребтов. Как показали эти расчеты, скорость поступления эксгаляционных Fe и Mg в Срединно-Атлантическом хребте составляет 1,80, в Индо-Океанском хребте — 3,44, в Восточно-Тихоокеанском поднятии — 15,56 мг/см<sup>2</sup> за 1000 лет.

Мантийное происхождение приписывается и высоконагретым хлоридно-натриевым рассолам с повышенными концентрациями тяжелых металлов, прежде всего железа и марганца (скважины близ оз. Солтон-Си в Калифорнии, во впадинах Атлантик II, Дискавери и др. в Красном море и на п-ове Челекен в Каспийском море).

Некоторые исследователи предполагают, что такие потоки высоконагретого вещества обладают высокой активностью и способны вызвать даже расплавление горных пород земной коры. Весьма важно предположение В. В. Аверьева [3] о существовании термоаномалий, формирование которых обусловлено восходящими потоками горячих флюидов, не связанных с магматическими очагами и отделяющихся от мантийного вещества при более глубинных процессах в мантии Земли. В последнее время эти представления в трансформированном виде развиваются Уилсоном [249] в теории мантийных плюмажей и горячих точек.

Роль интрателлурических потоков вещества в эндогенном рудообразовании на континентах изучена пока очень мало. Однако можно предполагать, что в ближайшее время будут установлены геохимические особенности полей аномальных концентраций рудного вещества, возникших благодаря деятельности этих мантийных эманаций.<sup>1</sup>

По-видимому, не менее важным источником рудного вещества могут быть нагретые вадозные воды в основном хлор-кальциевого состава, отличающиеся достаточно высокой химической активностью при растворении, переносе и отложении рудного вещества. Большая роль этих вадозо-термальных растворов как источников вещества для рудных месторождений в последние годы подчеркивалась Ф. В. Чухровым [188], Я. Н. Белевцевым [10] и А. И. Тугариновым [172]. Однако масштабы заимствования рудного вещества этими растворами из осадочно-метаморфических толщ оценить количественно пока весьма трудно.

Среди трех главных источников рудного вещества магматический источник, несомненно, — основной, хотя эндогенные рудные месторождения приурочены далеко не ко всем массивам изверженных горных пород. Это относится и к гранитоидам, с

которыми обычно генетически связывают большинство месторождений цветных, рудных и благородных металлов.

Поэтому естественно возникает вопрос, в каких случаях гранитоидные магмы могут быть источником рудного вещества? При анализе связи оруденения с гранитным магматизмом необходимо выделить два аспекта: каковы геологические и геохимические особенности возникновения и развития потенциально рудоносных магматических очагов (потенциальная рудоносность гранитоидов)? При каких геологических условиях потенциально рудоносные интрузии способны генерировать рудные концентрации (рудная продуктивность потенциально рудоносных гранитоидов)?

В течение длительного времени считали, что оруденение обычно связано с интрузиями, образованными в результате кристаллизации гранитоидных магм, изначально существенно обогащенных тем рудным элементом, месторождения которого генетически связаны с данной интрузией. Еще несколько лет назад в отечественной литературе широко использовали (иногда применяют и сейчас) термин «металлогеническая специализация магм», подчеркивающий обязательную обогащенность соответствующим рудным элементом расплавов, служивших источником рудного вещества.

Идея о металлогенической специализации магм настойчиво проводилась рядом петрографов [102], хотя постепенно число рассматриваемых ими элементов уменьшалось. Как указывали в 1964 г. В. С. Коптев-Дворников и М. Г. Руб [76], имеющийся материал, особенно по гранитоидам формации малых глубин, заставляет многих исследователей признавать геохимическую специализацию по отношению по крайней мере к таким элементам, как Be, Li, B, F, Nb, Ta, Sn, W, и видеть в ней первую причину, определяющую возможности рудообразования.

Однако количественные геохимические исследования по распространенности рудных и редких элементов в изверженных горных породах, прежде всего в гранитоидах, подтвердили, что концентрации рудных элементов в различных гранитоидах отличаются незначительно [159], обычно в 2 раза, и это определяется чаще всего возможностями накопления некоторых элементов в апикальных частях интрузий.

Многочисленные исследования показали, что во многих случаях месторождения свинца, цинка, молибдена, золота и других цветных и редких металлов связаны с гранитоидами, которые характеризуются обычными содержаниями этих элементов (а иногда и более низкими). Примером могут служить данные о распространенности ряда рудных элементов в разновозрастных комплексах гранитоидов Восточной Сибири, основанные на результатах обработки нескольких тысяч анализов (табл. 1).

Протерозойские комплексы: Восточный Саян — саянский, игнокский, туникский, оютский; Северное Прибайкалье — прель-

ский. Палеозойские комплексы: Северное Прибайкалье — конкудеро-мамаканский, Восточное Забайкалье — верхнеундинский, Западное Забайкалье — джидинский, Восточный Саян — бугульминский, холдерминский; Тува — таннуольский. Мезозойские комплексы: Восточное Забайкалье — шахтаминский, амуджикано-сретенский, кукульбейско-харалгинский, амананский, Западное и Восточное Забайкалье — гуджирский и куналейский. Как известно, в Восточной Сибири основные месторождения

Т а б л и ц а 1

Среднее содержание рудных элементов (в  $\gamma/\text{г}$ ) в гранитоидных комплексах Восточной Сибири \*

| Возраст комплекса                             | Sn  | Be  | Mo  | Pb | Zn |
|---|-----|-----|-----|----|----|
| Протерозой (5)                                | 5,6 | 4,3 | 1,8 | 22 | 66 |
| Палеозой (6)                                  | 3,9 | 2,3 | 1,6 | 16 | 57 |
| Мезозой (6)                                   | 4,9 | 3,7 | 2,0 | 23 | 47 |
| Средний гранит<br>(по А. П. Виноградову [30]) | 3,0 | 5,5 | 1,0 | 20 | 60 |

\* Цифры в круглых скобках — число комплексов.

олова, вольфрама, молибдена, свинца и цинка генетически связаны с мезозойскими гранитоидами. Однако (см. табл. 1) по содержанию рудных элементов они практически не отличаются от более древних безрудных гранитов.

Среди мезозойских комплексов Забайкалья особенно высокой потенциальной рудоносностью обладают кукульбейско-харалгинский и гуджирский. Однако значительные отличия в содержании рудных элементов по сравнению с другими комплексами в них не наблюдаются (табл. 2). Среди приведенных данных выделяются только повышенные содержания бериллия в кукульбейско-харалгинских гранитоидах, особенно по сравнению с амананским комплексом. Однако рудопроявления бериллия в этом районе скорее связаны с гранитоидами гуджирского и куналейского комплексов, а месторождения молибдена — с гранитоидами гуджирского и амуджикано-сретенского комплексов, хотя в последних содержания молибдена значительно меньше, чем в большинстве гранитоидов других комплексов.

В настоящее время единственным элементом, для которого признают наличие «металлогенической специализации», является олово, а гранитоиды, с которыми связывается оловянное оруденение, называют оловоносными. Однако, как и для большинства рудных элементов, образующих устойчивые соединения с летучими, потенциальная оловоносность гранитоидов объясняется иными причинами.

Отрицание «металлогенической специализации», естественно, не касается металлогенических различий между главными типами изверженных горных пород и между основными и кислыми магмами. Потенциальная рудоносность любого магматического очага определяется особенностями концентрации рудного вещества при эманационной дифференциации магм. Главными же факторами дифференциации магматического вещества, в том числе и эманационной, следует считать исходный состав расплава, содержание в нем летучих, размеры магматического очага

Т а б л и ц а 2  
Среднее содержание рудных элементов (в  $\gamma/\text{г}$ )  
в мезозойских гранитоидах Забайкалья

| Магматический комплекс<br>(возраст)    | Sn  | Be  | Mo  | Pb | Zn |
|--|-----|-----|-----|----|----|
| Амананский ( $J_1$ — $J_2$ )           | 4,6 | 1,7 | 2,0 | 13 | 63 |
| Куналейский ( $J_2$ )                  | 4,6 | 2,6 | 2,6 | 22 | 53 |
| Гуджирский ( $J_2$ — $J_3$ )           | 5,7 | 4,0 | 2,5 | 20 | 50 |
| Шахтаминский ( $J_2$ )                 | 2,9 | 3,0 | 1,8 | 25 | 41 |
| Амуджикано-сретенский ( $J_3$ )        | 5,0 | 4,6 | 1,6 | 30 | 39 |
| Кукульбейско-харалгинский<br>( $J_3$ ) | 6,3 | 6,8 | 1,4 | 30 | 37 |

и глубину, на которой происходит кристаллизационная дифференциация интрузий. В случае гранитоидов одним из важнейших факторов, по-видимому, следует считать также способ их образования.

В настоящее время большинство исследователей признают возможным образование гранитов тремя различными путями. Основная масса гранитоидов, особенно в фанерозое, образовалась в результате палингенного плавления вещества континентальной коры. Меньшая их часть, развитая преимущественно в подвижных поясах, могла возникнуть в результате дифференциации магм основного или среднего состава, селективно выплавившихся из вещества верхней мантии Земли. Некоторое количество гранитоидов, вероятно, достаточно значительное на ранних этапах геологической истории Земли, могло возникнуть в результате ультраметаморфизма и гранитизации пород кристаллического основания континентальной коры. Однако для разрешения вопросов, касающихся особенностей дифференциации и потенциальной рудоносности магм, разделение гранитоидов на эти три типа недостаточно.

Количественные исследования по геохимии редких элементов и летучих компонентов показали, что палингенные гранитоиды, так же как и граниты, являющиеся производными базальто-

идных магм, могут весьма значительно различаться по составу в пределах одной генетической группы. Поэтому при рассмотрении особенностей состава гранитоидов необходимо наметить их геохимические типы. Имеющиеся в настоящее время данные по геохимии редких элементов в изверженных горных породах дают возможность подразделить гранитоиды на девять геохимических типов.

Среди главных факторов кристаллизационной и эманационной дифференциации магматического вещества, кроме состава (геохимического типа), важную роль играют размеры и глубина становления интрузий. С этой точки зрения, используя имеющийся петрологический опыт, можно выделить три главных типа гранитоидных интрузий: абиссальные батолиты, мезоабиссальные батолиты и гипабиссальные интрузии.

Абиссальные гранитные батолиты формируются преимущественно *in situ*, на значительных глубинах (более 10 км), в относительно спокойной тектонической обстановке. Для них характерны значительные размеры и гомогенность составов главных интрузивных фаз. Летучие компоненты магм вместе с частью атомов редких элементов концентрируются в наиболее поздних интрузивных фазах.

Распределение редких элементов регулируется главным образом кристаллизационной дифференциацией, которая протекает в этих интрузиях с наибольшей полнотой и приводит к значительным различиям в содержаниях многих редких элементов между крайними членами магматических серий. При этом в кислых дифференциатах интенсивно накапливаются элементы, кристаллохимически связанные с калием (Pb, Ti, Rb и др.) или образующие устойчивые соединения с летучими (Li, Be, Sn и др.), и уменьшается содержание элементов, кристаллохимически связанных с магнием и железом (Zn, Cu, Ni, Co и др.).

Весьма важная особенность распределения редких элементов в гранитоидах абиссальных батолитов — низкие дисперсии концентрации элементов. В среднем — это величина в абиссальных батолитах в два раза меньшая, чем в интрузиях мезоабиссального типа, и в несколько раз меньшая по сравнению с гипабиссальными интрузиями.

Кроме того, для абиссальных батолитов весьма характерно интенсивное накопление летучих компонентов в поздних кислых дифференциатах, формирующихся в глубинных частях интрузий. Вследствие низкого значения градиента давления летучих фаз эманационный транспорт вещества в апикальные части интрузий практически отсутствует. Летучие компоненты и связанные с ними редкие элементы отжимаются в глубинные части интрузий, как и остаточные расплавы, образующиеся в процессе кристаллизационной дифференциации.

Следовательно, направленность процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации в этих интрузиях совпа-

дает. При внедрении кислых дифференциатов этих батолитов в верхний структурный этаж в виде гипабиссальных интрузий условия эманационной дифференциации последних, естественно, подчиняются уже иным закономерностям.

В мезоабиссальных гранитных батолитах, формирующихся на значительно меньших глубинах (6—8 км) и относящихся к группе перемещенных, процессы кристаллизационной дифференциации обычно угнетены, что связано с иной кинетикой дифференциации — обычно неспокойной тектонической обстановкой кристаллизации магматических расплавов и возможностью дегазации этих интрузий на магматической стадии. Поэтому для поздних дифференциатов мезоабиссальных гранитоидов нехарактерно столь резкое накопление одних и убывание концентрации других элементов, как для абиссальных.

Нестабильность условий кристаллизации магматических расплавов в мезоабиссальных батолитах в сочетании с меньшей глубиной их формирования облегчает дегазацию интрузий. Поэтому поздние кислые дифференциаты в этих батолитах обычно содержат меньше летучих, чем гранитоиды главных фаз. Относительно высокий градиент давления флюидных фаз, возникающий при разрешении тектонических напряжений в процессе становления и кристаллизации интрузий, может приводить к локальной миграции летучих компонентов и связанных с ними редких элементов в верхние части магматических камер. В некоторых случаях образование таких локальных очагов или зон эманационного концентрирования может способствовать образованию штокверков или протяженных зон с рассеянной минерализацией, которые часто сопровождаются большими по размеру россыпями.

Гипабиссальные интрузии, формирующиеся на глубинах 3—6 км и также являющиеся перемещенными, представляют особый интерес, так как с ними чаще всего генетически связано эндогенное оруденение. В этих интрузиях кристаллизационная дифференциация угнетена еще больше, чем в мезоабиссальных батолитах.

Главным фактором дифференциации магматического вещества является эманационная дифференциация. Поэтому наиболее важно изучение геохимической истории летучих и связанных с ними рудных и редких элементов на этапах внедрения, становления и кристаллизации интрузий.

Отделение летучих и связанных с ними рудных и редких элементов от магматических расплавов, по-видимому, начинается еще на стадии внедрения гипабиссальных интрузий. Их становление сопровождается подтоком летучих и редких элементов в апикальные части интрузий. Иногда такое эманационное концентрирование ряда редких элементов в апикальных частях гипабиссальных интрузий приводит не только к значительному росту их содержания в купольных участках, создавая иллюзии



ЛС/12

металлогенической специализации магм, но и в 10—15 раз увеличивает дисперсию концентраций редких элементов.

Насыщение купельных частей интрузий летучими, особенно водой и фтором, приводит к существенному изменению структуры расплавов, что отражается на механизме и условиях кристаллизации магм и дегазации на поздне- и постмагматическом этапах.

Если потенциальная рудоносность гранитоидных интрузий обусловлена масштабами и интенсивностью эманационной дифференциации магматического вещества при становлении и кристаллизации интрузий, то рудная продуктивность потенциально рудоносных интрузий определяется условиями и масштабами их дегазации.

Как уже указывалось, эти процессы начинаются с этапов внедрения интрузий и продолжаются в течение всей последующей их истории.

Длительность и многоэтапность поздне- и постмагматических процессов предопределяет множественность этапов отделения летучих и связанных с ними рудных и редких элементов от магматического очага и, следовательно, возможность многократного образования участков аномальных концентраций в самой интрузии и во вмещающих ее породах. Многоэтапность дегазации особенно характерна для гипабиссальных интрузий, с которыми генетически связана большая часть эндогенных рудных месторождений.

Не менее важным результатом дегазации гипабиссальных и мезоабиссальных интрузий еще на магматическом этапе является проникновение летучих, редких и рудных элементов во вмещающие толщи. Это особенно характерно для гипабиссальных интрузий гранитоидов, обогащенных летучими. В осадочно-метаморфических толщах, вмещающих эти интрузии, образуются поля аномальных концентраций ряда рудных и редких элементов, которые должны рассматриваться как эманационные ореолы таких интрузий.

Состав эманационных ореолов в значительной мере определяется геохимическим типом гранитоидов. Так, для одних гранитов (плюмазитовые редкометальные лейкограниты) главные элементы эманационных ореолов — олово, литий, фтор и в меньшей степени вольфрам, цезий, свинец и ртуть, а для других (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда) — молибден, медь, свинец, цинк, ртуть.

Содержание этих элементов в эманационных ореолах, удаленных от кровли интрузий на расстояние до 1000 м, обычно превышает фоновые всего в 2—3 раза при увеличении дисперсии их концентрации в 10—15 раз. Обычно эти ореолы имеют площадной характер, иногда повторяя подземный контур кровли интрузии, а в других случаях распространяясь вдоль зон глубинных разломов.

Разновидностью эманационных ореолов интрузий следует считать участки аномальных концентраций, образовавшиеся в пределах тектонически ослабленных зон с повышенной проницаемостью. Иногда (еще на позднемагматическом этапе) при формировании таких зон могут образовываться участки с рассеянной минерализацией, в которых концентрация некоторых рудных элементов может приближаться к промышленной.

Однако в большинстве случаев аномальные концентрации рудных и редких элементов, возникающие во вмещающих породах и в интрузиях на позднемагматическом этапе и отнесенные нами к эманационным ореолам, обычно предшествуют рудному процессу и не могут рассматриваться как прямые индикаторы рудообразования.

Аномальные концентрации, возникающие на постмагматических этапах дегазации рудоносных интрузий, могут образовываться многократно. Это определяется не только многоэтапностью дегазации, но и возможностью существования в гипабиссальных интрузиях нескольких участков, в которых могут генерироваться рудоносные растворы.

В гипабиссальных интрузиях, насыщенных летучими, с очагами низкотемпературных расплавов в верхних их частях обычно связаны высокотемпературные рудные концентрации (грейзены, скарны, высокотемпературные гидротермалиты). Такие рудные залежи сопровождаются сопряженными с ними первичными ореолами. Как и в эманационных ореолах интрузий, ведущая роль здесь принадлежит олову, вольфраму, молибдену, литию, бериллию, фтору, рубидию и в меньшей степени — мышьяку, меди и цинку. Зональность распределения элементов здесь проявлена слабо, а морфология во многом зависит от формы рудных тел.

При штокверковом оруденении первичные ореолы носят площадной характер, а при концентрировании рудного вещества в трещиноватых зонах ореолы имеют линейную форму. В ореольных участках концентрации соответствующих рудных элементов могут увеличиваться в 10—100 раз по сравнению с фоном. В такой же степени возрастают и дисперсии их концентраций. Особенности таких первичных ореолов наиболее четко проявляются в высокотемпературных месторождениях олова, вольфрама и молибдена.

Последующая дегазация очагов низкотемпературных расплавов, насыщенных летучими, в которых на постмагматическом этапе могут формироваться гидротермальные растворы, является весьма сложным, многостадийным процессом. Состав гидротермальных рудоносных растворов определяется в основном геохимическим типом гранитоидов, особенностями и масштабами предшествующих этапов дегазации интрузии и температурой, при которой происходит вскрытие очага рудоносных растворов дизъюнктивными дислокациями.

В случае многократного вскрытия очагов гидротермальных растворов в одной и той же интрузии при разных температурах в пределах одного рудного узла наблюдается не только многоэтапность рудного процесса, но иногда и образование в различных его частях месторождений рудного состава. Образующиеся при этом участки аномальных концентраций рудных и редких элементов отвечают первичным ореолам рудных тел и синрудным гидротермалитам.

Таким образом, многостадийная дегазация рудоносных интрузий предопределяет формирование в их экзо- и эндоконтактных зонах участков с аномальными концентрациями рудных и редких элементов, включая и промышленные. Знание закономерностей дегазации, геохимических особенностей состава, зональности и морфологии возникающих полей аномальных концентраций, определяющихся геохимическим типом, геологическим положением и условиями кристаллизации интрузий, позволяет создать научные основы теории формирования первичных ореолов эндогенных рудных месторождений.

Приуроченность эндогенных рудных месторождений сходного генетического типа к интрузиям гранитоидов определенного генетического типа дает представление о рудно-магматических ассоциациях. Они различаются по геологическим, минералогическим и петрографическим признакам, характеризующим материнские рудоносные интрузии и участки аномальных концентраций рудных и редких элементов, в том числе промышленные рудные залежи. Использование этих представлений в практической геологии поможет созданию новой, более эффективной методологии поисков, оценки и разведки глубокозалегающих рудных залежей.

ФАКТОРЫ  
ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ  
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ  
ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ  
ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ

При анализе рудоносности гранитоидов необходимо рассмотреть прежде всего общие факторы геохимической истории рудных и редких элементов при дифференциации и кристаллизации гранитоидных магм. Эти факторы можно разделить на три большие группы.

1. Факторы распределения редких и рудных элементов при кристаллизационной дифференциации.

2. Факторы эманационной дифференциации магм.

3. Факторы, определяемые геологическим положением, размерами, тектоническим режимом становления и кристаллизации интрузий.

Как уже указывалось, геохимическая история редких и рудных элементов при кристаллизации и дифференциации магматических расплавов характеризуется двумя главными процессами. Основная часть атомов редких и рудных элементов рассеивается в решетках порообразующих и акцессорных минералов при кристаллизации изверженных горных пород и захоранивается в них. Этот процесс может быть назван кристаллохимическим рассеянием редких и рудных элементов. Другая, меньшая часть атомов редких и рудных элементов, в связи с ограниченностью изоморфных возможностей в кристаллизующихся минералах и образованием прочных соединений этих химических элементов с летучими компонентами магм, накапливается в остаточных расплавах. На заключительных этапах кристаллизации магм эта часть атомов редких элементов имеет неизоморфные формы либо удаляется из расплава вместе с летучими при миграции последних в магматической камере и за ее пределами. В связи с этим из всех факторов распределения редких элементов при кристаллизационной дифференциации магм мы выделяем кристаллохимическое и неструктурное рассеяние.

## ФАКТОРЫ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКОГО РАССЕЯНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Особенности кристаллохимического рассеяния редких элементов по минералам пород чаще всего рассматриваются с позиций изоморфизма. На начальных этапах исследований по геохимии редких элементов в изверженных горных породах концентрация доминирующей роли изоморфизма позволила установить весьма важные общие особенности распределения редких элементов в условиях земной коры и найти сходство в поведении целых групп элементов при различных процессах.

При количественном изучении распределения редких элементов по минералам пород установлено, что для некоторых элементов изоморфная форма не может считаться единственной. Особенно это касается рудных элементов, образующих, кроме изоморфной формы, микроскопические и субмикроскопические выделения собственных минералов, а также многочисленные формы сорбционного захвата. Однако в большинстве случаев изоморфная форма, несомненно, доминирует.

Явления изоморфизма широко распространены в природе. При этом усложнение состава природных соединений вследствие изоморфизма может приводить к возникновению минералов переменного состава, обладающих свойствами смешанных кристаллов, и к образованию минералов с высокими и низкими содержаниями элементов-примесей, имеющих свойства твердых растворов. Естественно, что для геохимии редких элементов в изверженных горных породах наибольший интерес представляет вторая группа изоморфных образований. Поэтому, изучая особенности изоморфного распределения редких элементов в минералах изверженных горных пород, этот вопрос следует рассматривать не столько с точки зрения законов об образовании смешанных кристаллов, сколько в соответствии с правилами взаимозамещаемости элементов в кристаллических решетках.

Развитие этого аспекта теории изоморфизма начато В. М. Гольдшмидтом. Для взаимозамещения ионов он сформулировал три правила.

1. Для двух ионов, способных к взаимозамещению в кристаллической решетке, ионные радиусы не должны отличаться более чем на 15%.

2. Когда два иона, обладающие одинаковым зарядом, но различными радиусами, конкурируют за место в решетке, то ион с меньшим радиусом входит в решетку легче.

3. Когда два иона, обладающие одинаковыми радиусами, но различными зарядами, конкурируют за место в решетке, то ион с большим зарядом входит в решетку предпочтительнее.

Эти правила выделяют в качестве ведущих факторов изоморфизма величину радиусов ионов взаимозамещающихся элементов и их заряд.

Концепция доминирующей роли размера сформулировала В. М. Гольдшмидтом достаточно определенно: «Всякий процесс, при котором происходит образование кристаллических минералов (из расплавленных магм, из водных растворов или газов), включает в себя сортировку элементов в зависимости от величины радиусов их атомов или ионов. Поэтому одним из наиболее важных принципов распределения элементов является подбор их по величине атомов или ионов, особенно сравнительно с расстояниями решетки или внутриатомными расстояниями самых распространенных порообразующих элементов» [40]. Развивая эту концепцию В. М. Гольдшмидта, А. Е. Ферсман при определении понятия изоморфизма писал: «Изоморфией мы называем свойство элементов в кристаллической решетке замещать друг друга при условии близости размеров составляющих кристалл единиц (атомов, ионов и т. д.), тождества знака заряда и относительно близких величин их поляризации. Эндокриптей мы называем свойство элементов в рассеянном количестве входить в решетку другого (ведущего элемента) при условии близости радиусов ионов одинакового знака» [176].

Таким образом, в интересующем нас явлении (эндокриптии), по представлениям А. Е. Ферсмана, решающим фактором является только размер радиусов взаимозамещающихся ионов.

На этапе качественного изучения закономерностей нахождения редких элементов в породах и минералах земной коры эти представления и исследования В. М. Гольдшмидта сыграли очень большую роль. Введя в геохимию представления о ионных кристаллах и взаимозамещаемости ионов в силикатных структурах, он создал основы современной кристаллохимии и учения об изоморфизме.

Наряду с этими фундаментальными исследованиями, создавшими кристаллохимическую основу современной геохимии, В. М. Гольдшмидт совместно со своими учениками провел большие по объему и опромные по научной значимости исследования по геохимии редких элементов в земной коре: лития, рубидия, цезия, бериллия, скандия, галлия, германия, хрома, никеля, олова, серебра, золота, платины и др. Изучая их нахождение в метеоритах, в изверженных, метаморфических и осадочных породах, а также в минералах различного генезиса, В. М. Гольдшмидт создал первые, наиболее общие представления о геохимии редких элементов в земной коре.

В последующие годы предприняты исследования А. А. Саукова по геохимии ртути, П. К. Куроды и Е. Б. Санделла — молибдена, К. Г. Ведеполья — свинца и цинка, А. А. Беуса — бериллия, Д. М. Шоу — таллия и индия, Х. Дегенхардта — циркония, Е. Л. Хорстмена — лития, рубидия и цезия и других редких элементов. Однако они дали только качественные представления о характере их распределения при дифференциации и кристаллизации магматических очагов. Количественные исследования по

геохимии редких элементов в изверженных горных породах, начатые английскими петрологами и геохимиками С. Р. Никольдсом и Л. Р. Уэйджером, показали, что сформулированные В. М. Гольдшмидтом правила недостаточны и принцип доминирующей роли размера иона и заряда при изоморфном вхождении редких элементов на место обильных порообразующих элементов не в состоянии полностью объяснить реально наблюдаемое распределение редких примесей в порообразующих минералах изверженных горных пород.

На этом этапе несколько изменились и требования к объему необходимой информации. Если при качественных исследованиях было достаточно фиксации возможности изоморфного вхождения редкого элемента в решетку порообразующего элемента, то на количественном этапе необходимо было установить еще и изоморфную емкость порообразующих и акцессорных минералов в отношении изучаемого редкого элемента, а также оценить устойчивость при температурах поверхности Земли тех изоморфных смесей, которые образовались при температуре кристаллизации магм.

Среди дискуссионных вопросов, касающихся «размерной» концепции В. М. Гольдшмидта, следует отметить два аспекта. Некоторые исследователи полагают, что, кроме размера иона и заряда, закономерностями изоморфизма управляют и другие факторы, среди которых наиболее важен характер химической связи. Другие исследователи, основываясь на невозможности существования в кристаллах чисто ионной связи и преувеличивая иногда значение ковалентной связи, рассматривают вопрос об отказе от системы ионных радиусов, введенной впервые В. М. Гольдшмидтом, и об использовании системы орбитальных радиусов, рассчитанных на основе квантово-механических уравнений.

В последнее время Н. В. Белов, изучая условия изоморфного вхождения редких элементов в решетки порообразующих минералов, придает «размерной» концепции несколько иной аспект: «Условия принятия мельчайших количеств некоторого элемента в кристаллическую решетку на позиции, обильно занятые элементом-хозяином, всегда диктуются лишь достаточным удобством позиции, главным образом размерами помещения (отношение радиусов) и возможностью иметь соответствующее координационное число» [15]. Несмотря на некоторую неопределенность выражения «удобство позиций», оно, вероятно, больше соответствует существу явлений, хотя и не раскрывает их причинности.

В целом в настоящее время нет сомнения в том, что вхождение редких примесей в порообразующие и акцессорные минералы изверженных горных пород обусловлено комплексом причин, интегральной функцией которых является «удобство позиции», по терминологии Н. В. Белова.

Представляется, что факторы кристаллохимического (изоморфного) рассеяния редких элементов по минералам изверженных горных пород целесообразно разделить на три группы.

1. Кристаллохимические свойства элементов (характер связи, размеры взаимозамещающихся частиц и др.).

2. Особенности структуры и состава минералов.

3. Условия образования изоморфных смесей (температура, давление, концентрационные соотношения элементов и др.). Правильное решение об «удобстве позиции» элемента-примеси в решетке минерала-хозяина может быть получено только при учете роли каждого фактора.

### Кристаллохимические свойства элементов

Среди этой группы факторов основное внимание должно быть сосредоточено на характере связей, размере взаимозамещающихся частиц и их координации в кристаллических решетках.

Значение характера связей в кристаллах понимали все исследователи изоморфизма начиная с В. М. Гольдшмидта. При этом, оценивая минералы изверженных горных пород как кристаллические структуры с преимущественно ионной связью, В. М. Гольдшмидт, Л. Полинг и другие ученые считали необходимым в первую очередь установить степень их ионности. Большинство исследователей для определения этой меры ионности связей использовали концепцию электроотрицательности Л. Полинга. В этом отношении весьма показательным правилом изоморфизма, в свое время сформулированное А. Е. Рингвудом [239]: «Всякий раз, когда в кристалле возможно изоморфное замещение между двумя элементами, обладающими заметными различиями в электроотрицательности, то предпочтительнее в кристалле фиксируется элемент с меньшей электроотрицательностью. В большинстве случаев различие в электроотрицательности, необходимое для того, чтобы атомы подчинялись вышеприведенному правилу, составляет около 0,1. Когда изоморфизм встречается между элементами с одинаковой электроотрицательностью, то обычно применимы правила В. М. Гольдшмидта».

Однако, как показали многочисленные примеры, электроотрицательность не может рассматриваться как единственная мера оценки сходства или различия в характере связей взаимозамещающихся элементов. Наилучшим примером служит пара калий — таллий. Размеры их ионов достаточно близки ( $K^+—1,33$ ,  $Tl—1,49$  Å), а электроотрицательности различаются весьма значительно ( $K—0,8$ ,  $Tl—1,5$ ). Можно было бы ожидать, что таллий только в весьма ограниченных количествах входит как изоморфная примесь в калиевые минералы, однако проведенное нами количественное изучение особенностей распределения таллия в гранитоидах показало, что таллий замещает калий в его

минералах почти с такой же легкостью, как и рубидий, имеющий с калием равную электроотрицательность.

Не менее показателен пример калия и свинца. При количественном изучении распределения свинца по минералам гранитоидов установлено, что он в значительных количествах изоморфно входит в калиевые полевые шпаты, несмотря на то, что электроотрицательность  $Pb^{2+}$  в два раза выше, чем калия (1,6).

Аналогична пара магний—цинк. При близости размеров ионных радиусов ( $Mg^{2+}$ —0,78,  $Zn^{2+}$ —0,83 Å) цинк изоморфно замещает магний и в гранитоидах почти целиком концентрируется в магниевых силикатах (биотит и роговая обманка), несмотря на то, что электроотрицательности магния и цинка различаются весьма существенно ( $Mg$ —1,2,  $Zn$ —1,7).

Эти примеры показывают, что для сценки характера связей элементов в кристаллических решетках прибегать только к одному показателю—электроотрицательности явно недостаточно. Вместе с тем в настоящее время, когда природа химической связи не может быть описана только с позиций ионной и ковалентной моделей взаимодействия элементов, статическая природа электроотрицательности не позволяет до конца раскрыть сущность возникающих связей.

Сложность взаимодействия атомов химических элементов в кристаллических структурах наглядно проявляется на примере пары кремний—кислород. Исходя из электроотрицательностей этих элементов, Л. Полинг [132] полагал, что в силикатах связь между кремнием и кислородом ионная только наполовину. Экспериментально определенные в кристаллах расстояния между кремнием и кислородом изменяются в довольно широких пределах—от 1,5 до 1,9 Å. Между тем при ионном характере связи Si—O это расстояние должно составлять  $\sim 1,7$  Å, а при ковалентном  $\sim 1,6$  Å. Однако наиболее важно, что расстояния между кремнием и кислородом могут изменяться в пределах одного кристалла. Так, например, Н. В. Белов и его сотрудники [12] еще более 25 лет назад нашли, что в оливине межатомные расстояния между кремнием и кислородом составляют 1,603; 1,789 и 1,895 Å. Вполне логично сделать заключение, что характер связи между атомами кремния и кислорода, находящимися на расстоянии 1,603 и 1,895 Å, различен. В первом случае он должен быть более ковалентный, а во втором—более ионный.

Различия в характере связи между атомами кислорода и кремния в силикатах подтверждаются при рассмотрении распределения рентгеновской электронной плотности в кристаллах, например, кварца.

Обобщение имеющихся данных по длине связей между кремнием и кислородом в силикатах позволило М. Г. Воронкову [31] прийти к выводу, что связи Si—O можно разделить на три типа.

1. Длинные связи со значительной степенью ионности; межатомное расстояние 1,73 Å.

2. Короткие связи, приближающиеся к двойным; межатомное расстояние 1,53 Å.

3. Средние связи примерно на 40% ионные; среднее расстояние 1,63 Å.

При этом, по существующим представлениям, внутренние связи в кремнекислородных комплексах, осуществляемые через мостиковый кислород ( $\text{Si—O—Si}$ ), имеют наибольшую ковалентную составляющую, в то время как связи внешних кислородов в цепях тетраэдров ( $\text{Si—O—Me}$ ) гибридизированы в меньшей степени и более ионные.

Для оценки характера связи между кремнием и кислородом неменьший интерес представляют данные об эффективных зарядах атомов кремния и кислорода в кремнеземе и силикатах. По имеющимся оценкам [175], эффективные заряды кремния в силикатах, определенные методом смещения  $K_{\alpha_{1,2}}$ -дублета, в среднем составляют +1,36, а методом смещения сателлита  $K_{\alpha_4}$ -дублета +1,57. Эффективный заряд кислорода в силикатах уже давно некоторыми исследователями оценивался в  $-1$  [89]. Вместе с изменчивостью валентного угла мостикового кислорода в  $\text{Si—O—Si}$  (от  $130$  до  $180^\circ$ ) все приведенные данные свидетельствуют о промежуточном характере связей кремния и кислорода в силикатах.

В целом можно предполагать, что внутренние связи  $\text{Si—O}$  в кремнекислородных комплексах, осуществляемые через мостиковый кислород, могут считаться ионными не более чем на 40—50%, в то время как связи внешних кислородов кремнекислородных тетраэдров, по-видимому, имеют не менее 70% ионной составляющей. Благодаря этому в сложных силикатных структурах связи катионов и кислорода в координационных полиэдрах могут иметь преимущественно ионный характер.

Характер связи в силикатах в значительной степени влияет на решение вопроса о системе размерности взаимозамещающихся частиц. Если принять предположение о значительной роли в связях  $\text{O—Me}$  ионной составляющей, то при расчетах должна преимущественно рассматриваться система ионных радиусов. В случае же преобладания в гибридизированных связях ковалентной составляющей, по-видимому, правомерно использование атомных орбитальных радиусов [90].

С этой точки зрения весьма важен вопрос об изоморфных взаимоотношениях между кремнием и алюминием в алюмокремневых силикатах. Как известно, ионные радиусы кремния и алюминия значительно различаются (на 46,2%), хотя в смесиности этих элементов каких-либо ограничений не наблюдается. По атомным орбитальным радиусам кремний и алюминий различаются всего на 23,2%, и в этом случае возможности их совершенной смесиности существенно возрастают, особенно при высоких температурах кристаллизации силикатов. При температурах

кристаллизации магм, как справедливо указывал В. С. Соболев [148], размерные границы изоморфизма значительно возрастают и изоморфными оказываются элементы, ионные радиусы которых различаются весьма значительно.

В этом отношении особенно показательно образование изоморфных смесей калия и натрия в полевых шпатах. Можно предполагать, что в этих минералах связи калия и натрия имеют преимущественно ионный характер. Однако ионные радиусы их различаются на 36%, т. е. более чем в два раза превышают предел изоморфизма, установленный В. М. Гольдшмидтом. В результате этого образовавшиеся при высоких температурах кристаллизации магм калиево-натриевые полевые шпаты при понижении температуры распадаются. Этот пример и аналогичные случаи изоморфизма между элементами со значительно различающимися размерами взаимозамещающихся частиц показывают, что ограничения, введенные В. М. Гольдшмидтом, вряд ли столь жестки.

Вместе с тем сравнение размеров ионных и атомных орбитальных радиусов иногда позволяет судить о характере связей в силикатах. Например, как уже указывалось, в калиевых полевых шпатах регулярно наблюдается изоморфная примесь свинца, который замещает в них калий. Электроотрицательности свинца и калия резко различны (1,6 и 0,8). Не менее значительны отличия и их атомных орбитальных радиусов (на 43%), в то время как ионные радиусы  $K^+$  и  $Pb^{2+}$  всего на 5%.

Проведенные нами опыты по селективному выщелачиванию свинца из калиевых полевых шпатов показали, что и при температурах земной поверхности весь свинец в них прочно связан в виде изоморфной примеси и селективными растворителями не выщелачивается. Естественно предположить, что в подобной устойчивой изоморфной смеси таких химически различных элементов, как свинец и калий, их связи с атомами кислорода должны иметь преимущественно ионный характер и в качестве размерности взаимозамещающихся ионов должны быть приняты ионные радиусы.

Учитывая совершенный изоморфизм кремния и алюминия в широком диапазоне температур, можно предположить, что различия между размерами взаимозамещающихся частиц в силикатах могут достигать 25%. При более значительных различиях (25—40%) образующиеся изоморфные смеси могут быть совершенными при высоких температурах, но ограничены при температурах дневной поверхности.

Подобный подход к различиям в размерности взаимозамещающихся частиц позволяет концепции «удобства позиции» (по Н. В. Белову) приобрести несколько иной аспект, так как в минералах все составляющие атомы стремятся быть в «благоприятногазовой форме» [18]. У основных конститuentов силикатов (Si, Al, Mg, Ca, Na и K) эта «благоприятногазовая» форма дости-

гается за счет обычных валентных взаимоотношений с преимущественным развитием ионного типа связей в координационных многогранниках. При определении изоморфных возможностей в силикатах элементов длинных периодов системы Д. И. Менделеева положение значительно усложняется. Как указывает Н. В. Белов, во всех катионах первого, 18-членного, периода — от  $K^+$  до  $Ge^{2+}$ ,  $As^{5+}$  и  $Se^{6+}$  — в качестве валентных фигурируют в основном лишь  $s$ - и  $p$ -электроны;  $d$ -электроны участвуют лишь частично.

Анализируя особенности химических связей элементов этого периода, Н. В. Белов пишет: «Для катионов (точнее, для более положительных атомов) стремление иметь последнюю, наружную, оболочку по типу благородного газа реализуется не одним, а по меньшей мере двумя способами. Если ионизирующийся атом по своему номеру близок к предшествующему благородному газу, то избыточные электроны теряются целиком и поступают на вооружение анионного (более отрицательного) партнера. Если расстояние от предыдущего стандарта (благородного газа) велико, то после отдачи небольшого числа  $s$ - и  $p$ -электронов тем же анионным партнерам катион формирует вокруг себя оболочку следующего стандарта — благородного газа — менее откровенным путем». «Для первого большого периода Менделеевской системы — (Ar) K, Ca...Se, Br (Kr) — стандартами служат аргон с восемью электронами и криптон с 18 электронами; соответственно «катионы» начиная с железа после предварительной потери валентных электронов стремятся к 18-электронной криптоновой оболочке с помощью донорно-акцепторного механизма» [18].

Этот донорно-акцепторный механизм Н. В. Белов демонстрирует на примере цинка, имеющего в собственных минералах обычно четверную координацию, несмотря на крупный размер ионного радиуса. Потеряв два валентных электрона,  $Zn^{2+}$  сохраняет десять  $d$ -электронов и для криптоноподобной конфигурации нуждается в восьми электронах, которые он может получить только по донорно-акцепторному механизму. В сульфидных минералах эти восемь электронов он получает от четырех анионов серы. Однако при его вхождении в виде изоморфной примеси на место магния в железо-магниевого силикатах ситуация для цинка существенно усложняется, ибо магний здесь имеет шестерную координацию. Эту координацию цинк может принять только в том случае, если необходимые ему восемь электронов он получит от четырех ионов кислорода, два из которых являются мостиковыми, и двух ионов гидроксидов. Следовательно, цинк в заметных количествах может изоморфно войти только в гидроксилсодержащие железо-магниевого силикаты (биотит и рогувон обманку). Изучение распределения цинка по минералам изверженных горных пород подтверждает, что минералами-концентраторами цинка могут служить только слюды и амфиболы.

В гранитах 90% цинка пород связано с биотитами и роговыми обманками. В более основных породах уровень концентрации цинка в амфиболах во много раз больше, чем в пироксенах и ортосиликатах.

Вынужденное шестерное координирование цинка в силикатах, вероятно, возможно только при высоких температурах кристаллизации магм. При более низких температурах, по-видимому, распадаются образовавшиеся изоморфные смеси. Подтверждением этого является то, что при селективном выщелачивании (без разрушения решетки) из гранитоидов и гранитных биотитов в раствор извлекается свыше 80% находящегося в них цинка.

Кроме гидроксилсодержащих силикатов, «удобные позиции» для цинка могут создаваться, например, в гранитах, для которых установлена возможность замены в них до 25% островных групп  $(\text{SiO}_4)^{4-}$  на равновеликие и равнозарядные  $(\text{OH})_4^{4-}$ . Являясь дополнительной возможностью для цинка, это облегчает вхождение и в магниевые октаэдры высоковалентных ионов  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{Sn}^{4+}$ ,  $\text{Nb}^{5+}$  и  $\text{Ta}^{5+}$ .

Принцип «удобства позиции», определяемый особенностями необходимой элементу электронной конфигурации, особенно отчетливо выявляется при анализе изоморфных возможностей в силикатах таких редких элементов, как молибден и вольфрам. Анализ «удобства позиции» был дан Н. В. Беловым: «Более любопытны причины, влекущие такие элементы, как молибден и вольфрам, в лейкократовые минералы и оставляющие их там. Здесь играют роль как раз особенности строения их электронной оболочки, которые («по квантовой химии») таковы, что для  $\text{Mo}^{4+}$  и  $\text{W}^{4+}$  требуют шестерной координации в виде тригональной призмы. Именно эту возможность позволяет им осуществить структура плагноклазов с искаженными кубами для кальция (натрия)» [14].

Приведенный материал показывает, что размерные различия взаимозамещающихся частиц в силикатах влияют на возможности изоморфных замещений только в определенной мере. Однако, по-видимому, более важно «удобство позиции» для данной примеси в минерале, определяющейся электронной конфигурацией, которая возникает при вхождении редкой примеси на место элемента-хозяина.

В отношении кристаллоэнергетических зависимостей мы полностью разделяем взгляды Н. В. Белова, который в одной из своих замечательных работ указывал: «Все энергетические характеристики химических соединений и минералов устанавливаются для (потенциальных) реакций, в которых вещества реагируют примерно в равных (одного порядка) молекулярных отношениях, когда еще не входит в силу парадокс Гиббса, говорящий геохимику о том, что все эти небольшие разности — порции энергии если и не становятся исчезающими, то отходят на второй план по сравнению с тем ростом энтропии рассеива-

емой энергии, которая «выделяется» при рассеянии вещества и которая определяется выражением  $RT \ln C$ , что обозначает около 30 калорий при рассеянии  $10^{-6}$ . Грубо говоря, тот выигрыш в энергии, которого ищут все кристаллоэнергетики при суждении о том, в какую сторону пойдет реакция при явлениях рассеяния, мал по сравнению с той энергией, которую нужно затратить, чтобы выделить один моль, один грамм-атом вещества из состояния рассеяния с использованием могучей современной химической технологии» [15].

Следует добавить, что по существующим в настоящее время представлениям в силикатных расплавах еще до их кристаллизации порообразующие элементы, прежде всего кремний, связаны в так называемые сиботаксические группировки и образуют протяженные цепочки, ленты и даже сетки из кремнекислородных тетраэдров. Поэтому на этапе кристаллизации и появления обособленных минеральных выделений, состоящих даже из одних порообразующих элементов, высвобождается только часть энергии образующихся кристаллических решеток. Доля же редких элементов в энергетическом балансе этих процессов неизмеримо меньше и вряд ли когда-нибудь превысит погрешность расчетов.

При рассмотрении значения кристаллохимических свойств элементов необходимо указать, что при всем значении размера взаимозамещающихся частиц, характера их связи и электронной конфигурации в кристаллах несомненную роль играют термхимические свойства элементов.

Хорошо известно, что при кристаллизации твердых растворов в первовыделениях преобладают элементы, у которых температура плавления окислов выше (в °С).

|  | $T_{пл}$ |                                    | $T_{пл}$ |
|--|----------|------------------------------------|----------|
| MgO  | 2800     | FeO                                | 1370     |
| Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>                 | 1890     | Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>   | 1205     |
| CaO  | 2570     | Na <sub>2</sub> O                  | 1700     |
| CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> | 1550     | NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> | 1118     |

С этой точки зрения наиболее показательны ряды форстерит — файялит и анортит — альбит.

Таким образом, обогащение поздних оливинов железом и преобладание в конце кристаллизации кислых плагиоклазов в значительной степени определяется тем, что железо и натрий могут дольше удерживаться в расплаве благодаря более низким температурам плавления их окислов. Естественно, что на распределении редких элементов будет отражаться это изменение состава порообразующих минералов. Например, в магнезиальных разностях пород дифференцированных интрузий основного состава в большей степени накапливается никель, предпочтительнее образующий с магнием изоморфные смеси. В участках

же интрузий, обогащенных железистыми ортосиликатами, несколько возрастает доля кобальта, который предпочитает железо магнию. Однако это должно рассматриваться только как косвенное влияние термохимических различий между железом и магнием.

Прямое влияние различий термохимических свойств петрогенного и изоморфно замещающего его редкого элемента, по-видимому, будет существенно сказываться прежде всего при высоких уровнях концентрации изоморфной примеси. С этой точки зрения весьма показателен пример бария. Как известно, в калиевых полевых шпатах барий изоморфно замещает калий по реакции  $Ba^{2+}Al^{3+} \rightarrow K^{+}Si^{4+}$ . Температура плавления бариевого полевого шпата — целъзиана  $BaAl_2Si_2O_8$  значительно выше ( $\sim 1700^\circ$ ), чем калиевого полевого шпата ( $\sim 1200^\circ$ ). В соответствии с термохимическим эффектом, барий должен концентрироваться в порфириовидных вкрапленниках калиевых полевых шпатов, являющихся первовыделениями по сравнению с более поздними калишпатами основной массы гранитоидов. Некоторые исследователи [6] показали наличие этого эффекта (табл. 3).

Таблица 3

Содержание бария, стронция и рубидия (в  $\gamma/g$ ) в ассоциирующих калиевых полевых шпатах вкрапленников и основной массы гранитоидов

| Порода                     | Форма выделений       | Число проб | Ba   | Sr  | Rb  | Ba/Rb |
|----------------------------|-----------------------|------------|------|-----|-----|-------|
| Восточное Забайкалье       |                       |            |      |     |     |       |
|                            | Порфириовидный гранит |            |      |     |     |       |
|                            | Вкрапленники          | 70         | 6600 | 800 | 260 | 25,4  |
|                            | Основная масса        | 5          | 1700 | 530 | 375 | 4,5   |
| Порфириовидный гранодиорит | Вкрапленники          | 15         | 3000 | 550 | 400 | 7,5   |
|                            | Основная масса        | 3          | 1200 | 340 | 460 | 2,6   |
| МНР                        |                       |            |      |     |     |       |
| Порфириовидный гранит      | Вкрапленники          | 10         | 1900 | 230 | 330 | 5,8   |
|                            | Основная масса        | 10         | 855  | 150 | 545 | 1,5   |
| То же                      | Вкрапленники          | 8          | 3560 | 380 | 355 | 10    |
|                            | Основная масса        | 8          | 1335 | 245 | 525 | 2,5   |

В калишпатах вкрапленников содержится в 2—3 раза больше бария, чем в ассоциирующих с ними калишпатах основной массы. Менее ярко эта тенденция наблюдается у стронция.

Естественно, что накопление бария в первовыделениях при кристаллизационной дифференциации гранитоидных магм неизбежно приведет к понижению его содержаний в поздних кислых дифференциатах, в то время как, например, рубидий будет в них накапливаться. В связи с этим следует отметить большую роль  $Ba/Rb$  отношения как показателя кристаллизационной дифференциации гранитоидных магм. Даже в случае ассоциирующих

разновременных выделений калиевых полевых шпатов это отношение изменяется в 3—5 раз.

Приведенные данные достаточно убедительно показывают необходимость учета термохимических свойств элементов при анализе их изоморфных возможностей в силикатах.

### Особенности структуры и состава минералов

Детальное изучение особенностей распределения редких элементов по минералам гранитоидов дало основание обратить особое внимание на роль структуры минералов при изоморфных замещениях в силикатах [157, 148]. Однако детальное рассмотрение этого вопроса стало возможным только в последние годы, после определения закономерностей распределения редких элементов в сосуществующих минералах, базировавшихся на изучении минеральных балансов редких элементов в изверженных горных породах разного состава.

Влияние структуры и состава минералов на особенности вхождения в них редких изоморфных примесей наблюдается практически у всех элементов. Наиболее достоверны и убедительны данные о количественном распределении какого-либо изоморфного элемента в различных минералах из одной пробы. Количественное определение содержания изучаемого элемента в сосуществующих минералах обязательно контролируется тем, что сумма количеств данного элемента в минералах должна соответствовать (с точностью не менее 10—15%) общему содержанию этого элемента в породе. Только в этом случае достигается идентичность всех других факторов, влияющих на возможности образования изоморфных смесей.

Влияние структур минералов на изоморфное распределение редкого элемента может быть продемонстрировано на примере пары кальций — стронций. Эти элементы химически и кристаллохимически весьма близки. Содержание стронция в изверженных горных породах достаточно велико: в базальтоидах — 465 [174], а в известково-щелочных гранитоидах 440γ/г [247]. Несмотря на это, стронций никогда не образует в изверженных горных породах собственных минералов и рассеивается в кристаллохимических решетках кальциевых и калиевых порообразующих минералов, где изоморфно замещает кальций и калий.

Связь структуры минерала с его изоморфной емкостью по отношению к стронцию наблюдается для минералов различного генезиса и состава, включая и карбонаты. Например, как показали Оксбург, Сегней и Холланд [237], при равных условиях арагонит допускает в свою решетку почти в 6 раз больше стронция, чем сосуществующий с ним кальций. Следовательно, давно известное явление преимущественного концентрирования стронция в арагонитах объясняется не условиями образования минерала, а особенностями структуры его кристаллической решетки.

В изверженных горных породах влияние структуры минералов на их изоморфную емкость в отношении стронция особенно наглядно проявляется при сопоставлении условий концентрирования стронция в полевых шпатах и сосуществующих с ними кальцийсодержащих темноцветных минералах.

Данные по концентрированию стронция в плагиоклазах и кальцийсодержащих пироксенах и амфиболах из различных районов мира: Западной Шотландии, Калифорнии, Восточного Саяна и Восточного Забайкалья приведены в табл. 4. Во всех породах, имеющих разный возраст (от протерозоя до мезозоя) и

Таблица 4

Содержание стронция в плагиоклазах и кальцийсодержащих амфиболах и пироксенах

| Порода, место взятия образца   | Sr, γ/г |     |      | $\frac{Sr}{Ca} \cdot 10^3$ |      |      | Отношение концентраций Sr в Ca-темноцветных минералах и плагиоклазах |
|--|---------|-----|------|----------------------------|------|------|--|
|  | 1       | 2   | 3    | 1                          | 2    | 3    |  |
| Тоналит, Западная Шотландия [111]  | —       | 200 | 3000 | —                          | 2,4  | 83   | 1:35   |
| Гранодиорит, Западная Шотландия [111]  | —       | 150 | 3000 | —                          | 1,6  | 83   | 1:52   |
| Оливиновый норит, Южная Калифорния [240]                                     | —       | 15  | 1000 | —                          | 0,2  | 7,5  | 1:37   |
| Тоналит, Южная Калифорния [240]  | —       | 10  | 990  | —                          | 0,13 | 14,8 | 1:114  |
| Габброиды лысанского комплекса, Восточный Саян (среднее по трем пробам) [36] | 10      | 100 | 430  | 0,07                       | 1,2  | 8,4  | 0,06:1:7   |
| Сиенито-диорит, Восточное Забайкалье [50]                                    | 30      | —   | 2300 | 0,2                        | —    | 46   |  |
| Кварцевый сиенито-диорит, Восточное Забайкалье [50]                          | —       | 95  | 2800 | —                          | 1,2  | 56   | 1:46   |

Примечание. 1 — пироксены (авгит, диопсид); 2 — амфиболы (роговая обманка); 3 — плагиоклазы.

взятых из различных мест, отмечается постоянное соотношение Ca/Sr в плагиоклазах и ассоциирующих с ними кальцийсодержащих пироксенах и амфиболах: на одно и то же количество кальция в плагиоклазах приходится в десятки раз больше стронция, чем в кальцийсодержащих темноцветах.

Эта избирательная концентрация стронция в плагиоклазах по сравнению с темноцветными минералами пород имеет первостепенное значение для геохимической истории этого элемента на магматическом этапе. Стронций геохимически связан преимуще-

ственно с кальцием полевых шпатов. Это предопределяет его концентрирование не в основных или ультраосновных, а в средних породах и меланократовых разностях гранитоидов.

Это явление, по-видимому, связано с тем, что в более плотных структурах кальцийсодержащих пироксенов и амфиболов, где кальций находится в восьмерной координации, изоморфное замещение его на больший по размерам стронций происходит

Т а б л и ц а 5  
Распределение рубидия и таллия в калиевых полевых шпатах и биотитах пород (Северный Тянь-Шань)

| Порода                  | Минерал | Rb в минерале,<br>γ/г | $\frac{Rb}{K} \cdot 10^3$ | Tl в минерале,<br>γ/г | $\frac{Tl}{K} \cdot 10^3$ |
|-------------------------|---------|-----------------------|---------------------------|-----------------------|---------------------------|
| Лейкократовый<br>гранит | 1       | 260                   | 5                         | 4,4                   | 0,8                       |
|                         | 2       | 810                   | 31                        | 5,8                   | 2,1                       |
| Биотитовый<br>гранит    | 1       | 250                   | 3,5                       | 1,7                   | 0,2                       |
|                         | 2       | 650                   | 11,0                      | 5,2                   | 0,9                       |
| Сиенит                  | 1       | 230                   | 3,5                       | 1,2                   | 0,2                       |
|                         | 2       | 750                   | 12,0                      | 3,2                   | 0,5                       |
| Нефелиновый<br>сиенит   | 1       | 560                   | 5,4                       | 3,4                   | 0,3                       |
|                         | 2       | 900                   | 11,8                      | 5,3                   | 0,7                       |

П р и м е ч а н и е. 1 — калиевый полевой шпат; 2 — биотит.

труднее, нежели в плагиоклазах, где кальций находится не только в более высокой координации, но и в несколько более свободном положении благодаря рыхлости решетки этих минералов. Предпочтительное концентрирование стронция в полевых шпатах (прежде всего в плагиоклазах) определяет главные особенности его распределения в минералах изверженных пород: основная масса атомов стронция (до 80—90%) находится в изверженных горных породах (в том числе в гранитоидах) в виде изоморфной примеси в полевых шпатах и в плагиоклазах. С кальций- и калийсодержащими темноцветными породообразующими минералами связана только незначительная часть атомов стронция.

Не менее показательными примерами влияния структур минералов на изоморфные замещения могут служить рубидий и таллий, изоморфно замещающие калий в калиевых полевых шпатах и биотитах гранитоидов. Балансы распределения рубидия и таллия по минералам некоторых изверженных горных пород показали весьма характерные особенности нахождения этих элементов в калиевых полевых шпатах и ассоциирующих с ними биотитах, определяющиеся в основном спецификой структуры этих минералов (табл. 5).

В среднем из четырех рассмотренных случаев для калиевых полевых шпатов  $\frac{\text{Li}}{\text{K}} \cdot 10^3$  составляет 4,4, а для биотитов 16,4. Та-

ким образом, на равное число атомов калия в биотитах приходится почти в 4 раза больше атомов рубидия, нежели в калиевых полевых шпатах. Содержание таллия в исследовавшихся биотитах в 2—3 раза больше, чем в ассоциирующих с ними калиевых полевых шпатах.

Следует иметь в виду, что оба минерала обычно выпадают близкоодновременно на позднем этапе кристаллизации пород. Следовательно, на тенденцию рубидия и таллия концентриро-

Таблица 6  
Распределение лития в биотитах и роговых обманках  
гранитоидов Западной Шотландии

| Порода      | Li в минерале, γ/г |                 | $\frac{\text{Li}_{\text{ат}}}{\text{Mg}_{\text{ат}}} \cdot 10^3$ |                 |
|-------------|--------------------|-----------------|--|-----------------|
|             | биотит             | роговая обманка | биотит   | роговая обманка |
| Диорит      | 250                | 10              | 11,1   | 0,45            |
| Тоналит     | 800                | 30              | 32,3   | 1,3             |
| Гранодиорит | 250                | 15              | 10,4   | 0,7             |
| »           | 400                | 10              | 20,0   | 1,0             |

ваться в биотитах не могут влиять различия их кристаллохимических свойств и условий кристаллизации. Единственной причиной преимущественного концентрирования рубидия и таллия в биотите пород, по-видимому, является своеобразие структуры этого минерала — высокая координация и особенности положения калия в биотите, что обеспечивает более легкое вхождение в него этих крупных ионов.

Весьма интересно вхождение лития в биотиты и ассоциирующие с ними роговые обманки, которое может быть продемонстрировано на примере гранитоидов из Западной Шотландии (табл. 6 [11]). В среднем величина  $\text{Li}_{\text{ат}}/1000/\text{Mg}_{\text{ат}}$  в биотитах для этих случаев составляет 18, а для ассоциирующих с ними роговых обманок — только 0,8. В биотитах на равное количество атомов магния приходится в 20 раз больше лития, чем в роговых обманках.

Преимущественное накопление лития в биотитах по сравнению с роговыми обманками имеет первостепенное значение для понимания его геохимии. Это определяет различный характер распределения лития по минералам пород разного минерального состава и основности (табл. 7).

В породе, лишенной биотита (монзонит), литий равномерно рассеивается по минералам. Его содержание в железо-магневых силикатах несколько выше, чем в полевых шпатах. В связи с количественным преобладанием светлые минералы являются носителями лития, захватывая более 50% его атомов. С появлением в породах биотита картина распределения лития резко меняется. Уже в кварцевом диорите с биотитом связано почти 60% лития, а его концентрация в этом минерале почти в 10 раз выше, нежели в других железо-магневых силикатах.

В нормальных гранитах, содержащих 6—8% темноцветных, с биотитом связано уже более 70% лития породы. Естественно, что подобное распределение лития по минералам пород обуславливает его поведение в конечные этапы кристаллизации и на ранних этапах постмагматического процесса, когда литий тесно связан с фтором.

Предпочтительная концентрация лития в биотите может быть объяснена прежде всего различным положением и окружением магния в решетках железо-магневых силикатов и только частично тем, что биотит в подобных породах обычно кристаллизуется после роговой обманки.

В биотите магний занимает положение, несколько отличное от свойственного ему в структуре амфиболов. В биотите два слоя кремнекислородных тетраэдров соединены в слюдяной пакет с помощью бруситового слоя, состоящего из магневых октаэдров, в которых последний окружен четырьмя атомами кислорода и двумя группами ОН. Таким образом, магний биотитов достаточно тесно связан с гидроксильными группами. В амфиболах эта связь много слабее. У лития благодаря его большей основности связь с этими гидроксильными группировками более прочная, чем у магния, поэтому замещение магния литием в биотитах происходит легче, чем в амфиболах и других железо-магневых силикатах. Однако в соответствии с существующими предположениями магний слюд должен иметь с кислородом более ионную связь, чем магний роговых обманок. Вполне естественно, что такой катион, как литий, предпочтительнее входит в те соединения, в которых у него с кислородом будет более ионная связь.

Взаимозамещение таких близких по кристаллохимическим свойствам элементов, как алюминий и галлий, также будет зависеть от структурного положения алюминия. Галлий может замещать алюминий в любой координации. Возможность вхождения галлия на место алюминия при четверной координации последнего подтверждается, в частности, опытами Ю. Р. Гольдсмита [220] по получению синтетических полевых шпатов, где весь алюминий заменен на галлий.

Примером того, что галлий может достаточно легко входить в структуры, где алюминий имеет шестерную координацию, является мусковит. В этом минерале, отличающемся высокими

Таблица 7  
Распределение лития в минералах гранитоидов

| Минерал  | Минерал в породе, вес. % | Li в минерале, γ/г | Li в минерале при пересчете на 1 г породы, γ | Li, приходящийся на данный минерал, % |
|--|--------------------------|--------------------|--|---------------------------------------|
| 1  | 2                        | 3                  | 4  | 5                                     |
| Монцонит, Восточный Саян (общее содержание Li — 14 γ/г)                  |                          |                    |  |                                       |
| Плагиоклаз   | 43,8                     | 10                 | 4,4  | 31                                    |
| Калевый полевой шпат   | 31,2                     | 12                 | 3,7  | 26                                    |
| Кварц  | 5,7                      | He опр.            | —  | —                                     |
| Диоксид-геденбергит  | 5,2                      | 37                 | 1,9  | 14                                    |
| Роговая обманка  | 10,1                     | 36                 | 3,6  | 26                                    |
| Сумма  |                          |                    | 13,6   | 97                                    |
| Кварцевый диорит, Восточный Саян (общее содержание Li — 23 γ/г)          |                          |                    |  |                                       |
| Плагиоклаз   | 48,6                     | 6                  | 3,0  | 13                                    |
| Калевый полевой шпат   | 13,1                     | 10                 | 1,3  | 6                                     |
| Кварц  | 7,4                      | He опр.            | —  | —                                     |
| Диоксид-геденбергит  | 6,9                      | 21                 | 1,5  | 6                                     |
| Роговая обманка  | 14,2                     | 24                 | 3,5  | 15                                    |
| Биотит   | 6,5                      | 198                | 13,1   | 57                                    |
| Сумма  |                          |                    | 22,4   | 97                                    |
| Порфиroidный гранит, Западное Прибайкалье (общее содержание Li — 49 γ/г) |                          |                    |  |                                       |
| Плагиоклаз   | 30,2                     | 25                 | 7,55   | 15,3                                  |
| Калевый полевой шпат   | 38,2                     | 21                 | 8,02   | 16,2                                  |
| Кварц  | 19,0                     | He опр.            | —  | —                                     |
| Биотит   | 6,8                      | 523                | 35,64  | 72,3                                  |
| Роговая обманка  | 2,4                      | 71                 | 1,70   | 3,4                                   |
| Сумма  |                          |                    | 52,9   | 107,2                                 |
| Граносиенит, Северо-Восточная Тува (общее содержание Li — 17 γ/г)        |                          |                    |  |                                       |
| Плагиоклаз   | 33                       | 3,2                | 1,06   | 6,2                                   |
| Щелочной полевой шпат  | 45                       | 2,4                | 1,08   | 6,35                                  |
| Кварц  | 16,0                     | He опр.            | —  | —                                     |
| Амфибол  | 2,9                      | 61                 | 1,77   | 10,04                                 |
| Биотит   | 3,1                      | 394                | 12,2   | 71,8                                  |
| Сумма  |                          |                    | 16,1   | 94,3                                  |

содержаниями галлия, большая часть алюминия находится в шестерной координате.

Естественно, что вопрос о предпочтительности концентрации галлия в зависимости от координации алюминия может быть решен только путем сопоставления условий концентрирования галлия в ассоциации минералов, где частично алюминий имеет

только четверную, а частично — как четверную, так и шестерную координацию. В этом отношении весьма показательны данные С. Р. Ноккольдса и Р. Л. Митчелла [111] по распределению галлия в гранитоидах Западной Шотландии (табл. 8). В минералах, где алюминий находится не только в четверной, но и в шестерной координации (биотит и роговая обманка), количество галлия,

Таблица 8  
Концентрирование галлия в силикатах с разной координацией алюминия \*

| Порода                      | $\frac{\text{Ga}}{\text{Al}} \cdot 10^3$ |        | Порода      | $\frac{\text{Ga}}{\text{Al}} \cdot 10^3$ |        |
|-----------------------------|--|--------|-------------|--|--------|
|                             | роговая обманка                          | биотит |             | роговая обманка                          | биотит |
| Среднезернистый гранодиорит | 0,3                                      | 0,5    | Тоналит     | 0,7                                      | 0,3    |
| Порфириовидный гранодиорит  | 0,5                                      | 0,6    | Гранодиорит | 0,3                                      | 0,3    |
|                             |  |        | »           | 0,8                                      | 0,5    |
|                             |  |        | Среднее     | 0,5                                      | 0,4    |

$\frac{\text{Ga}}{\text{Al}} \cdot 10^3$  в калиевых полевых шпатах равно 0,2.

приходящееся на одно и то же число атомов алюминия, в 2 раза больше по сравнению с минералами, где алюминий находится только в четверной координации (калиевый полевой шпат). Кроме того, в мусковитах двуслюдяных гранитов содержание галлия обычно выше, чем в ассоциирующих с ними биотитах. Очевидно, что галлий предпочтительно замещает алюминий, находящийся в минералах в шестерной координации.

Влияние структур минералов можно проследить и для соседних элементов галлия и алюминия по группе. Известно, что в типичных селективных цериевых минералах атомы редкоземельных элементов имеют высокие координационные числа (10—12), в то время как для селективных иттриевых редкоземельных минералов характерна более низкая координация (6—7). Минералы, в которых координация редких земель имеет промежуточное значение (8—9), обычно являются комплексными. Для минералов, в которых редкие земли, замещая кальций, выступают как изоморфная примесь, наблюдается такая же тенденция. Например, в перовските, где кальций имеет координационное число 12, встречается только примесь цериевых редких земель. В сфене, где кальций имеет промежуточную семерную координацию, обычно преобладают иттриевые земли.

Таким образом, при изоморфном замещении кальция редкими землями удобство вместилища и окружение играют весьма

Таблица 9

## Содержание германия в минералах эффузивных пород

| Минерал                      | Андезит, Новая Зеландия |            |                | Дацит, Япония |            |                |
|------------------------------|-------------------------|------------|----------------|---------------|------------|----------------|
|                              | Ge, γ/г                 | Si, вес. % | K <sub>K</sub> | Ge, γ/г       | Si, вес. % | K <sub>K</sub> |
| Порода в целом               | 1,4                     | 57,0       | —              | 1,7           | 64,8       | —              |
| Стекло                       | 1,4                     | 59,4       | 1,0            | 1,9           | 69,0       | 1,1            |
| Оливин                       | 1,5                     | 37,0       | 1,7            | —             | —          | —              |
| Пироксен                     | 2,8                     | 52,2       | 2,3            | 2,2           | 51,1       | 1,7            |
| Полевой шпат                 | 0,7                     | 51,3       | 0,55           | 0,8           | 51,3       | 0,65           |
| Кварц-полевошпатовая фракция | —                       | —          | —              | —             | —          | —              |

Примечание. Коэффициент концентрации (K<sub>K</sub>)  $\frac{Ge_{ат}/Si_{ат} \text{ минерала}}{Ge_{ат}/Si_{ат} \text{ породы}}$ .

важную роль, но меньшую, чем размер взаимозамещающихся элементов.

Даже у таких близких по кристаллохимическим свойствам элементов, как кремний и германий, на условия их взаимозамещения значительное влияние оказывает структура минералов. П. Г. Гаррис [225], изучая распределение германия в минеральных фазах дацита, андезита и обсидиана, нащел, что в ортосиликатах и пироксенах содержание германия обычно выше, чем в ассоциирующих с ними полевых шпатах (табл. 9). В оливинах и пироксенах на одно и то же количество кремния приходится в 2—8 раз больше атомов германия, чем в ассоциирующих с ними полевых шпатах. Полученные данные показывают, что германий входит легче в решетки силикатов, где поликонденсация кремнекислородных тетраэдров наименьшая. Возможно, что подобная особенность кристаллохимии германия связана с тем, что образование сложных кислотных радикалов для него менее характерно, чем для кремния.

Весьма специфичны условия вхождения в биотиты такого относительно распространенного элемента, как титан, и всей серии элементов, его сопровождающих.

В соответствии с представлениями Н. В. Белова [14] в амфиболах и биотитах условия координации делают невозможным вхождение всех атомов кислорода в кремнекислородные тетраэдры. В связи с этим  $\frac{1}{6}$  часть анионов замещается одновалентными фтором и гидроксидом либо там остающиеся избыточные кислороды компенсируются сменой в близлежащих октаэдрах магния на титан. Эти особые структурные условия вхождения титана в биотиты должны рассматриваться как главная причина приуроченности значительной части атомов титана к этому ми-

| Обсидиан. Шотландия |            |                |         |            |                |
|---------------------|------------|----------------|---------|------------|----------------|
| Ge, γ/г             | Si, вес. % | K <sub>к</sub> | Ge, γ/г | Si, вес. % | K <sub>к</sub> |
| 1,4                 | 66,5       | —              | 1,5     | 71,9       | —              |
| 1,3                 | 71,6       | 0,9            | 1,5     | 73,5       | 1,0            |
| —                   | —          | —              | 2,8     | 30,3       | 4,5            |
| 2,5                 | 49,0       | 2,5            | 4,4     | 48,6       | 4,4            |
| 0,9                 | 58,3       | 0,75           | —       | —          | —              |
| —                   | —          | —              | 0,9     | 78,8       | 0,5            |

нералу. После вхождения титана в структуру биотита за ним в этот минерал следует значительная группа редких элементов, прежде всего ниобий и тантал.

Рассматривая влияние структур титансодержащих силикатов на возможности изоморфного вхождения в них таких элементов, как ниобий и тантал, необходимо особо остановиться на изоморфных возможностях этих элементов в биотитах и ассоциирующих с ними сфенах. Возможность предпочтительного концен-

Т а б л и ц а 10  
Распределение титана, ниобия и тантала в биотитах  
и сфенах гранитоидов Восточного Саяна

| Минерал           | Ti, вес. % | Nb, γ/г | $\frac{Nb \cdot 10^3}{Ti}$ | Ta, γ/г | $\frac{Ta \cdot 10^3}{Ti}$ |
|-------------------|------------|---------|----------------------------|---------|----------------------------|
| Биотитовый гранит |            |         |                            |         |                            |
| Биотит            | 2          | 145     | 72                         | 3,9     | 1,9                        |
| Сфен              | 24,6*      | 1550    | 63                         | 115     | 4,7                        |
| Биотит            | 1,7        | 37      | 22                         | 3,5     | 2,0                        |
| Сфен              | 24,6       | 2400    | 97                         | 200     | 8,1                        |
| Гранодиорит       |            |         |                            |         |                            |
| Биотит            | 1,6        | 29      | 18                         | 3,3     | 2,0                        |
| Сфен              | 24,6       | 1350    | 55                         | 155     | 6,3                        |
| Биотит            | 1,6        | 12      | 7,5                        | 4       | 2,5                        |
| Сфен              | 24,6       | 705     | 29                         | 58      | 2,3                        |

\* Содержание титана в сфене принято в соответствии с его теоретическим составом.

трирования ниобия и тантала в сфенах была первоначально показана нами на основе анализа данных о соотношении титана, ниобия и тантала в сфенах и биотитах из различных пород [158]. В дальнейшем сделанные предположения экспериментально подтверждены. Пересчет полученных данных по содержанию ниобия и тантала в биотитах и ассоциирующих с ними сфенах [53] приведен в табл. 10.

Анализ данных табл. 10 показывает, что в среднем в изучавшихся сфенах на равное количество атомов титана приходится в 2,5 раза больше атомов ниобия и тантала, чем в ассоциирующих с ними биотитах. Наблюдающееся различие в изоморфной емкости этих титансодержащих минералов в отношении ниобия и тантала может быть объяснено только особенностями их структуры.

Влияние структурного фактора достаточно отчетливо проявляется и при анализе распределения по минералам изверженных горных пород такого редкого элемента, как цинк. В этом отношении весьма показательны данные о содержаниях цинка в различных железо-магневых силикатах, полученные нами, а также многими исследователями для различных районов мира.

| Число образцов        | Zn, γ/г | Число образцов        | Zn, γ/г |
|-----------------------|---------|-----------------------|---------|
| Оливины . . . . . 6   | 50      | Амфиболы . . . . . 18 | 250     |
| Пироксены . . . . . 6 | 60      | Биотиты . . . . . 400 | 400     |

Содержание цинка в амфиболах и биотитах в несколько раз выше по сравнению с ортосиликатами и пироксенами. Причину преимущественного концентрирования цинка в биотитах и роговых обманках нужно искать в особенностях структуры этих минералов. Цинк в своих силикатных минералах обычно имеет четверную координацию. Однако в соединении  $\alpha\text{-Zn}(\text{OH})_2$  он имеет шестерную координацию. Магний же, который замещается цинком, в большинстве силикатов имеет шестерную координацию. Эти кристаллохимические особенности магния и цинка, по-видимому, определяют предпочтительное замещение магния цинком в минералах, где в качестве лигандов выступают не только кислород, но и гидроксильные ионы. Таким образом, гидроксилсодержащие амфиболы и биотиты — более удобные емкости для цинка, нежели лишенные этих группировок пироксены и ортосиликаты. Влияние особенностей строения кристаллических структур на возможности изоморфных замещений в породообразующих и акцессорных минералах можно проследить и для других редких элементов.

Следовательно, возможность изоморфного вхождения редких элементов в минералы пород в очень сильной степени зависит от структуры минерала и координационного положения элемента-хозяина, поэтому структурный фактор должен считаться одним из важнейших при кристаллохимическом рассеянии редких

элементов в породообразующих и акцессорных минералах при кристаллизации магм.

На возможности изоморфных замещений в силикатах большое влияние оказывает и степень сложности состава минерала-хозяина. В общем усложнение состава минералов расширяет круг изоморфных элементов, допускаемых в решетку. Это определяется тем, что с усложнением состава и структуры минералов в их кристаллических постройках увеличивается число позиций заселения. Например, по существующим представлениям [19], у пироксенов и ортосиликатов имеются по две октаэдрические позиции заселения катионами, в то время как у амфиболов их четыре: три позиции с шестерной координацией ( $M_1$ ,  $M_2$  и  $M_3$ ) и одна ( $M_4$ ) с координацией 6—8. Позиции заполнены катионами в отношении  $M_1 : M_2 : M_3 : M_4 = 2/7 : 2/7 : 1/7 : 2/7$ . Катионы, находящиеся в позициях  $M_1$  и  $M_3$ , связаны с четырьмя атомами кислорода и двумя гидроксильными группами, тогда как катионы в позиции  $M_2$  окружены шестью атомами кислорода. Каждый из атомов кислорода, окружающих катионы в этих позициях, связан с одним атомом кремния. Катионы в позиции  $M_4$  окружены четырьмя атомами кислорода, связанными каждый с одним атомом кремния, и двумя — четырьмя атомами кислорода, связанными каждый с двумя атомами кремния. Октаэдры вокруг позиций  $M_1$ ,  $M_2$  и  $M_3$  правильные или слабо искажены; октаэдр позиции  $M_4$  сильно деформирован. Естественно, что в этих позициях несколько меняется характер химических связей между катионами и кислородом, что неизбежно отражается на изоморфной емкости этих позиций в отношении различных элементов-примесей.

Проблема определения условий заселения структурных позиций в силикатных минералах элементами-примесями должна рассматриваться как одна из основных в современной кристаллохимии. Это очень важно для породообразующих минералов с особенно сложными структурой и составом. С этой точки зрения наибольший интерес представляют слюды, гранаты и амфиболы.

Благодаря составу и особенностям структуры слюды и биотит могут принимать большое число редких элементов. Как указывалось выше, в биотите  $1/6$  часть атомов кислорода замещается одновалентными  $F^-$  и  $OH^-$  или остающиеся там кислороды компенсируются сменой в близлежащих октаэдрах магния на титан. Вследствие этого в биотите связывается значительная часть титана гранитоидов и следующих за ним ниобия, тантала, а также олова.

Существование в биотите бруситового слоя, где в  $Mg(Fe, Al)$ -октаэдрах наряду с четырьмя кислородами присутствуют две гидроксильные группы, способствует расширению числа элементов, входящих на место магния, железа и алюминия.

Наличие групп  $(OH)$  делает возможным изоморфное вхож-

дение цинка в октаэдрической координации, несмотря на его стремление к четверной координации. Присутствие гидроксильных групп, по-видимому, способствует концентрированию в биотите лития. Вместе с тем существование в биотите чисто кислородных октаэдрических позиций заселения позволяет считать его весьма удобнымместилищем для таких изоморфных заместителей магния и железа, как никель, кобальт, хром, ванадий, марганец, медь и скандий. Нахождение в этом минерале алюминия в тетраэдрической и октаэдрической координациях обеспечивает присутствие повышенных количеств галлия и бериллия.

Кроме того, наличие в биотите обширных полостей для размещения катионов калия делает возможным существование в этом минерале изоморфных примесей бария, стронция, рубидия, цезия, таллия и свинца. Если к этому длинному списку изоморфных примесей добавить германий, уран, торий, фтор, хлор и другие, то станет понятно, почему Н. В. Белов в шутку назвал биотит «помойной ямой» для редких элементов, хотя, вероятно, более справедливо его назвать «венцом творения».

Особенности структуры и состава гранатов позволяют считать их минералами, обладающими весьма высокой изоморфной емкостью в отношении многих редких элементов. В этом смысле гранаты вполне сопоставимы с биотитом. Еще Г. Ф. Джафф [43] установил, что в гранатах в качестве изоморфной примеси встречаются Y, TR, Sc, Zr, Ga, Ti, Na, Li, Cr, Sr, V, B, Ge, Be, Sn, Pb, Cu, F, Nb. Изоморфные возможности этих и других редких элементов в значительной степени обусловлены составом гранатов, который существенно меняется в зависимости от генетического положения и генезиса вмещающих их породных ассоциаций.

В естественных и синтетических гранатах установлено наличие структурно-связанной воды [217, 228]. Синтетические гранаты, содержащие значительное количество воды, известны под названием гидрогранатов с общей формулой  $A_3B_2(SO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ .

Прецизионные исследования нахождения воды в безводных силикатах [248] показали, что в природе гидрогранатовые разности могут содержать до 2,5% воды. Этими и более ранними исследованиями [217] установлено, что высокие содержания воды более характерны для гранатов со значительной долей Са-компонента. Весьма возможно, что в гидрогранатовых комплексах место OH могут занимать фтор и хлор.

Недавно Г. Роннигер и Б. В. Милль [137] показали возможность изоморфного вхождения калия в V-гранаты. Учитывая, что в эти гранаты достаточно легко входит и таллий, можно предполагать, что в них могут входить изоморфно и столь же большие по размеру ионы рубидия.

Следовательно, если биотит является важнейшим минералом-концентратором редких элементов в гранитоидах, то гранаты — в ультраметаморфических и ультраосновных породах.

Необходимо отметить, что высокая изоморфная емкость гранатов из ультраосновных пород дает основание полагать, что в мантии Земли именно гранаты служат носителями значительного числа химических элементов, и в том числе редких, обычно несвойственных ультраосновным породам и концентрирующихся преимущественно в гранитоидах.

Предполагающийся многими исследователями фазовый переход гранатовых перидотитов в их шпинелевые разности неизбежно должен приводить к высвобождению из кристаллических решеток некогерентных для мантийного вещества элементов и их последующей миграции. С этой точки зрения гранат-шпинелевый переход по существу не может считаться изохимическим и должен рассматриваться как один из важнейших процессов дифференциации вещества верхней мантии Земли.

Приведенные примеры показывают, что при сложности состава в минералах существует значительное количество позиций заселения, которые могут быть заняты редкими примесями. Определение предпочтительных структурных позиций для редких элементов и интерпретация закономерностей их распределения по этим позициям помогут выявить причины многих изоморфных замещений.

### **Условия образования изоморфных смесей**

К факторам кристаллохимического (изоморфного) рассеяния редких элементов в минералах изверженных горных пород относятся прежде всего температура, давление и концентрационные соотношения элементов.

Вопрос о влиянии температуры и давления на изоморфное рассеяние редких элементов весьма сложен, малоизучен и должен рассматриваться в нескольких аспектах.

Влияние температуры на образование изоморфных смесей исследовано В. С. Соболевым и О. С. Соболевой [146, 147]. Они указывали, что увеличение температуры расширяет пределы изоморфизма и делает возможным взаимозамещение частиц, отличающихся по размерам больше чем на 15%. При этом предполагалось, что при высоких температурах непрерывные ряды смешанных кристаллов образуются даже при различиях ионных радиусов в 15—40%. Рассматривая роль давления, В. С. Соболев пришел к выводу, что повышение давления действует обратным образом, снижая пределы растворимости и благоприятствуя распаду [148].

Несомненно значительное увеличение изоморфной емкости минералов в отложении редких примесей при высоких температурах. Вряд ли это может быть объяснено только размерными возможностями. Не следует забывать, что кристаллизация некоторых минералов при высоких температурах приводит к их структурной неупорядоченности.

На основе понятия об энергии смещения В. А. Киркинский [62] пришел к выводу, что для очень малых концентраций можно пользоваться следующим приблизительным правилом: изоморфная растворимость уменьшается на столько порядков, во сколько раз уменьшается абсолютная температура. Следовательно, в интервале температур кристаллизации силикатов и земной поверхности изоморфная растворимость редких компонентов в породообразующих силикатах должна уменьшиться на четыре порядка.

Однако это правило, сформулированное только на основе теоретических предположений, совершенно не учитывает «степени прочности» изоморфных замещений. Несомненно, элементы, близкие по химическим и кристаллохимическим свойствам, будут образовывать весьма прочные изоморфные смеси, которые, возникшая при высоких температурах кристаллизации магм, будут полностью сохраняться и при низких температурах. Естественно, что наибольший интерес представляют изоморфные смеси, обладающие весьма низкой «степенью прочности». Возникая при высоких температурах, они по мере остывания пород распадаются, и высвободившиеся из решетки атомы редких элементов вновь обретают способность к миграции.

Иллюстрацией к этому являются такие редкие примеси для силикатов, как цинк и свинец. Цинк, входя изоморфно на место магния в биотит при температурах его кристаллизации, затем, при понижении температуры, по-видимому, высвобождается из узлов решетки и в основном (до 80%) может быть удален из этого минерала при селективном выщелачивании. Свинец же, входя изоморфно на место калия в калиевый полевой шпат при температурах его кристаллизации, при понижении температуры сохраняется в нем в виде изоморфной примеси и только в очень незначительной степени (10—15%) извлекается при селективном выщелачивании. Таким образом, если изоморфная примесь цинка в биотите имеет очень низкую «степень прочности», то примесь свинца в калиевом полево-шпате может быть отнесена к изоморфным примесям с высокой «степенью прочности».

Систематическое изучение «степени прочности» изоморфных смесей в породообразующих минералах, а также их изоморфной емкости в отношении редких примесей применительно к различным температурным условиям представляет несомненный интерес и является одной из важнейших задач будущих исследований.

Влияние давления на образование изоморфных смесей в минералах изверженных горных пород оценивается по-разному. По мнению В. В. Щербины [199], повышение давления должно приводить к преимущественному вхождению в кристаллические решетки ионов с меньшими размерами или образованию фаз с меньшими параметрами кристаллической решетки. Однако, чтобы этот эффект проявился достаточно отчетливо, необходимо весьма значительное различие давлений. В качестве характерно-

го примера В. В. Щербина приводит изменение состава гранатов при увеличении давления в направлении андрадит→гроссуляр→спессартин→альмандин→пироп. Это соответствует, с одной стороны, уменьшению ионных радиусов в ряду  $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mn}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$ , а с другой — уменьшению параметров решетки. Для приведенного ряда значительные различия давлений особенно показательны: образование андрадита в скарнах отвечает весьма низким давлениям (около 1000 атм), альмандин характерен для глубинных высокотемпературных пегматитов (до 5000—8000 атм.), а пироп — для кимберлитов и эклогитов, возникших при очень высоких давлениях (свыше 10 000 атм.). Отмеченные В. В. Щербиной закономерности изменения изоморфной смешимости в связи с повышением давления относятся к той же категории явлений, что и полиморфные превращения. Для последних характерно уплотнение кристаллической структуры при повышении давления, что выражается не только в уменьшении параметров решетки, но и в увеличении координационных чисел катионов. Даже у кремния, имеющего четверную координацию во всех силикатах, при очень высоких давлениях координационное число увеличивается до 6 (стишовит).

Естественно, что различия в давлениях на порядок и более в замкнутых магматических системах практически невозможны. Поэтому при кристаллизационной дифференциации давление, по-видимому, весьма ограниченно влияет на возможность изоморфного вхождения редких примесей в породообразующие минералы.

Однако, оценивая влияние давления на возможности изоморфных замещений в минералах изверженных горных пород, нельзя забывать другой аспект важной проблемы. Как известно, в любой магматической системе в равновесии с силикатным расплавом находится газовая фаза. Структура и химизм магматического расплава, а также температура кристаллизации из него твердых фаз в значительной степени зависят от парциального давления летучих в магматической системе. Все это обуславливает редкоэлементный состав кристаллизатов, и с этой точки зрения влияние давления на изоморфные замещения в породообразующих силикатах чрезвычайно велико.

Признавая значительное влияние температуры и давления на образование изоморфных смесей в породообразующих силикатах, следует констатировать, что в настоящее время нет достаточно надежного математического аппарата для количественной оценки этих факторов. Пока еще очень трудно определить роль таких факторов при сравнении их с другими, такими, как структура минералов, состав магматических расплавов, характер связи, размер взаимозамещающихся частиц и др. Анализ природного материала показывает, что в большинстве случаев каждый из них воздействует на изоморфное распределение редких элементов в большей степени, чем температура или давление.

Несомненное влияние на изоморфное распределение редких элементов оказывают концентрационные соотношения петрогенных элементов в расплавах и условия кристаллизации последних. Концентрационные соотношения химических элементов в исходном расплаве определяют минеральный состав кристаллизующейся породы, причем не столько количественные соотношения породообразующих минералов, сколько состав акцессорных минералов породы. Последние обуславливают характер распределения в минералах пород большой группы редких элементов. Примером этого служит распределение редкоземельных элементов в ортитоносных и монацитоносных гранитоидах, выделенных в свое время В. И. Вернадским. Различия между этими гранитоидами касаются не только редкоземельных выделений (ортит, монацит), но и всего комплекса акцессорных минералов. Для ортитоносных гранитоидов характерны ортит, сфен и магнетит, для монацитоносных — монацит, ильменит, иногда ксенотим и рутил.

При качественном анализе этих различий необходимо отметить, что состав этой акцессорной части гранитоидов определяется, по-видимому, не столько концентрациями редких земель и титана в исходном расплаве, сколько концентрационными соотношениями петрогенных элементов (в первую очередь кальция и фосфора). Особенно убедительной будет эта связь, если предположить, что акцессорные минералы выпадают в заключительные этапы кристаллизации пород. В этом случае решающим фактором явится соотношение между кальцием, оставшимся в расплаве после кристаллизации плагиоклазов, и фосфором. Если оставшегося кальция больше, чем фосфора, который может быть связан с ним в виде апатита, то избыток кальция пойдет на постройку сфена и ортита.

При этом вследствие недостатка фосфора редкие земли могут образовать только свой кальциевый силикат (ортит), а титан будет связан почти полностью в сфене и биотите; акцессорный рудный минерал будет представлен магнетитом. Если после взаимодействия остаточного кальция с фосфором в расплаве останется избыток последнего, то с ним прежде всего начнут связываться редкие земли цериевой группы, образуя монацит. Лишенный своего партнера — кальция, титан уже не может образовать сфен. В результате основная масса атомов титана уйдет в качестве изоморфной примеси в биотит, а другая его часть будет связана в виде акцессорных рудных минералов (ильменита, реже рутила).

Естественно, что различия в составе акцессорной части ортито- и монацитоносных гранитов в значительной степени отражаются на характере распределения в гранитоидах редкоземельных элементов.

Для элементов цериевой группы, различия, по-видимому, в основном будут заключаться в том, что в одних гранитах основная масса атомов этих элементов приурочена к ортиту, а в других — к монациту.

Для иттрия и следующих за ним редкоземельных элементов различия в характере распределения, вероятно, более значительны. В ортитоносных гранитах основная масса атомов этой группы элементов должна находиться в виде изоморфной примеси в таких кальциевых минералах, как плагиоклаз, роговая обманка и сфен. Часть иттрия и его редкоземельных спутников будет приурочена к циркону. При этом в роговых обманках и сфенах концентрация этих редких элементов может быть достаточно высокой. Как известно, в иттриевом сфене — кейльхауите содержание полуторной окиси иттрия может достигать 28%.

В монацитоносных гранитах иттрий и сопровождающие его элементы не только присутствуют как изоморфная примесь в плагиоклазах, монаците и цирконе, но в ряде случаев концентрируются в виде самостоятельных минералов типа ксенотима и иттританатов. В данном случае влияние состава расплава на возможность изоморфных замещений не может рассматриваться в прямом смысле. Однако особенности состава расплава определяют изоморфное (и неизоморфное) распределение большей группы редких элементов.

Влияние изменений минерального состава пород на распределение редких элементов может быть продемонстрировано на примере некоторых редких щелочей. Предпочтительное концентрирование рубидия в биотитах по сравнению с ассоциирующими с ними калиевыми полевыми шпатами приводит к тому, что в меланократовых разностях гранитоидов главным минералом-носителем рубидия является биотит. Калиевые полевые шпаты захватывают большую часть рубидия пород только в нормальных и лейкократовых гранитах, содержащих менее 5—7% биотита.

Рассматривая магматические расплавы как микрогетерогенные электролиты, можно предполагать, что распределение микрокомпонентов в твердой фазе при кристаллизации магм на глубине будет подчиняться правилам, сформулированным В. Г. Хлопиным [187] для разбавленных растворов. По этим правилам в случае достижения истинного равновесия между смешанными кристаллами и раствором, из которого они выделились, находящийся в растворе микрокомпонент распределяется между кристаллами и раствором по закону распределения вещества между двумя растворителями Бертло-Нернста и притом в простой его форме, т. е. отношение концентраций микрокомпонента в кристаллах и в растворе в течение всего процесса остается величиной постоянной. В том случае, если в растворе присутствует не один, а несколько микрокомпонентов, способных входить в образующийся кристалл как изоморфная примесь, каждый из них распределяется между кристаллами микрокомпонента и раствором (сплавом) по закону распределения, как если бы он находился в системе один, со своей собственной константой распределения.

Значение константы распределения редкого элемента определяется в основном его изоморфными возможностями в кристаллизующейся твердой фазе и составом раствора (расплава). Естественно, что при кристаллизации изверженных горных пород каждый из минералов будет иметь собственную константу распределения редкого элемента, образующего в нем изоморфную примесь.

Константа распределения В. Г. Хлопина может быть применена, если достигается истинное равновесие между выделившимися смешанными кристаллами и раствором, а также при равномерном распределении микроэлемента в кристалле. При медленной кристаллизации интрузивных тел установление подобного равновесия вполне вероятно.

В неравновесных системах распределение микрокомпонентов между раствором (расплавом) и твердой фазой будет происходить по закону Дернера—Хоскинса [212], по которому логарифм отношения количества (концентрации) микрокомпонента в растворе в данный момент к количеству его в начале кристаллизации, деленный на логарифм отношения количества макрокомпонента в данный момент к количеству его в начале кристаллизации, является постоянной величиной.

Для изверженных горных пород это правило, по-видимому, применимо к закономерностям кристаллизации гипабиссальных и субвулканических магматических тел.

В последние годы термодинамическому анализу поведения редких элементов при кристаллизации силикатных расплавов уделяется значительное внимание. Выявление закономерностей распределения редких элементов между силикатным расплавом и твердой фазой посредством термодинамических расчетов имеет очень большое значение, поскольку открывает возможность количественной оценки поведения редких элементов в ходе фракционной кристаллизации магм.

В первую очередь это касается расчетов, с помощью которых могут быть определены коэффициенты распределения редких элементов в конкретных силикатных системах и выявлены изменения этих параметров в зависимости от температуры и состава фаз. Рассматривая возможности применения термодинамики для познания закономерностей геохимической истории редких элементов в магматическом процессе, необходимо различать две стороны этого вопроса. Наиболее важны и интересны предсказания характера распределения редких элементов в силикатных системах разного состава, основанные на соответствующих термодинамических расчетах. Кроме того, весьма полезно решение обратной задачи: на основании экспериментально установленных особенностей распределения редких элементов в минеральных фазах пород, используя аппарат термодинамики, найти причинные зависимости этих закономерностей геохимической истории элементов в магматическом процессе.

Однако при решении обеих задач возникает ряд трудностей, резко ограничивающих возможности применения термодинамических расчетов. Рассматривая закономерности распределения редких элементов в ходе фракционной кристаллизации магм только с точки зрения термодинамических факторов (температура, состав расплава и в меньшей степени давление), можно в итоге термодинамического расчета получить коэффициенты распределения редких примесей между жидкой и кристаллической фазами той или иной силикатной системы. Это возможно только при наличии количественных данных по теплотам и энтропиям фазовых переходов компонентов систем, теплотам образования и энтропиям различных фаз, состоящих из этих компонентов, и по теплотам и энтропиям смешения для различных фаз переменного состава.

К сожалению, для большинства силикатных систем и их компонентов такие количественные термохимические данные отсутствуют, поэтому термодинамические расчеты коэффициентов распределения, особенно для сложных силикатных систем, невозможны. При исследованиях бинарных систем термодинамический подход весьма плодотворен. Примером служат исследования Х. Эйгстера [213], И. Д. Рябчикова [139] и др.

Термодинамическое вычисление коэффициентов распределения редких примесей в природных силикатных системах осложняется не только недостатком количественных термохимических данных, но также многокомпонентностью и многофазностью этих систем и перманентной изменчивостью состава и структуры магматического расплава, особенно в процессе его кристаллизации. По-видимому, эффективное применение таких расчетов возможно в будущем, после получения экспериментальным путем необходимого числа количественных термохимических данных и разработки методов термодинамических расчетов для сложных систем с помощью ЭВМ.

Решение обратной задачи — нахождение причин наблюдаемого распределения редких элементов с помощью термодинамического анализа и установление величин основных термодинамических параметров образования изучаемых горных пород — в последние годы получило некоторое развитие.

Одним из частных решений такой задачи является принцип тех геотермометров, в которых используются концентрационные соотношения элементов в сосуществующих минералах. Среди них наиболее известен полевошпатовый геотермометр Т. Барта. До недавнего времени среди геологов пользовался некоторой популярностью сфалеритовый геотермометр Г. Куллеруда, пока В. Н. Анфилов, Ю. Н. Удодов и Л. В. Чернышев [7] не показали, что в экспериментах Г. Куллеруда не было достигнуто равновесия между фазами и что на концентрационные отношения железа и цинка в сфалеритах большое влияние оказывает активность серы.

Таким образом, важнейшими условиями при решении такой прикладной задачи следует считать следующие: необходимость достижения равновесия между расплавом (раствором) и кристаллизующейся фазой; отсутствие экстремума в концентрациях элемента-примеси в том диапазоне температур, на которые рассчитан геотермометр; минимальное влияние на кристаллохимическую природу реакции замещения в исследуемом минерале и активностей третьих элементов; отсутствие нарушений концентрационных соотношений используемых при этом элементов в постмагматической и имергенной истории минерала. Естественно, что такое множество условий чрезвычайно затрудняет поиски геотермометров и практически исключает возможность нахождения универсального геотермометра.

Наиболее перспективен термодинамический анализ экспериментально наблюдаемых фактов, позволяющий объяснить особенности распределения того или иного элемента в природных силикатных системах. Несколько примеров такого подхода приведены в исследовании И. Д. Рябчикова [139]. Его термодинамические расчеты показали, что понижение температуры должно способствовать вхождению германия в кристаллическую фазу вместо кремния. Это может явиться одним из объяснений того, что при кристаллизации магм германий обогащает кристаллы железистого оливина по сравнению с жидкой фазой, в то время как при кристаллизации чистого форстерита, происходящей при значительно более высокой температуре, этот элемент накапливается в остаточном расплаве.

Следовательно, термодинамический анализ наблюдаемых в изверженных горных породах особенностей распределения редких элементов дает возможность объяснить некоторые важные детали поведения этих элементов в магматическом процессе.

Проведенный анализ достаточно убедительно показывает, что кристаллохимическое рассеяние редких элементов при кристаллизации магм определяется многими факторами, которые должны учитываться при определении условий кристаллохимического рассеяния каждого из редких элементов изверженных горных пород.

#### ОСОБЕННОСТИ НЕСТРУКТУРНОГО РАССЕЯНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ

Рассматривая общие закономерности кристаллохимического рассеяния редких элементов при кристаллизации магматических расплавов, необходимо указать, что, несмотря на доминирующую роль изоморфных замещений, следует учитывать явления адсорбции и образования других неструктурных выделений, которыми сопровождается любая кристаллизация магматических расплавов.

Формы адсорбции вещества растущими кристаллами породообразующих и аксессуарных минералов весьма разнообразны. В кристаллах могут концентрироваться изоструктурно связанные с ними эпитаксические включения. В. А. Франк-Каменецкий [179], детально изучивший этот тип структурных включений, обращает внимание на их чрезвычайно широкое распространение, а также на связь с этим типом структурных примесей в минералах многих других элементов.

Рассматривая характер этих включений, необходимо уточнить терминологию. Как известно, В. М. Гольдшмидт предлагал называть изоморфными вещества, обладающие аналогичной кристаллической структурой. Это определение объединяет сходные и несходные в химическом отношении вещества и рассматривается многими учеными как изоморфизм в широком смысле слова. Мы уже указывали [155], что при таком определении изоморфизма совершенно не принимается во внимание химический состав изоморфных соединений. Например, вместе с такими соединениями, как  $\text{KН}_2\text{PО}_4$  и  $\text{KН}_2\text{AsO}_4$ , изоморфными должны считаться  $\text{NaCl}$  и  $\text{PbS}$  или  $\text{KMnO}_4$  и  $\text{BaSO}_4$ . Неудобство подобного отрыва формы от состава вполне очевидно.

Как известно, Д. И. Менделеев определил изоморфизм как «сходство форм по причине подобия состава» [100]. При таком определении основным признаком изоморфных соединений является их способность к образованию смешанных кристаллов, обладающих свойствами твердых растворов, и к изоморфному взаимозамещению слагающих их соответствующих частей.

Соединения, кристаллохимически сходные, но не обладающие подобием состава, обычно называют изоструктурными. В природе эти изоструктурные примеси дают эпитаксические включения в минералах. В. А. Франк-Каменецкий [179] выделяет следующие случаи их образования.

1. Появление вроска в результате последовательного нарастания на кристаллическую подложку.

2. Прилипание готовых зародышей (кристалликов) к кристаллическому субстрату и их поворот в закономерные ориентировки под воздействием активной подложки.

3. Одновременный рост двух или нескольких кристаллов в виде закономерного сростка.

4. Образование эпитаксических включений в результате распада твердых растворов и выделения самостоятельных фаз в эпитаксической ориентировке, что связано с изменением термодинамических условий.

5. Образование включений в виде ориентированных параморфоз и замещений в результате изменения включений под воздействием внешней среды.

В соответствии со взглядами основоположника учения об эпитаксии Л. Руайе основным фактором этого явления следует считать совпадение параметров решетки.

Эпитаксические включения в породообразующих силикатах распространены широко, но изучены еще недостаточно. Первоначально исследовали условия сростания в этой группе минералов. При этом наибольшее внимание уделяли закономерным сростаниям таких широко распространенных минералов, как кварц, полевой шпат и слюда. Материал по эпитаксическим включениям в силикатах начал накапливаться в последние годы, когда, кроме рентгеноструктурных, стали возможны детальные исследования минералов с помощью электронных микроскопов и рентгеновских микроанализаторов.

В. А. Франк-Каменецкий [179] описывает эпитаксические включения пирита в кварце, гематита — в полевых шпатах, вроски оливина, граната и хромшпинелида — в алмазах и др.

Можно предполагать, что во многих случаях присутствие в минералах тех или иных редких элементов обусловлено не изоморфизмом, а иными формами, в том числе и эпитаксией. Однако эпитаксические включения могут рассматриваться только как часть вещества, адсорбированного растущими кристаллами породообразующих и аксессуарных минералов.

Многочисленные исследователи отмечают нахождение в минералах коллоидальных частиц. Эти частицы могут различаться как по величине, так и по способу и месту их захвата растущим кристаллом.

Д. П. Григорьев [41] указывает, что растущий кристалл поглощает химические примеси неодинаково: разными гранными, реберными и вершинными формами. Вопрос о структурном положении адсорбированного вещества рассмотрен Л. М. Шамовским [189, 190] на примере распределения активатора в щелочно-галоидных кристаллофосфорах. По данным этого исследователя, при выращивании монокристаллических фосфоров из расплава, активатор распределяется в них двояким образом. Часть атомов активатора входит в состав решетки с образованием твердых растворов, а другая их часть, обычно меньшая, откладывается по поверхностям блоков субструктуры кристалла. В кристаллах с высоким содержанием активатора атомы металла могут группироваться в коллоидные частицы. Подобная коагуляция может осуществляться в результате поверхностной миграции атомов по блокам мозаики. Возникновение этой межблочной формы активатора связано с его адсорбцией на внутренних поверхностях монокристаллов, где с участием ионов основной решетки образуются достаточно прочные, возможно, комплексные соединения с иной кристаллохимической структурой и координацией ионов активатора, чем внутри решетки. Сорбированные формы редких элементов на внутренних поверхностях кристаллов образуются и при кристаллизации магматических расплавов. Возможность образования этих форм при кристаллизации изверженных горных пород расширяются за счет дефектов в кристаллах, особенно приуроченных к их поверхности и границам зерен в кристал-

лических агрегатах. С другой стороны, возникновение таких сорбированных форм во многих минералах может быть обусловлено распадом твердых растворов при остывании пород.

Пример распределения урана в полевых шпатах и кварце показывает, что сорбированная часть атомов редких элементов распределяется в породообразующих минералах более или менее равномерно. Проведенное нами микрорадиографическое изучение распределения урана в минералах гранитоидов [158] показало, что в полевых шпатах и кварце уран дает единичные треки, равномерно рассеянные по всему кристаллу.

В большинстве случаев выделения этого типа достаточно легко растворяются специфическими для данного элемента растворителями без разрушения решеток минералов. Это подтверждается практически полным выщелачиванием урана из полевых шпатов и кварца слабым раствором углекислого аммония. Исследования распределения редких элементов в сосуществующих минералах горных пород показывают возможность нахождения в кварце и полевых шпатах неструктурных редких примесей.

В сосуществующих минералах пород гранитного ряда (в кварце и полевых шпатах) наблюдаются значительные количества лития, рубидия, бериллия, свинца, цинка, олова, молибдена и других редких элементов. В большинстве случаев объяснить это изоморфизмом или трудно, или даже невозможно. В первую очередь это относится к кварцу. По характеристике В. А. Франк-Каменецкого [178], кварц благодаря стабильности кристаллической решетки и весьма ограниченным возможностям к изоморфизму обычно не содержит большого количества структурных примесей и очень постоянен в своих свойствах.

Вероятность нахождения многочисленных редких элементов, обнаруженных в природных кварцах при анализе в виде микроизоморфных примесей, весьма невелика. Возможно, они присутствуют в виде неструктурных примесей, адсорбированных растущими кристаллами. В этом случае концентрация того или иного редкого элемента в кварце должна в значительной степени зависеть от его концентрации в расплаве, из которого он кристаллизуется. В этом отношении весьма показательным является распределение лития (табл. 11), рассмотренное О. Д. Ставровым [153]. Содержание лития в кварце из верхнепротерозойских гранитоидов более чем в три раза выше по сравнению с нижнепротерозойскими гранитами. При этом весьма важно, что в кварце из пегматитов, связанных с этими древними гранитоидами, содержания лития почти такие же, как в породах.

В кварцах из пегматитов, связанных с обогащенными литием верхнепротерозойскими гранитоидами, наблюдается существенное повышение концентраций лития. В кварцах из кварц-микрклиновых пегматитов содержание лития почти в 4 раза выше, чем в кварце из гранитов, а в кварце из кварц-мусковитового

Таблица 11

Содержания лития (в  $\gamma/\text{г}$ ) в кварцах гранитов и связанных с ними пегматитов Восточного Саяна (по данным О. Д. Ставрова [153])

| Возраст                          | Кварц   | Li   |
|----------------------------------|---|------|
| Архей — нижний протерозой (?)    | Из гигантозернистых гранитов  | 1,7  |
|                                  | Из редкопорфировидных гранитов                                      | 0,7  |
|                                  | Розовый из кварц-полевошпатовой жилы                                | 3,0  |
|                                  | Из кварц-микроклинового пегматита с биотитом                        | 1,0  |
|                                  | Из ядра кварц-микроклинового пегматита                              | 1,6  |
| Средний — верхний протерозой (?) | Из биотитовых среднезернистых гранитов                              | 4,0  |
|                                  | Из двуслюдяных среднезернистых гранитов                             | 2,7  |
|                                  | То же   | 5,1  |
|                                  | Из кварц-микроклиновых пегматитов, залегающих в гранитах            | 14,0 |
|                                  | То же, залегающих в сланцах   | 14,0 |
|                                  | Из кварц-мусковитового комплекса пегматитов со слабой альбитизацией | 19,0 |
|                                  | Из кварц-мусковитового комплекса пегматита с касситеритом           | 21,0 |
|                                  | Из кварц-мусковитового комплекса Na—Li пегматитов                   | 170  |
|                                  | То же   | 150  |
|                                  | Из кварц-сподуменового комплекса Na—Li пегматитов                   | 430  |
| То же                            | 470   |      |

комплекса Na—Li пегматитов оно на порядок выше, чем в кварц-микроклиновых пегматитах.

Данный пример отчетливо показывает, что увеличение содержания лития в магматическом и пегматитовом расплавах приводит к обогащению этим элементом кварца ( $\sim 0,05\%$  Li). Естественно, что это явление не может быть объяснено с позиций изоморфизма и, вероятнее всего, обусловлено широким развитием адсорбции при кристаллизации кварца.

На присутствие в изверженных горных породах различных форм редких элементов автор впервые указал еще в 1954 г. [156]; в дальнейшем этот вопрос был рассмотрен достаточно подробно [158].

Неизоморфные формы редких элементов в изверженных горных породах наиболее характерны для рудных элементов. При

всей многочисленности таких форм часть атомов этих элементов приурочена к породообразующим минералам, в то время как другая часть давала микроскопические и субмикроскопические выделения рудных минералов, расположенных в межзерновом пространстве. В некоторых случаях часть атомов рудного элемента, приуроченная к породообразующим минералам, легко извлекалась из них слабыми растворителями без разрушения кристаллических решеток этих минералов.

Первым редким элементом, для которого было доказано существование в гранитоидах неизоморфных (неструктурных) выделений, явился уран [156, 227]. До 50-х годов большинство исследователей придерживались мнения, что основная масса урана в изверженных горных породах, прежде всего в гранитоидах, находится в виде изоморфной примеси в акцессорных минералах. При этом в значительной степени были забыты представления В. И. Вернадского о рассеянной форме нахождения урана в породах. Он писал: «За учитываемыми нами молекулами или пространственными решетками атомов (т. е. кристаллами) — вне их — находятся еще мириады свободных, движущихся атомов, которые в наших анализах оказываются ничтожными дробями весовых процентов» [28]. В качестве примеров элементов рассеяния В. И. Вернадский приводил иод, уран, ртуть и др.

Мысль о преобладании изоморфной формы нахождения урана в породах впервые была высказана В. М. Гольдшмидтом в связи с близостью ионных радиусов четырехвалентного урана, тория, циркония, церия, иттрия и кальция. Широкое распространение этой точки зрения в известной мере может быть объяснено наличием данных о высоких концентрациях урана в акцессорных минералах пород. Имевшиеся вначале лишь качественные и притом неполные исследования состава пород в отношении урана создавали ложное представление о приуроченности основной его массы к акцессорным минералам.

Только переход к количественным методам изучения изверженных горных пород и применение предложенного нами метода установления балансов редких элементов по мономинеральным фракциям пород позволили установить истинную картину распределения урана в минералах гранитоидов.

В табл. 12 приведены данные о количестве урана в минералах гранитоидов трех групп: кварц и полевые шпаты, темноцветные (биотит и роговая обманка) и акцессорные. В последнюю группу в большинстве случаев входят магнетит, сфен, ортит, циркон и апатит. Приведенные данные относятся к различным районам Советского Союза (Горный Алтай, Северный Тянь-Шань, Кузнецкий Алагау, Западные Саян и Северный Казахстан) и только в одном случае касаются распределения урана в граните Южно-Калифорнийского батолита (США).

Как видно из табл. 12, уран присутствует во всех породообразующих и акцессорных минералах пород, причем в среднем

Т а б л и ц а 12  
Распределение урана в минералах гранитоидов

| Порода                              | Район               | Уран, % | Уран породы, приходящейся на минерал, % |              |             | Литературный источник                                    |
|-------------------------------------|---------------------|---------|---|--------------|-------------|--|
|                                     |                     |         | полевые шпаты и кварц                   | темноцветные | акцессорные |  |
| Гранит [87]                         | Калифорния (США)    | 2,7     | 66,5                                    | 21,4         | 4,0         | Е. С. Ларсен [87]  |
| Тоналит                             | »                   | 1,7     | 34,7                                    | 34,3         | 7,0         | Там же   |
| Биотитовый гранит                   | Горный Алтай        | 22,0    | 37,8                                    | 8,2          | 52,3        | Л. В. Таусон [158]                                       |
| Граносеннит                         | Восточный Тянь-Шань | 8,1     | 43,0                                    | 18,0         | 16,0        | »  |
| Порфиroidный адамеллит              | »                   | 5       | 20,4                                    | 14,5         | 41,2        | »  |
| Биотитовый гранит                   | »                   | 2,8     | 39,2                                    | 21,1         | 30,7        | »  |
| Лейкократовый гранит                | »                   | 4,2     | 16,2                                    | 16,7         | 59,2        | »  |
| Порфиroidный гранит                 | Кузнецкий Алатау    | 0,8     | 13,8                                    | 3,8          | 81,3        | Д. К. Осипов, Р. С. Журавлев [122]                       |
| Биотитовый гранит                   | Кузнецкий Алатау    | 3,3     | 66,2                                    | 18,8         | 10,2        | »  |
| Биотит-роговообманковый гранит      | »                   | 1,5     | 40,7                                    | 30,0         | 24,0        | »  |
| Роговообманковый гранит             | »                   | 0,5     | 44,0                                    | 12,0         | 30,0        | »  |
| Гранодиорит                         | »                   | 6,0     | 42,7                                    | 5,3          | 23,4        | »  |
| Гранодиорит                         | »                   | 3,5     | 30,0                                    | 13,3         | 52,2        | »  |
| Лейкократовый гранит                | »                   | 2,7     | 26,9                                    | 11,0         | 71,7        | »  |
| Диорит                              | »                   | 3,6     | 49,6                                    | 4,6          | 45,6        | »  |
| Роговообманковый гранит             | »                   | 1,2     | 52,7                                    | 30,0         | 17,5        | »  |
| Порфиroidный гранит                 | Западный Саян       | 2,0     | 38,0                                    | 20,5         | 47,5        | А. С. Митропольский, С. В. Мельгунов, В. Г. Чернов [104] |
| Равномернозернистый гранит          | »                   | 4,1     | 19,0                                    | 9,5          | 76,0        | Там же   |
| Порфиroidный гранит                 | »                   | 8,7     | 20,8                                    | 3,9          | 72,9        | »  |
| Мелкозернистый гранит               | »                   | 4,1     | 75,3                                    | 7,1          | 13,2        | »  |
| Крупнозернистый порфиroidный гранит | »                   | 3,4     | 32,8                                    | 28,0         | 36,3        | »  |
| Порфиroidный биотитовый гранит      | Северный Казахстан  | 4,7     | 30,0                                    | 9,5          | 66,0        | А. И. Семенов, А. А. Смыслов [141]                       |
| То же                               | »                   | 4,3     | 47,0                                    | 7,0          | 21,0        | Там же   |
| Среднее                             |                     |         | 38,6                                    | 15,1         | 40,0        |  |

немногим больше половины его приходится на полевые шпаты, кварц и темноцветные, а остальное — на акцессории. Количество урана породы, приходящиеся на каждую из групп минералов, может существенно меняться. Например, доля урана, приходящаяся на акцессорные минералы, колеблется от 4 до 81%. Для кварца и полевых шпатов колебания несколько меньше (14—75%). Это же можно сказать и о темноцветных минералах (5,3—34,3%). Обычно среди акцессорных минералов наибольшее количество урана породы приходится на сфен (0,02—0,03%). Много урана в цирконах (0,1—0,2%), но в связи с низким содержанием в породах этого минерала на его долю чаще всего приходится небольшие количества урана породы.

Многочисленные микрорадиографические исследования гранитоидов показали, что выделения радиоактивных элементов в породах можно разделить на три группы. К первой группе относятся рассеянные выделения радиоактивных элементов, дающих отдельные треки. При этом густота треков в общем пропорциональна содержанию урана в минерале. Вторая группа объединяет некоторые акцессорные минералы с повышенной концентрацией урана. Для них характерна большая густота треков, которые на площади кристалла обычно расположены беспорядочно, но в общем равномерно. В третью группу включены микроскопические и субмикроскопические выделения, видимо, урановых и уран-ториевых минералов, которые на микрорадиографиях имеют вид точечных источников треков или небольших выделений с высокой плотностью следов. Участки микрорадиографий с рассеянными редкими треками обычно соответствуют зернам кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Вхождение почти 40% урана пород в кристаллические решетки кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза в виде изоморфной примеси мало вероятно. Некоторые исследователи высказывали предположения, что уран в этих минералах находится в виде включений урансодержащих акцессориев типа циркона или собственных минералов этого элемента. Конечно, последней возможности полностью исключить нельзя. Однако на микрорадиографиях в участках этих минералов обычно наблюдается сравнительно равномерное распределение редких треков. С другой стороны, почти весь уран, присутствующий в этих минералах, легко выщелачивается из них углекислым аммонием или слабой соляной кислотой (табл. 13). В минералах из гранитоидов Центрального Тянь-Шаня выщелачивание проходило с помощью углекислого аммония. Е. С. Ларсен с сотрудниками проводил извлечение урана из минералов калифорнийского гранита однопроцентным раствором соляной кислоты. Как видно, в обоих случаях результаты получились сходные: из светлых минералов гранитоидов уран выщелачивается практически полностью.

Приведенные данные дают основание полагать, что уран присутствует в кварце и полевых шпатах главным образом в формах молекулярного рассеяния. О местоположении этих выделений можно пока говорить только в самой общей форме. По мнению большинства исследователей, легко выщелачиваемый

Т а б л и ц а 13  
Выщелачивание урана из некоторых породообразующих минералов гранитоидов

| Минерал, порода, место взятия образца                                  | Содержание урана в минерале, γ/г | Исходное количество минерала, г | Количество вещества, выщелоченного из минерала, г | % выщелачивания вещества из минерала | % урана, выщелачиваемого из минерала |
|--|----------------------------------|---------------------------------|---|--------------------------------------|--------------------------------------|
| Кварц лейкократового гранита,<br>Актобе, Центральный Тянь-Шань         | 1,80                             | 1,0                             | 0,027   | 2,7                                  | 83                                   |
| Полевые шпаты лейкократового гранита,<br>Актобе, Центральный Тянь-Шань | 1,15                             | 1,0                             | 0,030   | 3,0                                  | 86                                   |
| Полевые шпаты гранита,<br>Боортеке, Центральный Тянь-Шань              | 0,25                             | 1,9                             | 0,095   | 5,0                                  | 100                                  |
| Плаггиоклаз гранита,<br>Руби, Калифорния *                             | 5,10                             | —                               | —   | 2,0                                  | 98                                   |
| Пертит гранита,<br>Руби, Калифорния *                                  | 1,10                             | —                               | —   | 3,1                                  | 70                                   |

\* По данным Е. С. Ларсена и др. [87].

уран в светлых минералах сорбируется на плоскостях роста и в дефектах кристаллических решеток.

Как видно из табл. 12, с темноцветными минералами гранитоидов, и прежде всего с биотитом, в среднем связано около 15% урана пород.

На микрорадиографиях участки, отвечающие биотиту, имеют несколько более высокую плотность треков, чем участки, относящиеся к светлым минералам. Однако треки на микрорадиографиях и в этом случае распределяются достаточно равномерно. Иногда в биотите имеются включения высокоактивных акцессорных минералов. Тогда картина распределения треков несколько меняется: в местах, соответствующих выделениям акцессорных минералов, наблюдаются участки с гораздо большей плотностью следов. При выщелачивании урана из биотитов слабыми растворителями извлекается очень небольшая (около 8%) часть урана, находящегося в минерале. Это показывает, что уран в биотите связан достаточно прочно и, возможно, нахо-

дится здесь в составе микровключений аксессуарных минералов, изоморфно и в сорбированном виде.

В целом особенности распределения урана в минералах гранитоидов и основные кристаллохимические свойства этого элемента показывают, что в породах он не может образовывать изоморфные смеси с пороодообразующими элементами и связан кристаллохимически главным образом только с такими редкими элементами, как иттрий, торий и цирконий. Своих собственных изоморфных смесей, кристаллохимически независимых от этих элементов, уран, по-видимому, образовывать не может. Это существенно ограничивает изоморфные возможности урана и дает основание предполагать, что изоморфно в горных породах связана только некоторая часть этого элемента.

Экспериментальное доказательство существования различных форм нахождения урана было получено не только с помощью микрорадиографий, но и методами избирательного выщелачивания урана из пород и минералов. Основным условием этой методики является то, что уран должен выщелачиваться из пород такими растворителями, которые не разрушают решеток пороодообразующих и аксессуарных минералов.

Первые исследования в этом направлении были проведены П. М. Хирли [227] и нами [156]. При этом, несмотря на различную методику, работы показали, что в гранитоидах может находиться значительная часть урана в виде форм, легко выщелачиваемых слабыми растворителями. В дальнейшем изучении соотношения легко выщелачиваемой и прочно связанной форм занимались многие исследователи. Их результаты подтвердили установленные нами закономерности. О возможностях широкого выщелачивания урана из гранитоидов свидетельствуют данные табл. 14.

Как видно, результаты селективного выщелачивания урана из гранитоидов разных районов Советского Союза показали, что в среднем несколько больше  $\frac{1}{3}$  урана породы (35%) может находиться в гранитах в виде легкоподвижных (неструктурных) форм. Проведенные до настоящего времени исследования распределения урана в гранитоидах дают возможность предполагать нахождение урана в них в следующих формах.

1. Формы сорбционного захвата и молекулярного рассеяния в пороодообразующих минералах. Выделения урана в этом случае изоморфно не связаны в узлах решеток этих минералов и располагаются, вероятно, на гранях роста, в интерстициях и дефектах решетки минерала-хозяина. В такой форме находится, по-видимому, около половины урана породы.

2. Изоморфная примесь в таких аксессуарных минералах гранитоидов, как сфен, циркон, ортит и апатит, где уран кристаллохимически связан с такими элементами, как иттрий, цирконий и торий. На долю этой формы приходится, по-видимому, несколько меньше половины урана породы.

Т а б л и ц а 14  
Выщелачивание урана из гранитоидов (в %)

| Место взятия образца                        | Число проб | Пределы колебаний | Среднее | Литература   |
|---|------------|-------------------|---------|--|
| Горный Алтай, Черновинский массив           | 6          | 33—96             | 64      | Л. В. Таусон [158]                                       |
| Центральный Тянь-Шань, Су самырский батолит | 28         | 14—50             | 22      | Там же   |
| Южный Урал, Кочкарский комплекс             | 8          | 13—45             | 27      | Б. К. Львов [95]   |
| Северный Казахстан, Беркутинский массив     | 4          | 38—53             | 44      | А. И. Семенов, А. А. Смыслов [141]                       |
| Кузнецкий Алатау, различные массивы         | 6          | 15—26             | 19      | И. И. Абрамович [1]                                      |
| Юго-Восточное Забайкалье                    | 119        | 27—37             | 31      | А. С. Заболотнов [48]                                    |
| Южно-Minusинская впадина                    | 5          | 24—45             | 31      | В. П. Ковалев, З. В. Малясова [65]                       |
| Западный Саян                               | 9          | 18—83             | 44      | А. С. Митропольский, С. В. Мельгунов, В. Г. Чернов [104] |
| Среднее                                     |            |                   | 35      |  |

3. Микроскопические и субмикроскопические выделения собственных урановых и урано-ториевых минералов, располагающихся преимущественно в межзерновых пространствах. Доля урана породы, приходящаяся на эту форму нахождения, по-видимому, составляет всего несколько процентов. Микроскопические и субмикроскопические выделения собственных минералов характерны не только для урана, но и для ряда других рудных элементов (железо, титан, медь, свинец, молибден, олово, вольфрам, золото и др.).

Среди группы рудных минералов наибольшим распространением пользуются окислы рудных элементов, прежде всего железа и титана (магнетит, титаномагнетит, ильменит и др.).

Сульфиды по количеству распространены значительно меньше, хотя качественно они значительно разнообразнее (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, сфалерит, галенит, молибденит и др.). Во многих гранитоидах отмечаются выделения самородных металлов (золото, серебро, медь, железо, свинец, олово и др.).

Количественные соотношения окислов и сульфидов в гранитоидах даются в табл. 15, составленной по данным В. В. Ляховича [93].

Как видно из данных табл. 15, в гранитоидах наибольшее распространение имеют рудные минералы железа. При этом наибо-

лее обильны окисные минералы (прежде всего магнетит), а сульфиды (пирит и пирротин) пользуются значительно меньшим распространением. Количества сульфидов и окислов других металлов совершенно несоизмеримы с распространенностью рудных минералов железа. В связи с этим естественно, что с точки зрения распределения редких элементов по рудным минералам гранитоидов наибольший интерес представляет магнетит.

Все исследователи, изучавшие редкоэлементный состав магнетитов, отмечают высокое содержание в них титана, марганца, ванадия и хрома. В некоторых типах пород магнетиты могут выступать как минералы, концентрирующие значительную

Т а б л и ц а 15  
Содержание рудных минералов в гранитоидах (в г/т)

| Минерал        |                           |  | Минерал     |                           |  |
|----------------|---------------------------|--|-------------|---------------------------|--|
|                | Биотитовые граниты (107)* | Кварцевые диориты и гранодиориты (26)* |             | Биотитовые граниты (107)* | Кварцевые диориты и гранодиориты (26)* |
| Магнетит       | 2850                      | 5500                                   | Молибденит  | 0,3                       | 0,6                                    |
| Титаномагнетит | 2                         | 181                                    | Халькопирит | 1,2                       | 0,1                                    |
| Гематит        | 65                        | 285                                    | Арсенопирит | 0,6                       | 0,03                                   |
| Ильменит       | 481                       | 376                                    | Касситерит  | 0,2                       | 0,04                                   |
| Пирротин       | 5,3                       | 147                                    | Вольфрамит  | 0,1                       | 0,001                                  |
| Пирит          | 58,5                      | 83                                     | Шеелит      | 0,4                       | 0,2                                    |
| Сфалерит       | 0,4                       | 5,7                                    | Уранинит    | 0,8                       | —                                      |
| Галенит        | 0,2                       | 3,8                                    |             |                           |  |

\* Число изученных проб.

долю атомов этих редких элементов. В. А. Вахрушев [26], изучавший магнетиты интрузивных пород Алтае-Саянской складчатой области, приводит следующую характеристику их редкоэлементного состава (табл. 16). Как видно, магнетиты габброидов и генетически связанных с ними гранитоидов отличаются повышенными концентрациями титана и ванадия. Аналогичная картина наблюдается и для гранитоидов Урала [196]. Данные Д. С. Штейнберга, И. А. Малахова и В. Г. Фоминых для этого района показывают, что среднее содержание магнетита и титаномагнетита в палингенных гранитоидах составляет 0,34%, тогда как в плагιοгранитах, генетически связанных с базальтоидами, оно почти в пять раз выше (1,62%). При этом среднее содержание  $TiO_2$  в магнетитах и титаномагнетитах из палингенных гранитоидов составляет 0,54%, в то время как в аналогичных минералах из плагιοгранитов содержание  $TiO_2$  возрастает до 2,66%.

Содержание  $V_2O_5$  в этих окисных минералах железа и титана для палингенных гранитоидов составляет всего 0,12%, а в плагиогранитах оно достигает 0,47%.

Приведенные данные вполне сопоставимы с данными В. А. Вахрушева для Алтае-Саянской складчатой области и, вероятно, отражают общую особенность распределения титана и

Таблица 16

Содержание некоторых редких элементов (в вес. %) в магнетитах интрузивных пород Алтае-Саянской складчатой области (по В. А. Вахрушеву)

| Рудоносные интрузивные комплексы   | Число проб | TiO <sub>2</sub> | MnO  | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|--|------------|------------------|------|-------------------------------|--------------------------------|
| Титаноносные габброиды, расслоенные  | 12         | 7,94             | 0,33 | 0,40                          | 0,07                           |
| Железоносные субвулканические сиениты и гранитоиды габбродиорит-гранодиоритовой формации | 22         | 2,50             | 0,48 | 0,31                          | 0,11                           |
| Гранитоидные батолиты пестрого состава   | 21         | 0,98             | 0,24 | 0,23                          | 0,05                           |
| Гранитные батолиты   | 14         | 0,53             | 0,29 | 0,13                          | 0,07                           |

ванадия в гранитоидах «гранитного» (палингенного) и «базальтоидного» родов.

Изучение выделений сульфидов в различных типах изверженных горных пород, проведенное в последние годы В. А. Вахрушевым, с применением минераграфических методов значительно расширило наши знания в этой области.

Как показали эти исследования, сульфидные выделения в основном каплевидной формы, имеющие, несомненно, первично-магматическое происхождение, присутствуют в различных типах изверженных горных пород.

В гранитоидах количество видимых первично-магматических выделений сульфидов обычно чрезвычайно мало. Встречающиеся в них сфалерит, галенит и молибденит часто имеют постмагматическое происхождение. Первично-магматические выделения сульфидов в гранитоидах, так же как и в случае основных пород, в основном представлены сульфидами железа и меди.

Приведенные выше данные о положении в гранитоидах цинка дают основание полагать, что картина распределения халькофильных элементов в изверженных горных породах будет значительно сложнее, чем это представляется при обычном подходе, основанном на концентрации.

В этом отношении весьма показателен пример меди. Как известно, большинство исследователей признают, что медь в извер-

женных горных породах может находиться либо в форме выделений сульфидов, либо в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах. Проведенное Б. И. Злобиным [52] изучение распределения меди в минералах ряда изверженных пород Северного Тянь-Шаня (табл. 17) показало, что основная масса атомов меди в изучавшихся породах приурочена к породообразующим минералам и прежде всего к полевым шпатам и

Т а б л и ц а 17

Распределение меди в минералах изверженных пород Северного Тянь-Шаня (по Б. И. Злобину [52])

| Минерал                                      | Содержание минерала в породе, вес. % | Содержание меди в минерале, $\mu\text{г}/\text{г}$ | Доля меди, приходящаяся на минерал |                        | Общее содержание меди в породе, $\mu\text{г}/\text{г}$ |
|--|--------------------------------------|--|------------------------------------|------------------------|--|
|  |                                      |  | %                                  | $\mu\text{г}/\text{г}$ |  |
| Габбро (оз. Сон-Куль, обр. 1575)             |                                      |  |                                    |                        |  |
| Плагиоклаз                                   | 50,6                                 | 17,0   | 36,0                               | 8,6                    |  |
| Авгит+гиперстен                              | 32,6                                 | 16,0   | 21,7                               | 5,2                    |  |
| Оливин                                       | 10,3                                 | Не опр.  | —                                  | —                      |  |
| Магнетит                                     | 5,6                                  | 61,0   | 14,2                               | 3,4                    |  |
| С у м м а                                    |                                      |  | 71,9                               | 17,2                   | 24,0   |
| Гранит (хр. Сарыкамыш, обр. 1254)            |                                      |  |                                    |                        |  |
| Ортоклаз                                     | 31,3                                 | 6,8  | 42,0                               | 2,1                    |  |
| Плагиоклаз                                   | 28,2                                 | 2,6  | 14,0                               | 0,7                    |  |
| Биотит                                       | 3,7                                  | 23,0   | 16,0                               | 0,8                    |  |
| Магнетит                                     | 0,7                                  | 44,0   | 6,0                                | 0,3                    |  |
| С у м м а                                    |                                      |  | 78,0                               | 3,9                    | 5,0  |
| Щелочной гранит (р. Джассык-Куль, обр. 1509) |                                      |  |                                    |                        |  |
| Ортоклаз                                     | 72,2                                 | 2,6  | 47,0                               | 1,8                    |  |
| Амфибол                                      | 3,3                                  | 15,0   | 12,5                               | 0,5                    |  |
| Магнетит                                     | 0,4                                  | 144,0  | 14,5                               | 0,6                    |  |
| С у м м а                                    |                                      |  | 74,0                               | 2,9                    | 4,0  |

темноцветным. В изученных породах доля меди, приходящаяся на эти минералы, достигает 60—70%. К этому можно добавить, что Х. Гони [221], изучавший распределение меди в минералах гранитоидов массива Фламанвиль, обнаружил этот элемент не только в биотите, роговой обманке и в меньшей степени в полевых шпатах, но и в кварце.

Вместе с тем, по данным ряда исследователей, магнетит изверженных горных пород является концентратором меди, хотя его доля в общем балансе этого элемента в породах обычно не выходит за пределы 10—15%. Рассматривая изоморфные возмож-

ности меди в породообразующих минералах, следует заметить, что с точки зрения индивидуальных кристаллохимических свойств медь достаточно близка к железу. Например, они имеют достаточно близкие по размерам атомные орбитальные радиусы ( $\text{Cu} - 1,191$ ;  $\text{Fe} - 1,227 \text{ \AA}$ ), достаточно близки по строению электронных оболочек и характеру связи в различных соединениях (окислы, сульфиды). Поэтому структурные возможности меди в магнетите должны быть несколько больше, особенно если учесть возможность присутствия в этом минерале включений

Т а б л и ц а 18

**Результаты выщелачивания меди из изверженных горных пород и их минералов (по Б. И. Злобину [52])**

| Порода, минерал                 | Общее содержание меди в породе и минерале, г/г | Выщелочено меди            |      |                                      |      |
|---------------------------------|--|----------------------------|------|--------------------------------------|------|
|                                 |  | без $\text{H}_2\text{O}_2$ |      | с добавлением $\text{H}_2\text{O}_2$ |      |
|                                 |  | г/г                        | %    | г/г                                  | %    |
| Габбро (обр. 1575)              | 24   | 15,2                       | 63,3 | 19,4                                 | 81,0 |
| Гранит (обр. 1254)              | 5  | 2,9                        | 58,0 | 2,7                                  | 54,0 |
| Щелочной гранит (обр. 1509)     | 4  | 1,3                        | 32,5 | 2,0                                  | 50,0 |
| Магнетит из габбро (обр. 1575)  | 61   | 23,0                       | 37,7 | 24,8                                 | 40,6 |
| Магнетит из гранита (обр. 1254) | 44   | 11,6                       | 26,3 | 19,9                                 | 34,0 |
| Ортоклаз                        | 4  | 2,3                        | 57,3 | 3,8                                  | 95,0 |
| Лабрадор                        | 2,6  | 2,1                        | 80,7 | 1,8                                  | 69,5 |
| Биотит                          | 35   | 24,8                       | 70,8 | 25,7                                 | 73,4 |

типа ферритов ( $\text{CuFeO}_2$ ) и шпинели ( $\text{CuMgO}_4$ ), изоструктурных с магнетитом. Однако наибольший интерес, несомненно, представляют условия вхождения меди в темноцветные и светлые породообразующие силикаты; легкое вхождение в них меди даже на место железа весьма сомнительно.

Не исключено, что с медью будет наблюдаться явление, аналогичное тому, что было описано выше для цинка. Иными словами, при высоких температурах кристаллизации магм медь может изоморфно входить в темноцветные силикаты на место железа, несмотря на непривычную для нее шестерную координацию. Однако при понижении температуры может происходить распад образовавшихся изоморфных смесей. Это подтверждается при селективном выщелачивании меди, не затрагивающем решетки минералов.

Опыты по выщелачиванию меди из гранитоидов и некоторых породообразующих минералов были проведены Б. И. Злобиным [52]. Полученные им результаты частично приведены в табл. 18.

Б. И. Злобин в своих опытах применил 0,5 н. аммиачный раствор  $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$  (50 г/л) и  $\text{NH}_4\text{Cl}$  (10,6 г/л) с добавкой цитрата натрия (10 г/л). Выщелачивание проводилось как с  $\text{H}_2\text{O}_2$ , так и без нее. Подобный состав растворителя был выбран для получения возможности максимального извлечения меди из пород и минералов в виде прочных комплексных ионов аминного  $[\text{Cu}(\text{NH}_3)_4]^{2+}$  и цитратного  $[\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Cit})_2]^{6-}$  типа без разрушения решеток породообразующих силикатов.

Как видно, степень извлечения меди из изучавшихся пород достаточно велика и в случае габбро достигает 80%. Из гранитов с обычными для этого типа пород содержаниями (4—5 г/г)

Т а б л и ц а 19  
Выщелачивание меди из биотитов соляной кислотой

| Порода                         | Место взятия образца  | Содержание меди в биотите, г/г | % извлечения меди солянокислыми вытяжками |        |      |
|--------------------------------|-----------------------|--------------------------------|---|--------|------|
|                                |                       |                                | 0,1 н.                                    | 0,3 н. | 3 н. |
| Гранит                         | Центральный Казахстан | 580                            | 45,0                                      | 6,5    | 48,0 |
| »                              | Там же                | 500                            | 60,0                                      | 14,6   | 21,0 |
| »                              | »                     | 220                            | 54,0                                      | 8,6    | 20,0 |
| Биотит-роговообманковый гранит | Чукотка               | 35,0                           | 54,0                                      | 17,0   | 20,0 |
| Пегматит                       | »                     | 40,0                           | 45,0                                      | 25,0   | 15,0 |
| Гранит                         | Приморье              | 21,0                           | 48,0                                      | 24,0   | 26,0 |
| »                              | »                     | 95,0                           | 63,0                                      | 15,8   | 23,0 |
| »                              | »                     | 1110,0                         | 43,0                                      | 49,5   | 1,1  |
| Среднее                        |                       |                                | 51,5                                      | 20,1   | 21,8 |

выщелачивается около половины меди. При этом очень важно, что из биотита было выщелочено свыше 70% содержащейся там меди.

Не менее интересны данные по выщелачиванию меди из биотитов (табл. 19) приводят Г. Б. Левашов, И. И. Малков и др. [91].

Рассматривая эти данные, следует указать, что выщелачивание слабыми солянокислыми растворами (0,1 и 0,3 н.), по-видимому, не вызывает разрушения решетки биотита, чего нельзя сказать о 3 н. растворах. Если учитывать выщелачивание меди только слабыми солянокислыми растворами, то в среднем оно составляет свыше 70% меди биотита, как и в опытах Б. И. Злобина. Представляется, что приведенные данные подтверждают предположение об условиях изоморфной смесимости меди и железа, сделанное выше.

Для полевых шпатов и кварца никаких возможностей вхождения меди в виде изоморфной примеси не существует. Несмотря на близкие величины ионных радиусов, медь никогда не выступает в роли изоморфной примеси в минералах натрия. Решающим здесь является то, что медь в силикатных расплавах, по-видимому, никогда не выступает в роли одновалентного катиона. Поэтому вполне естественно, что медь, занимающая в полевых шпатах и кварце неизоморфное положение, легко из них выщелачивается слабыми растворителями, не разрушающими решеток этих минералов. Однако, рассматривая вероятность существования в породах тех или иных неизоморфных форм меди, не следует забывать возможности существования соединений типа ферритов меди ( $\text{CuFeO}_2$  или  $\text{CuFeO}_4$ ), которые могут обособляться в микротрещинах и интерстициальных полостях. Подтверждением могут явиться данные Х. Гони [221], изучавшего распределение меди и ряда других рудных элементов в гранитах с помощью электронного микросонда. Ему удалось установить, что медь в этих гранитах приурочена к микротрещинам, причем ее повышенные количества всегда сопровождаются высокими концентрациями железа. Судя по петрографическим описаниям и содержанию редких элементов, почти все эти граниты были затронуты метасоматозом. Наряду с изучением особенностей распределения редких элементов с помощью электронного микросонда, Х. Гони проводил опыты по групповому выщелачиванию ряда редких элементов (Pb, Cu, Ni, Co, Mo, Sn и др.) с помощью слабых растворов щавелевой кислоты. При этом в большинстве случаев ему удавалось выщелачивать из гранитоидов 20—25% меди.

Все изложенное выше показывает, что в большинстве изверженных горных пород изоморфные возможности меди весьма ограничены; в изоморфной форме в зависимости от типа пород и содержания меди может находиться 10—40% последней. Большая часть атомов этого элемента находится в иных неизоморфных формах нахождения. В разных типах пород и при разном содержании меди в них соотношение этих неизоморфных форм будет различаться. Имеющиеся данные показывают, что медь может находиться в породах в виде микровключений сульфидов (прежде всего халькопирита), ферритов и в пороодообразующих минералах в атомарно-рассеянной форме. Микровключения сульфидов и ферритов, не говоря уже об атомарно-рассеянной меди, могут загрязнять пороодообразующие минералы. Поэтому при установлении минеральных балансов основная масса меди окажется приуроченной к пороодообразующим минералам.

Однако при селективном выщелачивании вся эта неизоморфная медь будет полностью извлекаться из них.

Как было показано, экспериментально установлено существование различных форм нахождения рудных элементов для

урана, цинка и меди. Кроме того, в настоящее время есть много данных, свидетельствующих о существовании неизоморфных форм нахождения свинца, молибдена, никеля, кобальта, золота и других элементов. Исследования показывают, что для большинства рудных элементов количество атомов, кристаллохимически не связанных в породообразующих и акцессорных минералах пород, соизмеримо с той их частью, которая связана в породах изоморфно.

Современные представления о строении силикатных расплавов показывают, что для рудных элементов характерна множественность форм нахождения. Основная масса их атомов находится в виде катионов, окруженных группировками из анионов кислорода. Однако некоторая их часть может существовать в расплавах в виде атомов растворенных металлов, а также молекул сульфидов. Количество этих форм нахождения различно для разных элементов. Вероятно, большая часть серы, находящейся в расплаве, в основном связана с железом и частично с медью. Учитывая количественные соотношения этих элементов с более редкими, можно полагать, что количество сульфидных соединений других рудных элементов в расплавах будет очень невелико. Как и сульфидные соединения, эта часть рудных элементов расплавов на заключительном этапе кристаллизации может обособляться в самостоятельную фазу, приводя к образованию окисных и самородных форм.

Как уже указывалось выше, при кристаллизации магматических расплавов основная масса атомов редких элементов находится в виде относительно свободных ионов и атомов. При определении роли каждой из форм нахождения редких элементов (прежде всего рудных) необходимо рассматривать их изоморфные возможности в породообразующих и акцессорных минералах.

В момент кристаллизации редкие элементы могут попадать в породообразующие минералы в виде изоморфной примеси, эпитаксических включений или адсорбированной примеси. В последнем случае это могут быть выделения, аналогичные межблочной форме [189], располагающиеся преимущественно в интерстициях; субмикроскопические выделения сульфидных, окисных и самородных минералов рудных элементов, захваченные при росте кристаллов, и, наконец, выделения, отвечающие атомарному рассеянию.

Приведенный выше экспериментальный материал, а также данные кристаллохимии показывают, что многие из рудных элементов могут образовывать в породообразующих минералах изоморфные смеси, устойчивые только при высоких температурах кристаллизации магм. При понижении температуры эти изоморфные смеси, по-видимому, могут частично или полностью распадаться с высвобождением рудного элемента из решеток минералов.

В этом отношении достаточно показательны рассмотренные выше примеры нахождения меди и цинка в биотите. Другой пример распада твердых растворов показал Н. В. Белов [14], указавший, что при кристаллизации магм молибден и вольфрам могут занимать в плагиоклазах место кальция, но при последующем окислении эти элементы будут выходить из решетки полевых шпатов, образуя выделения шеелита и новеллита. Иными словами, при понижении температуры и окислении будет происходить распад изоморфных смесей с высвобождением вольфрама и молибдена из решеток плагиоклазов.

Таким образом, приведенные примеры показывают, что изоморфные смеси рудных элементов в породообразующих минералах иногда могут быть неустойчивыми. Находившаяся ранее в виде изоморфной примеси часть атомов рудных элементов высвобождается из решеток и переходит в другие формы нахождения.

Однако в случае некоторых других рудных элементов их изоморфные смеси в породообразующих минералах оказываются устойчивыми и при нормальных температурах (свинец в калиевых полевых шпатах).

Проведенный анализ показывает, что в процессе кристаллизации магматических расплавов значительная часть атомов редких элементов рассеивается в породах в виде неизоморфных форм нахождения. С точки зрения генезиса, морфологии, состава и положения в породе эти формы рассеяния могут быть подразделены на следующие группы.

1. Эпитаксиальные включения в породообразующих и акцессорных минералах пород.

2. Микроскопические и субмикроскопические выделения рудных минералов в окисной, сульфидной или самородной формах, находящиеся как внутри породообразующих минералов, так и в межзерновом пространстве.

3. Различные формы адсорбции вещества — от выделений в межблочном положении до молекулярного рассеяния в теле кристаллов породообразующих и акцессорных минералов.

4. Формы распада твердых растворов от структур распада до атомарного рассеяния.

5. Микроскопические и субмикроскопические выделения рудного вещества, образовавшиеся в микротрещинах пород в результате миграции вещества на позднемагматическом и постмагматическом этапах.

6. Газово-жидкие включения в породообразующих минералах.

Все эти формы нахождения могут быть объединены в группу неизоморфных (неструктурных). При анализе особенностей распределения редких элементов в процессах кристаллизации магм необходимо учитывать, что в зависимости от индивидуальных кристаллохимических свойств элементов, условий кристаллиза-

ции и особенностей минерального и химического состава пород соотношение изоморфных и неизоморфных форм рассеяния будет меняться от элемента к элементу. При этом наибольшее количество неизоморфных форм нахождения будет характерно для рудных элементов.

С точки зрения геохимической истории редких элементов в процессе кристаллизации и дифференциации магматических расплавов образование изоморфных смесей должно отождествляться с процессом кристаллохимического рассеяния элементов в минералах образующихся пород, в то время как образование неизоморфных форм нахождения может быть названо процессом неструктурного рассеяния.

Сущностью этих процессов являются рассеяние и захоронение в породообразующих и акцессорных минералах пород главной массы редких элементов кристаллизующихся магматических расплавов. Учитывая эту общую сущность, оба процесса можно объединить под названием процесса кристаллизационного рассеяния.

Главное отличие между процессами кристаллохимического и неструктурного рассеяния состоит в том, что вещество, находящееся в минералах пород в виде изоморфной примеси, может быть удалено из них только при разрушении решеток минералов. Атомы же элементов, находящиеся в состоянии неструктурного рассеяния в виде неизоморфных форм нахождения, могут извлекаться из минералов без разрушения решеток последних.

Изучение неизоморфных форм нахождения имеет смысл не только с точки зрения познания закономерностей геохимической истории элементов при процессе кристаллизации и дифференциации магм. Этот вопрос теснейшим образом связан с одной из важнейших проблем современной геохимии — проблемой источников рудного вещества. Совершенно очевидно, что нахождение редких и прежде всего рудных элементов в виде форм, кристаллохимически независимых от породообразующих и акцессорных минералов, облегчает их вынос из пород при постмагматических процессах. Именно это дает им больше возможностей для миграции по сравнению с кристаллохимически связанными атомами редких элементов.

Представления о более легком выщелачивании из боковых пород рудных компонентов согласуется и подкрепляет представления Д. С. Коржинского о «гидротермальной кислотно-щелочной дифференциации», состоящей в концентрированном отложении по трещинам тех компонентов, которые были выщелочены из больших объемов боковых пород.

Как указывает Д. С. Коржинский, «благодаря гидротермальной дифференциации толщи выщелоченных пород могут служить источником ряда компонентов рудных жил. В особенности это наблюдается в отношении глинозема и железа. По-видимому, во

многих случаях это справедливо также в отношении меди, поскольку известна приуроченность жильных медных месторождений к толщам пород основного состава с повышенным содержанием рассеянной меди. Возможна такая связь и в отношении некоторых других рудных компонентов» [77].

Возможность сравнительно легкого выщелачивания рудных компонентов из изверженных горных пород подтверждается не только многочисленными данными по выщелачиванию урана, свинца, цинка, меди, молибдена, никеля, кобальта и других рудных элементов, но и экспериментальными работами по растворению рудных минералов различными растворителями.

В этом отношении достаточно показателен пример исследования Н. И. Хитарова и А. А. Москалюка [180], в котором было показано, что таленит может растворяться уже при нормальных температурах и давлениях растворами типа хлор-кальциевых вод.

Существование в породах легкорастворимых неизоморфных форм нахождения рудных элементов и возможность более легкого, чем для других элементов, перевода их в раствор делают изверженные горные породы важным потенциальным источником рудного вещества для гипогенных месторождений.

Однако в геохимическом смысле процесс кристаллизационного рассеяния редких элементов в породообразующих и акцессорных минералах пород ведет к их рассеянию и захоронению в породах. В этом отношении и кристаллохимическое, и неструктурное рассеяние вещества являются процессами, противоположными тем процессам его концентрирования, которые интенсивно протекают не только на постмагматических этапах истории изверженных горных пород, но и при процессах кристаллизации и дифференциации магм.

Вот почему, рассматривая геохимическую историю редких элементов на магматическом этапе, необходимо иметь в виду не только процессы кристаллизационного рассеяния вещества, но и процессы его миграции и концентрирования.

## ОСОБЕННОСТИ ЭМАНАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ

Общие особенности распределения редких элементов в изверженных горных породах показывают, что геохимическая история этих элементов в процессах кристаллизации и дифференциации магм определяется двумя главными процессами. Большая часть атомов редких элементов стремится занять место в решетках породообразующих и акцессорных минералов. Этот процесс «кристаллохимического рассеяния», как было показано выше, зависит от многих факторов и приводит к прочному (иногда не очень прочному) захоронению редких и рудных элементов в породах.

Другой важнейший процесс в геохимической истории редких и особенно рудных элементов заключается в том, что часть их атомов, образовав устойчивые соединения с летучими компонентами, удерживается в расплавах и вместе с летучими и частью петрогенных элементов участвует в процессах эманационной дифференциации магм.

На заключительных этапах кристаллизации эта часть атомов редких элементов либо захоранивается в породах преимущественно в формах неструктурного рассеяния, либо сохраняется в виде летучих соединений во флюидной фазе, обособляющейся от силикатных расплавов на позднемагматическом этапе их истории.

Несмотря на то что с летучими связывается только небольшая часть атомов редких (рудных) элементов, возможности их концентрирования в остаточной флюидной фазе, интенсивность и масштабы этого процесса определяют по существу потенциальную рудоносность магм.

Геохимическая история летучих компонентов в магматическом процессе, а также условия образования флюидной фазы гранитоидных магм имеют первостепенное значение при разработке геохимических критериев потенциальной рудоносности гранитоидных магм.

Рассматривая геохимическую историю летучих компонентов и роль воды в магматическом процессе, необходимо обратить внимание не только на их транспортную функцию, но и на не

менее важную функцию модификаторов силикатных расплавов. Правда, этой последней функцией, по-видимому, обладает только вода и в меньшей степени фтор. Однако вода как основной летучий компонент магматических систем вносит наибольший вклад в давление летучих в системе и в значительной мере определяет масштабы и интенсивность процессов эманационной дифференциации. Поэтому, прежде чем рассматривать транспортную функцию летучих компонентов магм и условия их отделения в виде флюидной фазы, представляется необходимым рассмотреть влияние воды и некоторых других летучих компонентов на структуру силикатных расплавов.

### СТРУКТУРА СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ И ВЛИЯНИЕ НА НЕЕ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ МАГМ

В геохимии и петрологии вопросу строения магматических расплавов уделяется явно недостаточное внимание. Некоторые предположения о строении магматических расплавов могут быть высказаны на основании результатов разнообразных физико-химических исследований силикатных расплавов, шлаков и стекол. По химическому составу магматические расплавы являются типичными силикатными расплавами с незначительным содержанием  $MeO$ . Многочисленные экспериментальные данные показывают, что расплавленные силикаты можно считать электролитами. Об этом свидетельствует удельная электропроводность жидких силикатов, доказанная опытным путем возможность электролиза жидких шлаков и т. д. [46].

В настоящее время большинство исследователей в области строения силикатных расплавов и стекла признают возможность существования в расплавах так называемых сиботаксических групп, представляющих локальные участки расплава с упорядоченным строением. Внутреннее строение сиботаксических групп приближается к структуре кристаллического тела, в то время как их периферические зоны упорядочены в меньшей степени. В силикатных расплавах среди этих групп прежде всего выделяются крупные и сложные комплексные анионы, представляющие достаточно длинные отрезки цепочек, состоящих из кремнекислородных тетраэдров. Существование этих группировок доказано для стекол и объясняет образование и особые свойства ситаллов, в которых ориентировка кристалликов имеет явно упорядоченный характер, возникший еще в предкристаллизационную стадию. При плавлении силикатных стекол цепи кремнекислородных тетраэдров, по-видимому, не подвергаются разрыву благодаря большой прочности связей  $Si-O-Si$ .

Прочные связи  $Si(Al)-O-Si$  в алюмосиликатных расплавах приводят к образованию высокополимерных цепей — анионов. Отрезки подобных цепей алюмокремнекислородных тетра-

эдров, по-видимому, имеют в расплаве некоторую ориентировку. По мнению Н. В. Белова [13], эти цепочки располагаются под некоторыми углами друг к другу и в стеклах с составом, близким к метасиликатному, имеют протяженность до 300 Å. Де-Уайс, исследуя расплав диоксида, обнаружил в нем цепочки тетраэдров длиной 500 Å, а в расплаве сподумена — даже до 1000 Å [252]. Некоторые исследователи допускают возможность «сшивания» этих цепочек. О. А. Есин [45] полагает, что в расплавах с содержанием  $\text{SiO}_2$  больше 60% наиболее вероятная структура анионов  $(\text{Si}_x\text{O}_y)^{z-}$  должна описываться двоянными цепочками из тетраэдров или плоскостями из них, а не нитями. В дальнейшем Н. В. Белов [17] предположил, что в магматических расплавах группировки из  $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдров имеют вид трехмерной сетки-каркаса.

Учитывая данные о различной вязкости силикатных расплавов, зависящей от их химического состава и  $P$ — $T$  условий, можно предполагать, что строение и размеры алюмокремнекислородных полимерных группировок будут существенно изменяться в зависимости от состава расплавов.

И. Бокрис в свое время предположил, что в силикатных расплавах со значительным содержанием металлов (10%  $\text{Me}_2\text{O}$ ; 20%  $\text{MeO}$ ) бесконечные полимерные цепи кремнекислородных тетраэдров разрываются с образованием анионов меньшего размера с общей формулой  $(\text{Si}_n\text{O}_{2n+3})^{6-}$ . При содержаниях 11—12%  $\text{Me}_2\text{O}$   $n=7$ , а при 20%  $\text{MeO}$   $n=4$ . При больших содержаниях металлов, благодаря частичной смене связей  $\text{Si—O—Si}$  на  $\text{Si—O—Me}$ , будет происходить уменьшение размера анионов вплоть до простого трехчленного кольца  $(\text{Si}_3\text{O}_9)^{6-}$  или тетраэдра  $(\text{SiO}_4)^{4-}$ . В присутствии различных катионов размер и структура анионов из алюмокремнекислородных тетраэдров может колебаться. С одной стороны,  $\text{Be}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{V}$  и, возможно, некоторые другие элементы, по-видимому, могут занимать место кремния в цепочках. С другой стороны, как показал О. А. Есин [45], состав этих анионов зависит от состава катионной части расплава. В частности, он указывает, что в таких жидкостях, как, например,  $\text{FeO—SiO}_2$ , вероятно, всегда существует набор различных по структуре анионов. В других силикатах, в частности в системах  $\text{K}_2\text{O—SiO}_2$  и  $\text{BaO—SiO}_2$ , анионы достаточно устойчивы и при определенных составах доминирует один тип структуры, например  $\text{SiO}_4^{4-}$ ,  $\text{Si}_3\text{O}_9^{6-}$  или  $(\text{Si}_2\text{O}_5)_n^{2-}$ . Комплексные кремнекислородные или алюмокремнекислородные анионы являются наиболее важным типом сиботаксических групп в силикатных расплавах.

Другим важным типом сиботаксических групп в силикатных расплавах являются группировки, состоящие из катионов металлов и окружающих их ионов кислорода. При этом если анионы типа  $(\text{Si}_x\text{O}_y)^{z-}$ , благодаря своему размеру и большой силе связей атомов кремния и кислорода, являются причиной значительной

вязкости расплавов, то свободные ионы металлов и кислорода вследствие своей подвижности обуславливают их хорошую электропроводность.

В соответствии с гипотезой сиботаксического состояния главные катионы расплавов  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$  и  $K^+$  образуют вокруг себя полиэдры из ионов кислорода, создавая сиботаксические группировки второго типа. Наряду с ионами кислорода вокруг этих катионов, по-видимому, могут группироваться ионы фтора, хлора и т. д.  $Mg^{2+}$  обычно имеет своими соседями шесть ионов кислорода, которые располагаются в виде октаэдра. У  $Na^+$  и  $Ca^{2+}$  число соседей составляет 7—10. Распределение среди этих двух типов сиботаксисов таких ионов, как  $Be^{2+}$ ,  $V^{3+}$ ,  $Al^{3+}$  (и, возможно,  $Ti^{4+}$ ), определяется составом катионной части. Можно думать, что в расплавах одна часть ионов  $Al^{3+}$  входит в состав сложных кремнекислородных анионов, а другая образует кислородные октаэдры. Количественные соотношения ионов  $Al^{3+}$ , занимающих различное структурное положение, как предполагает В. С. Соболев [148], определяется количеством и составом катионной части расплавов и прежде всего концентрацией в них щелочей. Чем больше в расплаве концентрация  $Na^+$  и  $K^+$ , тем большее число ионов  $Al^{3+}$  находится в кремнекислородных тетраэдрах.

Для сиботаксических группировок, в которых составными частями являются катионы металлов и анионы кислорода, список катионов не ограничивается магнием, кальцием, железом, натрием и калием. В эту группу, помимо октаэдрического  $Al^{3+}$  и части  $Ti^{4+}$ , должно быть включено большинство редких элементов. Особенно это относится к рассеянным элементам (Li, Rb, Cs, Tl, Be, Sr, Ba, Ga, Sc и др.) и в меньшей степени — к рудным (Pb, Zn, Mo, W, Sn, U и т. д.).

Кроме указанных выше ионных группировок, в расплавах, по-видимому, могут самостоятельно существовать ионы, имеющие цепочечное строение. По аналогии со стеклами подобные группировки возможны для бора, фосфора, ниобия, тантала и т. д. Однако в соответствии с некоторыми исследованиями [117] силикатные расплавы нельзя считать только ионными жидкостями.

Экспериментальные данные показывают, что наряду с преобладанием ионов в них могут существовать частицы, характерные для молекулярных и электронных жидкостей.

По данным Я. И. Ольшанского [118], изучавшего сульфидно-силикатные системы, возможен непрерывный переход от чистого расплавленного железа к чистому расплаву силикатов закиси железа. Это достигается переводом расплава чистого железа в расплав сернистого железа, к которому затем добавляются  $FeO$  и  $SiO_2$ . Непрерывный ряд жидких смесей  $FeS-FeO-SiO_2$  можно рассматривать как пример ионно-электронных жидкостей. Однако при добавлении к железистым силикатным расплавам

даже небольших количеств кальция, магния, алюминия и натрия (а также, вероятно, и калия) происходит обособление сульфидной жидкости, не смешивающейся с силикатным расплавом. Как указывает Я. И. Ольшанский, расплавы, соответствующие по своему составу ультраосновным горным породам, могут удерживать в растворенном состоянии несколько процентов FeS. При их кристаллизации первым выделяется оливин, благодаря чему расплав обогащается CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>. Это приводит к значительному уменьшению растворимости FeS. Далее он отмечает возможность понижения растворимости FeS в силикатном расплаве вследствие удаления летучих и понижения температуры. В результате этих процессов некоторая доля растворенного сульфида может образовать отдельную жидкую фазу, количество которой будет возрастать по мере обогащения расплава CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>.

Основываясь на единичных опытах Я. И. Ольшанского, можно предполагать уменьшение растворимости FeS в силикатных расплавах и при увеличении в них содержания щелочных металлов. Следовательно, и в кислом силикатном расплаве можно предполагать возможность существования небольшого количества сульфидной фазы, не смешивающейся с силикатным расплавом.

Иными словами, сульфидная фаза, отвечающая по свойствам электронной жидкости, в кислых расплавах также может обособляться, давая еще одну форму существования рудных элементов в виде микроскопических и субмикроскопических выделений собственных минералов. При этом естественно полагать, что подобные сульфидные группировки в магматическом расплаве могут быть представлены не только резко преобладающим FeS, но и более редкими для пород CuFeS<sub>2</sub>, AgS и т. д.

Опыты П. М. Шурыгина и О. А. Есина [198] по растворимости железа в жидких шлаках показали возможность нахождения этого металла в силикатных расплавах в атомарной форме.

Аналогичную форму нахождения части атомов железа и ряда других рудных элементов (прежде всего меди) можно предполагать и для магматических расплавов. Это предположение подтверждается экспериментальными данными Л. Н. Овчинникова [113], получившего капли железа в опытах по плавлению и кристаллизации смесей силикатных горных пород с известняками.

Изложенное выше показывает, что магматический расплав должен рассматриваться как сложная микрогетерогенная, преимущественно ионная, жидкость, в которой наряду с ионными сиботаксическими группировками присутствуют атомы растворенных металлов и молекулярные группировки сульфидов, отвечающие по свойствам электронным жидкостям. Основу такого расплава составляют комплексные кремнекислородные анионы типа Si<sub>x</sub>O<sub>y</sub><sup>z-</sup>.

Для понимания структуры расплавов весьма важным является вывод Н. В. Белова о характере взаимоотношений между кремнекислородными радикалами и порообразующими катионами: «Строительной основой силикатов служат не кремнезем и не анионные кремнекислородные радикалы, а наоборот, катионы, обычно укладываемые в стержни из кислородных октаэдров (вокруг каждого катиона), и к этим основным архитектурным конструкциям лишь приспособляются кремнекислородные радикалы. Кремнезем, весьма малоактивный в обычном химическом анализе, оказался столь же инертным в кристаллических структурах.

Кремнекислородные радикалы — цепочки, ленты, сетки и даже кольца — достаточно прочны, но не жестки и легко деформируются, приспособляясь к различным конструктивным условиям, создаваемым расположением ведущих катионов» [16].

Вторым выводом Н. В. Белова, весьма важным для понимания структуры гранитных расплавов, является заключение о том, что при наличии в расплаве крупных катионов (Ca, Na, K) строительной единицей в силикатах служит  $(Si_2O_7)$ , а не  $(SiO_4)$ , столь характерный для темноцветных силикатов и основных пород. Кроме того, при рассмотрении структуры и состава расплавов необходимо учитывать то обстоятельство, что по существу образование силикатов в этих расплавах (соединение в минеральные молекулы) происходит еще на стадии жидкой фазы, в предкристаллизационный период. Наконец, весьма важным обстоятельством является значительная изменчивость структуры силикатных расплавов в зависимости от соотношения в них алюмокремнекислородных анионов и катионов. Показателем этой изменчивости структуры расплавов может явиться их вязкость, обуславливаемая, вероятно, степенью конденсирования алюмокремнекислородных радикалов.

|                               | Вязкость (в пз)<br>при 1400° С |                          | Вязкость (в пз)<br>при 1400° С |
|-------------------------------|--------------------------------|--------------------------|--------------------------------|
| Роговообманковый гранит . . . | 2·10 <sup>6</sup>              | Оливиновый базальт . . . | 1,4·10 <sup>2</sup>            |
| Обсидиан . . . . .            | 4·10 <sup>6</sup>              | Андезит . . . . .        | 1,4·10 <sup>2</sup>            |

Как видно из приведенных данных, вязкость кислых (гранитных) расплавов в 10 000 раз больше, чем расплавов основного состава. Такое значительное различие в вязкости, по-видимому, отражает весьма существенные различия в структуре силикатных расплавов основных и кислых магм. Несомненно, что в гранитоидных расплавах степень конденсации алюмокремнекислородных радикалов во много раз выше, чем в расплавах основного состава. Кроме того, эти различия в вязкости силикатных расплавов различного состава указывают и на весьма существенную изменчивость структуры этих расплавов в зависимости от изменений в их составе, которые могут наблюдаться даже в процессе кристаллизации. Удаление из расплава мелких катио-

нов (Mg, Fe) будет сопровождаться конденсацией остающихся в нем кремнекислородных радикалов, разогреванием остаточного расплава и увеличением его вязкости.

При переходе в кристаллическую фазу алюмокремнекислородных радикалов и связанных с ними крупных катионов кальция и натрия (например, выпадение плагиоклазов) в остающемся расплаве повысится относительная концентрация мелких катионов, понизится степень конденсации остающихся в расплаве кремнекислородных радикалов и соответственно уменьшится вязкость остаточного расплава.

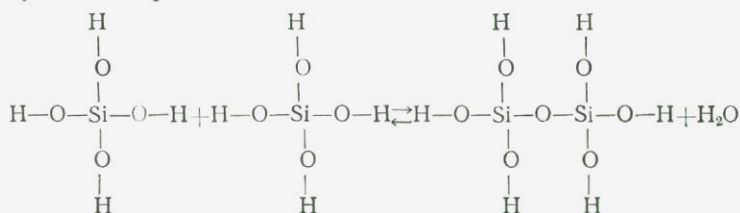
В последние годы весьма плодотворным оказалось рассмотрение вопросов строения силикатных расплавов с позиций теории равновесной поликонденсации [8]. При этом с точки зрения строения силикатных расплавов наиболее важны следующие особенности реакций поликонденсации.

1. Ионный характер реакций поликонденсации. Независимо от исходного состояния взаимодействующих частиц они обязательно должны пройти через ионное активированное состояние.

2. В любой реакции поликонденсации наряду с высокомолекулярным продуктом образуется свободный, низкомолекулярный продукт.

3. В отличие от реакций полимеризации, реакции равновесной поликонденсации обратимы.

В случае простейших силикатных группировок эту реакцию равновесной поликонденсации можно схематично представить следующим образом:

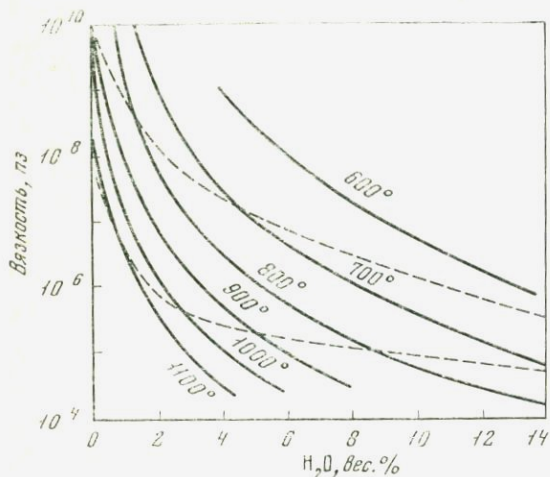


При таком способе изображения реакции поликонденсации отражаются все отмеченные выше особенности реакций этого типа. Взаимодействующие частицы проходят ионное состояние, и в расплаве перед началом реакции существуют ионы и ионные радикалы:  $[\text{H}_3\text{SiO}_4]^-$ ,  $\text{H}^+$ ,  $(\text{OH})^-$  и  $(\text{H}_3\text{SiO}_3)^+$ . В результате реакции образуется не только высокомолекулярный продукт ( $\text{H}_6\text{Si}_2\text{O}_7$ ), но и низкомолекулярный ( $\text{H}_2\text{O}$ ). Естественно, что на месте водорода может быть любой порообразующий катион и в зависимости от его активности (концентрации) реакция может протекать как в правую, так и в левую стороны.

В случае силикатных расплавов одним из важнейших результатов реакции поликонденсации является переход одного из кислородов взаимодействующих кремнекислородных радикалов в положение мостикового (Si—O—Si). Как уже отмечалось

выше, у мостикового кислорода в его связи с кремнием существенно возрастает доля ковалентной составляющей, что неизбежно приводит к перестройке электронного взаимодействия во всем высокомолекулярном продукте реакции и изменению валентного угла в цепочке связей Si—O—Si. Данная схема реакции поликонденсации показывает, что увеличение парциального давления воды будет приводить к реконденсации алюмокремнекислородных радикалов, разрывая связи в них по мостиковому кислороду.

Иными словами, растворение воды в силикатном расплаве, которое может осуществляться по такому механизму, будет способствовать образованию более простых алюмокремнекислородных



**Рис. 1.** Влияние растворенной воды на вязкость гранитных расплавов

Верхняя пунктирная кривая показывает вязкость первичных выплавов гранитного состава; нижняя — приближенные значения вязкости гранодиоритового расплава при температурах ликвидуса

радикалов. Возможность подобного изменения структуры силикатодного расплава в результате растворения в нем воды была рассмотрена М. И. Бюргером [202], а в дальнейшем — Ж. Виаром [29], Н. И. Хитаровым [58] и нами [163].

Естественно, что разрывы сплошности связей в кремнекислородной сетке расплава и образование более простых кремнекислородных радикалов приведет к значительному изменению структуры расплава и сильно отразится на его свойствах. В этом отношении наиболее важно изменение вязкости расплава и понижения температуры его кристаллизации.

Вязкость водосодержащих гранитных расплавов изучалась К. В. Бэрнемом [204] и Х. Р. Шоу [241]. Результаты этих работ обобщены на рис. 1, который приводится по работе К. В. Бэрнема [205].

Как видно из данных рис. 1, вязкость «сухого» гранитного расплава при температуре 1200° составляет  $n \cdot 10^8$  пз, в то время как при 3 вес. % воды она снижается до  $\sim n \cdot 10^5$  пз, т. е. уменьшается в 1000 раз и становится сопоставимой с вязкостью «су-

хих» базальтовых расплавов ( $n \cdot 10^{5,4}$  пз при температуре  $1200^\circ$ ). При увеличении содержания воды до 10 вес. % вязкость такого гранитного расплава уменьшится еще в 100 раз и достигнет  $\sim n \cdot 10^3$  пз.

Таким образом, вязкость расплавов, насыщенных водой (до 10%), в  $10^5$  раз меньше, чем «сухих» гранитных расплавов. Это может рассматриваться как наиболее веское доказательство резкого изменения структуры расплавов под влиянием воды. Естественно, что столь резкое изменение вязкости гранитных расплавов при растворении в них воды должно иметь весьма существенные петрологические следствия.

Таблица 20  
Температуры кристаллизации расплава Каибского гранита  
при разном давлении воды

| Этап кристаллизации                                       | Температура, °         |                         | $\Delta T$ , °C |
|---|------------------------|-------------------------|-----------------|
|   | 500 кг/см <sup>2</sup> | 2000 кг/см <sup>2</sup> |                 |
| Начало кристаллизации<br>(кристаллизация 15%<br>расплава) | 950                    | 850                     | 100             |
| Кристаллизация 30%<br>расплава *                          | 850                    | 720                     | 130             |
| Кристаллизация около<br>55% расплава                      | 800                    | 640                     | 160             |

\* Окончание кристаллизации плагиоклаза и биотита.

Благодаря своей модифицирующей роли вода повышает подвижность силикатных расплавов, в закрытых системах способствует более глубокой дифференциации магматического вещества и существенно понижает температуру кристаллизации водосодержащих расплавов. В этом отношении весьма показательны данные опытов по кристаллизации Каибского гранита, проведенных Н. И. Хитаровым и его сотрудниками [185] при разном давлении воды (табл. 20).

Прежде чем рассматривать результаты, приведенные в табл. 20, следует указать, что содержание воды в образце, закристаллизовавшемся на 80% при давлении 500 кг/см<sup>2</sup>, составило около 3%, а в образце, закристаллизовавшемся на 70% при давлении 2000 кг/см<sup>2</sup>, — 5,3%.

Как видно из данных табл. 22, повышение давления паров воды в кристаллизующемся расплаве одного и того же состава приводит к значительному понижению температуры его кристаллизации, причем весьма важно то обстоятельство, что если разность температур начала кристаллизации составляет в данном случае  $100^\circ$ , разность температур на этапе основной кристаллизации составляет уже  $160^\circ$ .

Опыты Н. И. Хитарова и других [185] по кристаллизации гранитных расплавов показали своеобразие порядка и кинетики процесса кристаллизации гранитного расплава. На начальных этапах кристаллизации происходит образование кристаллов плагиоклаза и в несколько раз меньшего количества кристаллов биотита (кристаллизация около 30% расплава). Образование калиевого полевого шпата и кварца (65—70% расплава) начинается в остывающем расплаве при температурах на 150—200° ниже начала кристаллизации, хотя при  $P_{H_2O} = 500$  кг/см<sup>2</sup> этот интервал уменьшается до 50—100°. Кристаллизация калиевого полевого шпата и кварца проходит в очень узком температурном интервале. По оценке авторов работы, он составляет всего 25°.

Таким образом, как указывают Н. И. Хитаров и его сотрудники, «в ходе кристаллизации гранитного расплава (в условиях давления водяного пара) 30—35% кристаллической массы возникает в температурном интервале 200°, а 65—70% кристаллической массы — в температурном интервале 25°» [185].

Основываясь на данных, полученных при экспериментальном исследовании, Н. И. Хитаров и его сотрудники делают еще два весьма важных вывода. Во-первых, экспериментами было установлено, что при содержании воды ниже 5% количество биотита становится меньше нормативного. Например, при давлении водяного пара 500 кг/см<sup>2</sup> на первом этапе кристаллизации (образование плагиоклаза и биотита) биотита образовалось всего 1—2%, хотя в изучавшемся граните его количество достигает 5%. Учитывая среднее содержание темноцветных минералов (биотита и роговой обманки) в гранитоидах, авторы справедливо предполагают, что почти во всех гранитных расплавах до начала кристаллизации содержание растворенной воды было не меньше 3 вес. %.

Во-вторых, учитывая особенности кинетики кристаллизации расплавов, они делают предположение о том, что сброс воды, растворенной в гранитном расплаве, происходит только в узком температурном интервале (около 25°) в самом конце процесса кристаллизации.

Таким образом, экспериментальное исследование Н. И. Хитарова и его сотрудников показывает, что высокое давление водяного пара в расплаве гранитоидного состава понижает температуру его кристаллизации на 100—150° и растягивает температурный интервал кристаллизации до 200—220°.

Способность растворяющейся в магмах воды существенно изменять структуру силикатных расплавов и снижать их вязкость и температуру кристаллизации предопределяет возможность существования в природе низкотемпературных гранитных расплавов, насыщенных летучими и водой. Примером таких магматических образований могут явиться онгониты, открытые Б. И. Коваленко в Восточной Монголии [68]. Подобные образо-

вания были найдены и в Восточном Забайкалье [162, 70]. В этих образованиях температура солидуса по газовой-стекловатой включениям во вкрапленниках онгонитов составила всего 550—620°С, а вязкость образующегося расплава оказалась меньше  $n \cdot 10^5$  пз. С другой стороны, влияние воды на структуру силикатных расплавов выражается в том, что ее присутствие существенно меняет кинетику процессов селективного плавления магматических горных пород и значительно снижает температуру солидуса.

Таблица 21  
Плавкость толентовых базальтов

| Температура, °С | $P_{H_2O} = 1$ бар  | $P_{H_2O} = 5000$ бар  | Температура, °С |
|-----------------|---|--|-----------------|
| 750             | Плагноклаз, пироксен, оливин, железорудные минералы                             | Начинает плавиться: роговая обманка, плагноклаз, сфен, магнетит, второстепенное стекло | 750—800         |
|                 |   | Роговая обманка, сфен, магнетит, стекло  | 815             |
|                 |   | Роговая обманка, магнетит, стекло  | 875             |
|                 |   | Пироксен, роговая обманка, магнетит, стекло  | 925             |
|                 |   | Пироксен, оливин, магнетит, стекло   | 975             |
| 1090            | Начинают плавиться: плагноклаз, пироксен, оливин, железорудные минералы, стекло | Оливин, магнетит, стекло   | 1090            |
|                 |   | Плавление полностью заканчивается  | 1125            |
| 1170            | Пироксен, оливин, железорудные минералы, стекло                                 |  |                 |
| 1190            | Оливин, железорудные минералы, стекло   |  |                 |
| 1235            | Плавление полностью заканчивается   |  |                 |

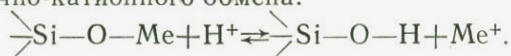
Первоначально это понижение температуры плавления под влиянием воды было экспериментально продемонстрировано Г. С. Иодером и К. Э. Тилли [253] для толентовых базальтов из гавайского вулкана Килауэа (табл. 21).

Как видно из данных табл. 21, плавление базальта при высоком давлении воды начинается на 340° ниже, чем сухого базальта. В присутствии воды интервал плавления достигает 375°, в то время как для сухого базальта он составляет всего 145°. Не менее важным является и то, что при плавлении водосодержащего

базальта пироксены и оливины начинают плавиться не сразу и первоначально в жидкую фазу переходят плагиоклаз и роговая обманка. С термодинамической точки зрения явление снижения температуры плавления силикатов в присутствии воды, имеющее первостепенное петрологическое значение, объясняется значительным понижением теплоты плавления силикатов. Особенно это касается каркасных силикатов. Экспериментальные данные показывают, что в системе с высоким парциальным давлением воды тепловой эффект для аноритита составляет  $\sim 50$  кал/г, в то время как в «сухих» условиях теплота плавления последнего вдвое выше и достигает 105 кал/г [59]. Для гранитоидов снижение температуры плавления в присутствии воды достигает 200—250°.

По-видимому, активное внедрение групп OH в кремнекислородные радикалы расплава и разрыв связей Si—O—Si по мостиковому кислороду следует рассматривать как главный механизм растворения воды в силикатных расплавах.

Однако наряду с этим механизмом в магмах может протекать реакция проточно-катионного обмена:



Выгодность такого обмена определяется соотношением энергий связи H—O (10—12 ккал/г-атом) и K—O или Na—O (5 и 8 ккал/г-атом соответственно). С увеличением концентрации концевых групп Si—OH в кремнекислородной сетке расплава, по-видимому, возникают ассоциированные группы (OH)<sup>-</sup>, связанные водородными связями в комплексы типа H<sub>3</sub>—O<sup>+</sup> в кислых расплавах или в нейтральные тетраэдрические группы в нейтральных и щелочных расплавах. Эти ассоциаты хорошо фиксируются ИК-спектрами в водно-силикатных стеклах [200].

Возникновение концевых ассоциированных групп (OH)<sup>-</sup> при насыщении расплавов водой предопределяет возможность замены их на F<sup>-</sup>, который, так же как и вода, может в значительных количествах растворяться в силикатных расплавах. Однако для фтора, по-видимому, достаточно реален только такой механизм растворения. Поэтому его растворимость в силикатных расплавах по сравнению с водой должна быть значительно меньше. Замещение же этим анионом концевых гидроксильных групп каких-либо существенных изменений в структуре расплава внести не может.

Роль фтора как модификатора силикатных расплавов может трактоваться в несколько ином аспекте: занимая концевые связи кремнекислородных радикалов, фтор затрудняет развитие процессов поликонденсации. По сравнению с фтором хлор должен быть растворим в силикатных расплавах в очень незначительной степени. Механизм его растворения в силикатных расплавах, по-видимому, тот же, что и у фтора, — замещение концевых групп OH<sup>-</sup> в кремнекислородных радикалах. Однако в связи с

большой величиной энергии связи Si—F хлор не может выдерживать конкуренции с фтором.

Итак, среди летучих компонентов магм только вода выступает в качестве активного модификатора расплавов, разрывая связи по мостиковому кислороду и конденсируя кремнекислородные радикалы. Эта модифицирующая роль воды имеет большое петрогенетическое значение, определяя большую подвижность и пониженную температуру кристаллизации модифицированных расплавов. Фтор и в значительно меньшей мере хлор могут частично растворяться в силикатных расплавах, выступая в качестве пассивных модификаторов, занимая концевые связи кремнекислородных радикалов и затрудняя развитие процессов поликонденсации.

### РАСТВОРИМОСТЬ ЛЕТУЧИХ В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ

Процессы концентрирования редких элементов на магматическом этапе их истории возможны в ассоциации с теми компонентами магм, которые обладают способностью образовывать достаточно устойчивые соединения с редкими элементами, имеют ограниченную растворимость в силикатных расплавах, особенно на этапе их кристаллизации, и могут достаточно легко перемещаться в пределах магматических камер.

Как известно, этим требованиям отвечает группа летучих компонентов магм, среди которых ведущей является вода. Изверженные горные породы обычно содержат мало воды. По данным С. П. Соловьева [149], среднее содержание воды в главных типах магматических пород колеблется в пределах 1—1,5%.

|                        | Содержание H <sub>2</sub> O,<br>вес. % |                   | Содержание H <sub>2</sub> O<br>вес. % |
|------------------------|--|-------------------|---------------------------------------|
| Граниты . . . . .      | 0,84                                   | Диориты . . . . . | 1,27                                  |
| Гранодиориты . . . . . | 1,04                                   | Габбро . . . . .  | 1,45                                  |

При этом основная масса воды, захороненная в изверженных горных породах, связана в железо-магниевого гидроксилсодержащих минералах: амфиболах и слюдах.

Однако уже первые экспериментальные данные по растворимости воды в силикатных расплавах показали, что вода в магмах может растворяться в значительно больших количествах. По оценке Р. В. Горансона [223], растворимость воды в гранитоидных расплавах может достигать 10 вес. %.

Позднее Н. И. Хитаров с сотрудниками [182] опубликовал экспериментальные данные о растворимости воды в расплавах гранита и базальта при давлениях 1000—3000 атм и температурах 900—1000° (рис. 2).

Как видно на рис. 2, растворимость воды при 1000°С и 3000 атм в базальтовом и гранитном расплавах достаточно близка (5,38 и 5,65 вес. % соответственно). При температуре 900° и том же давлении растворимость воды в гранитном расплаве увеличилась до 6,8 вес.%, а в базальтовом — значительно уменьшилась (до 3,4 вес. %). При более низких давлениях (1000 атм) растворимость воды в гранитном и базальтовом расплавах значительно снижается (2,4 и 2,8 вес. % при 900°С соответственно).

В дальнейшем экспериментальные исследования по растворимости воды в гранитоидных расплавах приводились Н. И. Хитаровым и его сотрудниками [58], К. В. Бернемом [205], Д. Л. Гамильтоном [224], И. А. Островским [123] и др. Некоторые из этих данных были обработаны И. Д. Рябчиковым ([140], табл. 22).

Т а б л и ц а 22

Температура, давление и содержание воды в силикатном расплаве для равновесий кристалл+расплав+пар в системе гранит—вода

| P, кбар | T, °C   | Растворимость воды, вес.%, по данным |               |                        |
|---------|---------|--------------------------------------|---------------|------------------------|
|         |         | Гамильтона [224]                     | Бернема [205] | Бернема и Джонса [203] |
| 1       | 710—725 | 4,7                                  | 4,4           | 4,2                    |
| 2       | 675—685 | 6,75                                 | 6,35          | 6,4                    |
| 3       | 655—665 | 8,3                                  | 8,1           | 8,3                    |
| 4       | 640     | 10,75                                | 10,6          | 11,1                   |
| 10      | 620—645 | —                                    | 17,1          | 19,8                   |

В соответствии с приведенными в табл. 22 экспериментальными данными И. Д. Рябчиков рассчитал  $P$ — $T$ -диаграмму системы гранит—вода, позволяющую с известной долей условности оценить содержание воды в исходных гранитных магмах при известных температурах кристаллизации породообразующих минералов гранитов (рис. 3). На диаграмме точечной линией показана  $P$ — $T$ -проекция кривой плавления гранита при  $P_{H_2O} = P_{общ}$ . Она построена по данным, приведенным в табл. 22. Пунктирными линиями нанесены изоконцентраты воды поверхности ликвидуса системы гранит—вода, а сплошными — изолинии равновесных давлений воды на поверхности ликвидуса системы гранит—вода.

В соответствии с этой  $P$ — $T$ -диаграммой системы гранит—вода при  $T$  750°С и давлении 1000 атм., соответствующем глубине 4 км, в магме гранитоидного состава должно содержаться около 4 вес. % воды.

О количестве воды, растворенной в природных силикатных расплавах, можно косвенно судить по данным о составе и количестве вулканических газов в действующих вулканах. По

оценке Е. К. Мархинина [97] вода составляет более  $\frac{3}{4}$  газовых смесей, выделяющихся из магмы при извержениях. По его расчетам содержание летучих в магмах действующих вулканов колеблется от 1 до 4,5%, причем 4,5% характерно для самых сильных, катастрофических извержений. Для обычных же оно составляет 2—3%, и, по-видимому, лучше отвечает среднему содержанию воды в андезитовых и базальтовых магмах.

Как справедливо указывает И. Д. Рябчиков, некоторая информация об исходных содержаниях воды в гранитоидных магмах может быть получена путем расчета поля стабильности биотита в ликвидусной области системы гранит—вода.

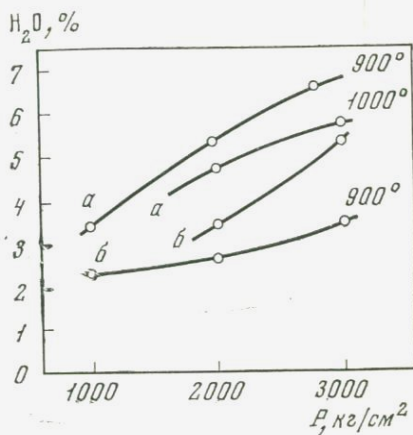


Рис. 2. Кривые растворимости воды в гранитном (а) и базальтовом (б) расплавах при различных значениях  $P_{H_2O}$ .

Как уже указывалось выше, Н. И. Хитаров [185] пришел к выводу, что при содержании воды в расплаве меньше 5 вес. % количество биотита становится меньше нормального.

И. Д. Рябчиков, используя экспериментальные данные О. Р. Джонса и Г. Эйгстера, пришел к выводу, что при образовании биотита с железистостью 50%, в исходной гранитной магме должно содержаться воды около 3,5 вес. %.

Принимая во внимание все приведенные данные, можно предположить, что в гранитоидных расплавах, находящихся на глубинах 4—6 км (гипабиссальные интрузии), в растворенном состоянии может находиться около 3 вес. % воды. При более высоких давлениях количество растворенной в расплаве воды может существенно возрастать и на глубинах 15—20 км (область абиссальных гранитных интрузий) достигать 10—11 вес. %.

Естественно, что гранитный расплав, поднимающийся с места своего зарождения в верхний структурный ярус земной коры, помимо охлаждения, будет испытывать понижение общего давления на расплав. Это неизбежно должно вызывать уменьшение растворимости воды и отделение ее от силикатной фазы. О характере этого процесса можно судить по данным

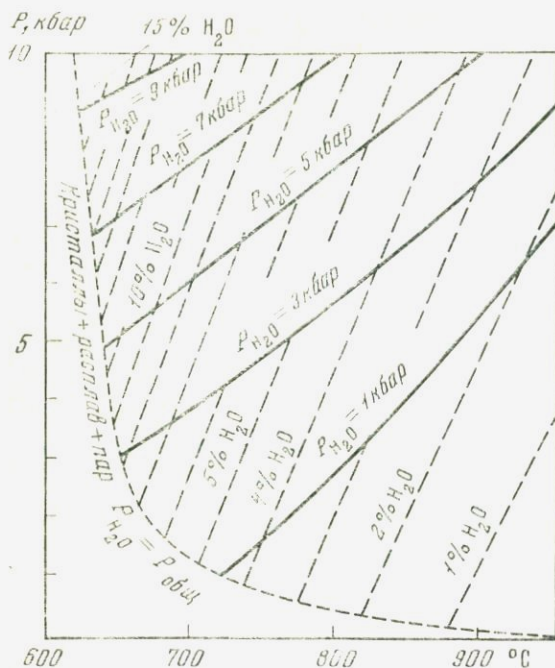


Рис. 3. Рассчитанная  $P$ - $T$  диаграмма системы гранит—вода при независимых вариациях  $P_{общ}$  и  $P_{H_2O}$

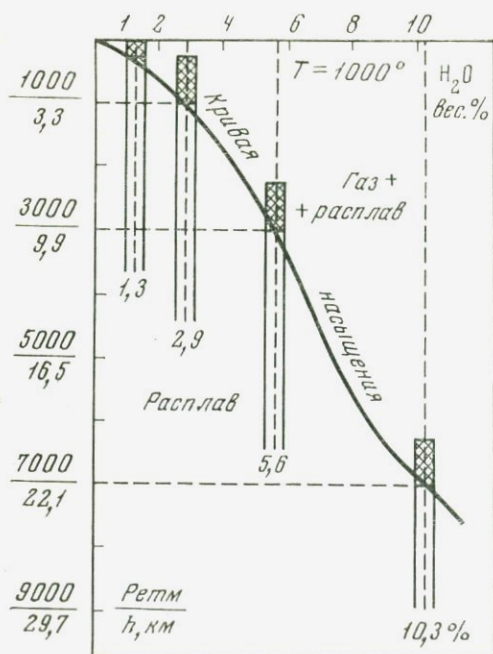


Рис. 4. Влияние понижения давления на дифференциацию водно-гранитного расплава с отделением воды при различной начальной концентрации воды в расплаве

диаграммы И. Д. Рябчикова (см. рис. 3), а также по кривой насыщения, рассчитанной Н. И. Хитаровым с сотрудниками [183] для гранитного расплава с температурой  $1000^{\circ}\text{C}$  (рис. 4).

Однако, несмотря на значительную растворимость воды в силикатных расплавах, при высоких давлениях и температурах часть воды в магмах, несомненно, находится в виде самостоятельной паро-газовой фазы.

По существующим оценкам [58], при температуре солидуса гранитных магм доля воды, находящейся в молекулярной форме, может составлять около половины всей воды в расплаве. Растворимость такой молекулярной воды в силикатных расплавах, по-видимому, достаточно ограничена, и при P—T-условиях существования гранитных магм некоторая часть их воды будет находиться в самостоятельной паро-газовой фазе.

Таким образом, в гранитных расплавах, помимо растворенной воды, мы должны учитывать воду, находящуюся в самостоятельной паро-газовой фазе, хотя оценить ее количество пока затруднительно.

Высокая растворяющая способность гранитных расплавов относительно воды и вероятность содержания ее в исходных гранитных магмах не менее, чем 3 вес. %, позволяют заключить, что в ходе внедрения, становления и кристаллизации гранитных интрузий из них должно удаляться по крайней мере  $\frac{2}{3}$  находившейся в них первоначально воды. По-видимому, характер процесса отделения воды от гранитных магм будет существенно различаться в зависимости от размера и глубины формирования интрузий. С этой точки зрения весьма показательны различия процессов отделения воды от абиссальных, мезоабиссальных и гипабиссальных гранитных интрузий.

Абиссальные батолиты палингенных гранитоидов формируются на значительных глубинах (более 10 км) в относительной спокойной тектонической обстановке. Для них характерны весьма значительные объемы ( $n \cdot 10^5 \text{ км}^3$ ), гомогенность составов главных интрузивных фаз и невысокие градиенты давления для флюидных фаз. В связи с высокой растворимостью воды в гранитоидных расплавах, находящихся под высоким давлением (3—5 кбар), в зоне образования палингенных гранитоидных магм (14—18 км) почти вся вода будет растворена в силикатных расплавах. В случае абиссальных гранитных батолитовых интрузий главным механизмом концентрирования воды будет являться процесс кристаллизационной дифференциации.

Вследствие фракционности кристаллизации магматических расплавов концентрация воды в остаточных расплавах будет повышаться. При этом основная масса магматической воды вместе с остаточными расплавами, насыщенными кремнекислотой и щелочами, будет отгесняться в глубокие горизонты батолита и скапливаться в конечных дифференциатах, где концентрация воды, по-видимому, может значительно повышаться.

Если принять исходную концентрацию воды в гранитоидных расплавах абиссальных батолитов за 3 вес. %, конечную концентрацию воды в породах главных интрузивных фаз этих батолитов за 1 вес. %, а объем поздних дифференциатов (магмы лейкократовых гранитов) за 10 вес. % от первоначального объема батолита, то легко подсчитать, что концентрация воды в этих остаточных кислых расплавах должна подниматься до 15—20 вес. %. Как видно из приведенных данных (см. рис. 4), при давлениях 3—5 кбар в гранитном расплаве может быть растворено не более 6—7 вес. % воды. Остальная вода должна находиться в самостоятельной паро-газовой фазе. Из-за обилия воды магмы поздних кислых дифференциатов абиссальных батолитов (лейкократовых гранитов) будут обладать пониженной вязкостью, пониженной температурой кристаллизации и большой подвижностью. При подъеме магмы лейкократовых гранитов из корневых частей абиссальных батолитов в более высокие горизонты земной коры прежде всего должно происходить сбрасывание избыточной воды, находившейся в этих магмах в виде самостоятельной паро-газовой фазы, а затем, вследствие уменьшения растворимости воды при снижении давления, выделение части растворенной в магме воды в самостоятельную паро-газовую фазу и удаление ее из поднимающегося магматического очага. Однако на первом этапе формирования и кристаллизации абиссальных гранитных батолитов (кристаллизация главной фазы) основным фактором геохимической истории воды является процесс кристаллизационной дифференциации, направляющий поток воды в глубинные части абиссальных батолитов вместе с остаточными расплавами.

Если принять исходную концентрацию воды в гранитоидных расплавах абиссальных батолитов равной 2 вес. %, а количество остаточных расплавов лейкократовых гранитов — 20% от первоначального объема батолита, то и в этом случае количество воды в расплавах, отвечающих поздним дифференциатам абиссальных гранитных батолитов (лейкократовая фация), достигнет 6 вес. %. На абиссальных глубинах при такой концентрации значительная часть воды будет находиться в расплавах в растворенном состоянии и начнет переходить во флюидную фазу при подъеме расплавов лейкократовых гранитов в верхние структурные этажи, а также при кристаллизации расплавов.

Первоначальная концентрация воды в палингенной гранитоидной магме абиссальных батолитов определяется ее содержанием в тех осадочно-метаморфических толщах, которые подверглись палингенному плавлению при образовании гранитоидных магм.

В областях древней консолидации, сложенных толщами, претерпевшими глубокий метаморфизм и в результате этого обедненных водой, будут образовываться гранитоидные расплавы с относительно низким уровнем содержания воды. Представ-

ляется, что для таких расплавов исходный уровень концентрации воды вряд ли будет превышать 2 вес. %.

В областях, сложенных слабо метаморфизованными песчано-глинистыми толщами, при палингенном гранитообразовании, по-видимому, будут возникать расплавы с достаточно высоким уровнем содержания воды (зоны геосинклиналей и области вторичной тектоно-магматической активизации молодых складчатых систем). Для гранитоидных расплавов абиссальных батолитов, сформировавшихся в этих условиях, исходный уровень концентрации воды, вероятно, может составлять около 3 вес. %.

Геохимическая история воды в мезоабиссальных гранитных батолитах существенно отличается от ее истории в абиссальных батолитах.

Как известно, глубина становления и кристаллизации мезоабиссальных батолитов определяется интервалом глубин 6—10 км. Таким образом, при близком с гранитоидами абиссальных батолитов уровне магмообразования (14—18 км) гранитоидные расплавы мезоабиссальных батолитов до начала своей кристаллизации и дифференциации должны быть перемещены на значительное расстояние в радиальном направлении. При этом немаловажным является и то обстоятельство, что подобное перемещение магматических масс чаще всего происходит по зонам глубинных разломов, отличающимся повышенной проницаемостью и трещиноватостью.

Как известно, размеры этих интрузивных образований меньше размеров абиссальных батолитов. Многочисленность фаций в главных фазах мезоабиссальных батолитов свидетельствует об известной гетерогенности исходных расплавов, а также о различиях в условиях их кристаллизации.

Существование таких различий связано прежде всего с неспокойной тектонической обстановкой формирования мезоабиссальных батолитов. При таких условиях формирования мезоабиссальных батолитов даже при 3%-ном содержании воды в гранитных расплавах она будет находиться в них в растворенном состоянии вплоть до начала кристаллизации магм на мезоабиссальном уровне. Выделение воды в самостоятельную парогазовую фазу начнется только после начала кристаллизации пород главной фазы. В связи с возможностью существования в мезоабиссальных батолитах значительного градиента давлений летучих фаз часть высвобождающейся из расплава воды будет перемещаться в верхние части интрузии и за ее пределы.

Вследствие этого поздние кислые дифференциаты мезоабиссальных батолитов обычно не обогащаются водой в такой степени, как это наблюдается в абиссальных батолитах. Вместе с тем понижение водонасыщенности гранитоидных магм мезоабиссальных батолитов приводит к угнетению процессов кристаллизационной дифференциации, что также затрудняет форми-

рование кислых дифференциатов с высоким уровнем концентрации воды.

Геохимическая история воды при формировании и кристаллизации гипабиссальных интрузий наиболее сложна.

Глубина становления и кристаллизации этих интрузий обычно принимается равной 3—6 км, что соответствует давлениям 1—2 кбар. К этим верхним структурным ярусам земной коры гранитоидные магмы проникают чаще всего по зонам глубинных разломов из магматических очагов, располагающихся много ниже, в областях значительно более высоких давлений.

Однако при стандартном содержании воды в исходных расплавах (3 вес.%) такой переход магм из областей высокого давления (3—4 кбар) в области относительно низкого давления (1—2 кбар) существенного изменения в состоянии воды не вызовет. При давлениях 1—1,0 кбар вода, растворенная в магматическом расплаве, дойдет до состояния насыщения (3—4 вес.%) и отделение ее начнется только после начала процесса кристаллизации. На этапе кристаллизации этих интрузий вследствие высокого градиента давления летучих на гипабиссальных уровнях избыточная вода устремится в апикальные части интрузии, где может вызвать вторичную модификацию структуры силикатных расплавов и образование их низкотемпературных разновидностей.

Если в материнских гранитных расплавах, перемещающихся в гипабиссальное положение, содержание воды существенно больше нормативного (5—10 вес.% и более), то уже при подъеме такой магмы начнется отделение от нее воды (вскипание магмы). С еще большей интенсивностью отделение воды и ее перемещение в апикальные части интрузий начнется после начала кристаллизации. На этом этапе в интрузиях такого типа неизбежны интенсивная модификация расплавов в апикальных частях и образование здесь иногда значительных по размерам участков низкотемпературных расплавов.

Как указывалось выше, подобные уровни концентрирования воды в исходных расплавах свойственны поздним кислым дифференциатам абиссальных батолитов (магмы лейкократовых гранитов), перемещение которых в гипабиссальное положение облегчается их малой вязкостью и высокой подвижностью. При определении условий образования флюидной фазы гранитоидных интрузий, кроме геохимической истории воды, весьма важным является поведение таких летучих, как галоиды (фтор и хлор), уголекислота, в меньшей степени — сера, бор и азот.

Исследуя поведение летучих на магматическом этапе их истории, необходимо рассмотреть особенности геохимической истории фтора.

В геохимии фтора важно то обстоятельство, что при кристаллизации магматических расплавов он не только достаточно легко входит в решетки породообразующих гидроксилсо-

держущих минералов (биотит и роговая обманка), но также образует на заключительных этапах кристаллизации собственные минеральные фазы (флюорит, иногда топаз). Вследствие этого возможно захоронение фтора в магматических породах. Важным следствием может являться то, что в отличие от воды и других летучих содержание фтора в изверженных горных породах, прежде всего в гранитоидах, вероятно, незначительно отличается от содержания в исходных расплавах. Поэтому фтор может считаться единственным элементом, содержание которого в изверженной горной породе является показателем общего уровня концентрации летучих в исходных магматических расплавах.

В гранитах содержания фтора обычно составляют 0,1 вес.%, хотя в одних типах гранитоидов они могут понижаться до 0,02, а в других — увеличиваться до 0,5 вес. %.

В таких специфических магматических образованиях, как онгониты, содержания фтора могут достигать почти 3 вес. %.

Таким образом, содержания фтора в гранитоидах могут изменяться в широком диапазоне концентраций (от 0,02 до 3,00 вес. %), хотя в наиболее распространенных типах гранитов содержания фтора обычно составляют 0,1—0,02 вес. %.

Весьма показательное распределение фтора в породообразующих минералах гранитоидов (табл. 23).

Как показывают данные, приведенные в табл. 23, фтор концентрируется только в гидроксилсодержащих породообразующих минералах гранитоидов (биотит, роговая обманка и мусковит). При этом в нормальных биотитовых разностях гранитоидов единственным минералом-концентратором фтора является биотит.

По данным Е. В. Костецкой, среднее содержание фтора в 10 образцах биотитов из гранитоидов джидинского комплекса (Западное Забайкалье) составляет около 1% при среднем содержании его в породах 0,084%. Уровни концентрации фтора в биотитах из гранитоидов Восточного Казахстана недавно установили П. В. Ермолаев и В. Д. Тянь [47]. По их данным среднее содержание фтора в биотитах из гранитов и граносиенитов жарминской серии (Восточный Казахстан) составляет 1,32% и салдырминской — 0,95%. Только в биотитах из гранитоидов саурской серии содержание фтора понижается до 0,33%. Такое же низкое содержание фтора в биотитах было установлено Г. Л. Одикадзе для гранитоидов Кавказа [116]. Например, среднее содержание фтора в биотитах из биотитовых и двуслюдяных герцинских гранитов, имеющих на Кавказе наибольшее распространение, составило 0,26%. Столько же фтора отмечено и в мусковитах из этих гранитов. Однако нужно иметь в виду, что концентрация фтора в гранитоидах оказалась меньше обычной (0,06%). Весьма интересно распределение фтора в биотитах из лейкократовых гранитов Восточного Забайкалья.

Т а б л и ц а 23

## Распределение фтора в минералах гранитоидов (в %)

| Минерал  | Содержание минерала в породе, % | Содержание F в минерале, % | Количество фтора, связанное с минералом, г | % F породы, приходящейся на минерал | Общее содержание F в породе, % |
|--|---------------------------------|----------------------------|--|-------------------------------------|--------------------------------|
| Биотит-амфиболовый граносиенит*<br>(Западное Забайкалье) |                                 |                            |  |                                     |                                |
| Биотит   | 5,6                             | 1,08                       | 0,060                                      | 67                                  | 0,09                           |
| Амфибол  | 2,5                             | 1,00                       | 0,020                                      | ~22                                 |                                |
| Сфен   | 0,4                             | 0,41                       | 0,002                                      | ~2                                  |                                |
| Плагиоклаз, кварц, микроклин                             | Не обнаружено                   |                            |  |                                     |                                |
| Биотитовый гранит**<br>(Кавказ)                          |                                 |                            |  |                                     |                                |
| Биотит   | 14,8                            | 0,15                       | 0,0210                                     | 70                                  | 0,03                           |
| Кварц, плагиоклаз, микроклин                             | Не обнаружено                   |                            |  |                                     |                                |
| Акцессорные  | 0,17                            | 0,25                       | 0,0004                                     | 1                                   |                                |
| Двуслюдяной гранит**<br>(Кавказ)                         |                                 |                            |  |                                     |                                |
| Биотит   | 5,8                             | 0,40                       | 0,023                                      | 46                                  | 0,05                           |
| Мусковит   | 4,9                             | 0,34                       | 0,017                                      | 32                                  |                                |
| Кварц, плагиоклаз, микроклин                             | Не обнаружено                   |                            |  |                                     |                                |
| Акцессорные  | 0,7                             | 0,12                       | 0,0008                                     | ~2                                  |                                |

\* По данным Е. В. Костецкой и В. И. Мордвиновой [79].

\*\* По данным Г. Л. Одикадзе [116].

Как установлено нашими исследованиями, лейкократовые гранитоиды, распространенные в области Южно-Даурского свода, можно разделить на две группы. Одни интрузии лейкократовых гранитов относятся к так называемому харалгинскому верхнеюрскому комплексу плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, а другие являются фазой дополнительных интрузий кыринского триасового комплекса палигенных известково-щелочных гранитоидов.

В харалгинских редкометальных лейкогранитах наблюдается высокое содержание фтора (0,3%), в то время как в лейкократовых гранитах Кыринского мезоабиссального батолита оно составляет всего 0,02%.

Однако в биотитах этих гранитоидов содержания фтора различаются очень мало. Если в биотитах из гранитоидов харалгинского комплекса среднее содержание фтора составляет

1,25%, то в лейкократовых гранитах кыринского комплекса оно равно 0,96%. Таким образом, если в редкометалльных гранитоидах, отличающихся высоким уровнем содержания фтора, коэффициент концентрации последнего в биотитах равен 4, то в биотитах из гранитоидов с низким содержанием фтора он достигает 48.

Если в лейкократовых гранитах кыринского комплекса практически весь фтор связан с биотитами и мусковитами, то в редкометалльных гранитоидах харалгинского комплекса значительная его часть связана с флюоритом, а иногда с флюоритом и топазом.

Изложенное дает основание полагать, что биотиты, так же как и другие гидроксилсодержащие породообразующие минералы гранитоидов, обладают ограниченной изоморфной емкостью в отношении фтора. Что касается биотитов из гранитоидов, то можно полагать, что средний уровень концентрации в них фтора может быть определен в 1% при обычных для фтора концентрациях в гранитоидах (0,1%). Таким образом, средний коэффициент концентрирования фтора в биотитах из гранитоидов будет равен 10. При этих уровнях концентрирования не менее 70—80% фтора пород будет приурочено к породообразующим гидроксилсодержащим минералам.

Систематических исследований по растворимости фтора в силикатных расплавах проводилось пока немного. Первые исследования Р. Д. Уилли и О. Ф. Татла [251] показали, что присутствие в системе гранит—вода HF приводит к существенному снижению температуры плавления кристаллической фазы. Этот эффект, так же как и понижение вязкости расплавов в присутствии фтора, дал основание ряду исследователей предполагать, что фтор, аналогично воде, может изменять структуру силикатных расплавов. По предположению А. Дитцеля [211], ион фтора может замещать мостиковый кислород в кремнекислородных группировках, разрывая тем самым сплошность полимерных цепей. Однако эти представления никем экспериментально проверены не были. В последние годы появились исследователи [74], по существу отрицающие модифицирующую роль фтора в силикатных расплавах и полагающие, что фтор в них приурочен к кислородным октаэдрам, окружающим сильные катионы.

Главными аргументами этих исследователей являются существование широких областей несмесимости во фторидно-силикатных расплавах, а также отсутствие данных о наличии связей при исследованиях закаленных фторидно-силикатных расплавов методами ИК-спектроскопии и рентгенографии. Существование таких диаметрально противоположных точек зрения может быть объяснено недостаточностью экспериментальных данных, а также недоучетом других факторов, определяющих поведение фтора в силикатных системах.

Для понимания роли фтора в силикатных системах весьма интересны экспериментальные данные, полученные в последние годы Д. С. Глюком [38] и Н. И. Коваленко [72].

Для уточнения роли фтора в кислых силикатных расплавах Д. С. Глюком была изучена система гранит — вода с добавками  $\text{NaF}$ ,  $\text{KF}$ ,  $\text{CaF}_2$  и  $\text{HF}$  при давлении 1000 атм. Экспериментальные исследования подтвердили существование в этих системах широких полей несмешности силикатного и фторидного расплавов.

Однако в системах гранит — вода —  $\text{NaF}$  и гранит — вода —  $\text{CaF}_2$  при температурах  $800^\circ\text{C}$  в силикатном расплаве растворено 1—1,5% фтора, а в сосуществующем с ним фторидном расплаве содержится около 1% силикатных компонентов.

В системе с  $\text{KF}$  в силикатном расплаве растворяется около 1,9% фтора, а растворимость силикатного вещества в сосуществующем фторидном расплаве при  $650^\circ\text{C}$  достигает 20 вес.%. В приведенных данных представляется весьма важным то, что в силикатных расплавах при условии избытка растворяется всего 1—2% фтора. Поэтому можно предположить, что в природных остаточных силикатных расплавах, отличающихся достаточно высоким уровнем концентрации щелочей, может растворяться до 1,5% фтора.

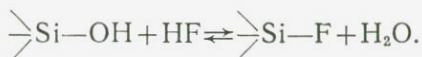
По наблюдениям Д. С. Глюка, добавка  $\text{NaF}$  снижает температуру начала и полного плавления системы на  $170$ — $180^\circ$ .  $\text{KF}$  понижает температуру ликвидуса на  $50^\circ$ , а начало плавления в системе с  $\text{KF}$  фиксируется даже при температуре около  $300^\circ$ . Подобное снижение температуры солидуса в системе гранит — вода —  $\text{KF}$  вряд ли было бы возможным без влияния фтора на кремнекислородные радикалы расплава. Для вопроса о растворимости и нахождении фтора в силикатных расплавах вопрос об образовании несмешивающихся с ними фторидных расплавов является второстепенным и касается тех природных систем, в которых наблюдаются очень высокие концентрации фтора. Для правильного подхода к решению вопроса о месте фтора в структуре силикатных расплавов необходимо учитывать постоянное присутствие в них растворенной воды.

Как указывалось выше, главным механизмом растворения воды в силикатных расплавах, по-видимому, является активное внедрение в кремнекислородные радикалы расплава групп  $(\text{OH})^-$ , сопровождающееся разрывом связей  $\text{SiO}$  по мостиковому кислороду и приводящее к реконденсации кремнекислородных группировок.

Уже при этом механизме в расплаве, на концевых связях кремнекислородных радикалов, могут существовать группы  $(\text{OH})^-$ . Эти же группы могут возникать на концах кремнекислородных радикалов и при растворении воды по реакции протонно-катионного обмена. Иными словами, растворение воды в силикатных расплавах приводит к возрастанию количества

групп (ОН)- на концевых связях кремнекислородных радикалов.

Показанное выше преимущественное концентрирование фтора в породообразующих гидроксилсодержащих минералах гранитоидов и вывод об увеличении роли гидроксильных групп в кремнекислородных радикалах при растворении воды дают основание сделать предположение о том, что главным механизмом растворения фтора в силикатных расплавах можно считать реакцию замещения им гидроксил-иона в кремнекислородных радикалах:



При подобном механизме растворения фтора в силикатных расплавах говорить о его модифицирующей роли затруднительно. Фиксация фтора на концевых связях кремнекислородных радикалов, естественно, затрудняет их поликонденсацию и способствует сохранению той степени конденсирования кремнекислородных радикалов, которая была достигнута при растворении в силикатном расплаве допустимых при соответствующих *P-T*-условиях количеств воды.

Образование в гранитных системах пересыщенных фтором обособленных областей фторидных расплавов предопределяет появление в них на заключительных этапах кристаллизации флюорита и топаза. Однако такие гранитные расплавы встречаются достаточно редко и впервые недавно были изучены в Восточной Монголии В. И. Коваленко [68].

Таким образом, исходя из имеющихся данных, можно сделать вывод, что в гранитных расплавах при *PT*-условиях формирования гипабиссальных интрузий может растворяться около 1,5 вес. % фтора. Обычно наблюдаемые концентрации в гранитоидах составляют всего около 0,1%. Принимая во внимание преимущественное концентрирование фтора в гидроксилсодержащих породообразующих минералах гранитоидов (биотит, роговая обманка, мусковит) и возможность образования его самостоятельных форм (флюорит, топаз), можно предполагать, что в отличие от воды и всех других летучих фтор, накапливаясь в остаточных расплавах, в дальнейшем в основной своей массе захоранивается в гранитоидах, оставляя их гипабиссальные интрузии только частично.

В отличие от фтора геохимическая история хлора в магматическом процессе приводит к его удалению из магматического очага на этапах становления интрузий кристаллизационной дифференциации магм. Распределение хлора в минералах изверженных горных пород достаточно сложно.

Первые сведения о распределении хлора в минералах пород были получены П. К. Куродой и Е. Б. Санделлом [232]. При изучении распределения хлора в минералах роговообманкового гранита из Миннесоты было найдено, что при общем содержа-

нии хлора 0,02% более половины его приходится на полевые шпаты. Однако содержания хлора в роговой обманке из этого гранита были на порядок выше, чем в полевых шпатах (0,18 и 0,014% соответственно). По данным Е. В. Костецкой и других [80], распределение хлора в порфировидном граните из джидинского интрузивного комплекса (Западное Забайкалье) оказалось несколько иным (табл. 24). В этой породе 70% хлора связано с биотитом и роговой обманкой (см. табл. 24). Как и в предыдущем случае, концентрация хлора в биотите и роговой обманке превышает его содержание в полевых шпатах и кварце более чем на порядок. В связи с тем что последние составляют основную массу породы, на их долю приходится 30% хлора породы.

Вместе с тем данные Е. В. Костецкой показывают, что в щелочных разностях пород существенно увеличивается содержание хлора в кварце и полевых шпатах. В кварце и плагиоклазе из сиенитов джидинского комплекса содержание хлора в три раза выше, чем в этих же минералах гранита. В изучавшемся сиените  $\frac{2}{3}$  хлора связано с полевыми шпатами и кварцем и только  $\frac{1}{3}$  — с темноцветными. Рассматривая распределение хлора в полевых шпатах и кварце, необходимо учитывать, что хлор в них может частично находиться в газовой форме в включениях. Однако, как показали исследования Е. В. Костецкой, в кварцах и плагиоклазах в этой форме обычно находится около 15% хлора, присутствующего в данном минерале, и только в калиевых полевых шпатах оно увеличивается в среднем до 30%.

Изучая общие черты геохимии хлора при кристаллизации магматических расплавов, следует признать справедливым вывод В. И. Герасимовского [32] о том, что «избыток щелочей (натрия) в расплаве препятствует удалению из него хлора в виде газовой составляющей». По-видимому, это в известной мере справедливо не только для щелочных магм, но и для силикатных расплавов вообще. Повышение активности натрия, возможно, способствует захоронению хлора в силикатных постройках. Однако, несмотря на возможности связывания хлора в гидроксилсодержащих темноцветных минералах и каркасных силикатных пород, общее его содержание в них, несомненно, много ниже концентрации в исходных магматических расплавах.

Данные последней сводки В. Д. Джонса и В. Х. Хуанга [229] по распространенности хлора в породах показывают невысокую его распространенность, исключая нефелиновые сиениты (табл. 25). В ряду интрузивных пород отчетливо наблюдаются два максимума концентраций: в группе диоритов и кварцевых диоритов (335  $\gamma$ ) и сиенитов (429  $\gamma$ ). В первом случае, очевидно, проявляется тенденция накопления хлора в железо-магниевого гидроксилсодержащих силикатах, количество

которых в этом типе пород максимально. Во втором случае, по-видимому, проявляется способность щелочей, и прежде всего натрия, задерживать хлор в каркасных силикатах.

Обращает внимание чрезвычайно высокая дисперсия концентраций хлора, которая показательна не только для эффузивных пород, но и для интрузивных.

Несмотря на значительное количество изучавшегося материала, данные В. Д. Джонса и В. Х. Хуанга по содержанию

Т а б л и ц а 24

Распределение хлора в минералах главных разновидностей пород джидинского интрузивного комплекса

| Минерал               | Содержание минерала в породе, вес. % | Содержание Cl в минерале |                              | % хлора породы, приходящийся на минерал |
|-----------------------|--------------------------------------|--------------------------|------------------------------|---|
|                       |                                      | γ/г                      | при расчете на 1 г породы, γ |   |
| Порфиоровидный гранит |                                      |                          |                              |   |
| Кварц                 | 19,0                                 | 93                       | 17                           | 6,4                                     |
| Плагиоклаз            | 30,2                                 | 90                       | 27                           | 10,1                                    |
| Микроклин             | 38,2                                 | 110                      | 41                           | 15,4                                    |
| Биотит                | 6,8                                  | 1900                     | 129                          | 48,5                                    |
| Амфибол               | 2,4                                  | 2200                     | 52                           | 19,5                                    |
| Сиенит                |                                      |                          |                              |   |
| Кварц                 | 13,4                                 | 320                      | 45                           | 14,2                                    |
| Плагиоклаз            | 48,2                                 | 257                      | 129                          | 40,8                                    |
| Микроклин             | 29,3                                 | 120                      | 35                           | 11,1                                    |
| Биотит                | 2,4                                  | 1700                     | 40                           | 12,6                                    |
| Амфибол               | 4,2                                  | 1600                     | 67                           | 21,2                                    |

П р и м е ч а н и е. Общее содержание Cl в порфиоровидном граните 340, в сиените — 360 γ/г.

хлора в нефелиновых сиенитах вызывают некоторое сомнение. Представляется, что для миаскитового типа этих пород более близка к истине оценка среднего содержания хлора, данная В. И. Герасимовским [32],—300 γ/г, хотя она, вероятно, и несколько занижена.

Как видно, в главных, наиболее распространенных типах пород, прежде всего в гранитоидах, среднее содержание хлора составляет всего 200 γ/г, что в несколько раз меньше содержания в них фтора.

Вследствие возможности борьбы фтора и хлора за одни и те же вакансии в гидроксилсодержащих минералах гранитоидов весьма интересны реально наблюдаемые соотношения фтора и хлора в биотитах гранитоидов.

По наблюдениям Е. В. Костецкой и В. И. Мордвиновой [78], содержания фтора в биотитах всегда в несколько раз выше содержаний хлора (табл. 26).

Т а б л и ц а 25

Содержание хлора в изверженных горных породах (в  $\gamma/\text{г}$ )

| Интрузивные породы          |                |                    |         | Эффузивные породы         |                  |                    |         |
|-----------------------------|----------------|--------------------|---------|---------------------------|------------------|--------------------|---------|
| тип                         | число образ-ца | содержание хлора   |         | тип                       | число образцов   | содержание хлора   |         |
|                             |                | пределы коле-баний | среднее |                           |                  | пределы коле-баний | среднее |
| Дуниты                      | 19             | 28—199             | 96      |                           |                  |                    |         |
| Перидотиты                  | 19             | 7—600              | 156     |                           |                  |                    |         |
| Пироксениты                 | 7              | 18—800             | 275     |                           |                  |                    |         |
| Габбро                      | 53             | 80—500             | 186     | Базальты                  | 75 <sup>2*</sup> | 30—540             | 129     |
| Диориты и кварцевые диориты | 25             | 100—700            | 335     | Диабазы                   | 20               | 100—600            | 227     |
| Гранодиориты                | 16             | 20—500             | 219     | Андезиты                  | 17               | 20—370             | 166     |
| Граниты                     | 123*           | 30—500             | 202     | Дациты                    | 10               | 90—510             | 213     |
| Сиениты                     | 40             | 90—2000            | 4291    | Риолиты, липариты и т. д. | 45               | 20—2000            | 328     |
| Нефелиновые сиениты:        |                |                    |         | Фонолиты, трахиты         | 29 <sup>3*</sup> | 20—2500            | 494     |
| миаскитовые                 | 178            | 100—3000           | 1254    | Обсидианы                 | 42 <sup>4*</sup> | 80—                | 619     |
| агпаитовые                  | 254            |                    | 2807    | Пемзы                     | 43               | 80—7900            | 788     |

\* Исключая образцы с содержанием  $>500 \gamma$ . <sup>2\*</sup> Исключая образцы с содержанием  $>800 \gamma$ . <sup>3\*</sup> Исключая образцы с содержанием  $5200 \gamma$ .

<sup>4\*</sup> Исключая образцы с содержанием  $7900 \gamma$ .

Т а б л и ц а 26

Распределение фтора и хлора (в вес. %) в биотитах джидинского гранитоидного комплекса

| Порода  | Число образцов | Содержание в биотите |      | F/Cl |
|---|----------------|----------------------|------|------|
|   |                | Cl                   | F    |      |
| Диориты I фазы  | 5              | 0,18                 | 0,55 | 3    |
| Гибридные сиенито-диориты II фазы                             | 5              | 0,26                 | 0,77 | 3    |
| Сиениты и граносиениты II фазы                                | 14             | 0,21                 | 1,11 | 5    |
| Порфиroidные граниты II фазы                                  | 8              | 0,26                 | 1,35 | 5    |
| Лейкократовые граниты III фазы<br>(центральная часть массива) | 3              | 0,15                 | 1,49 | 10   |
| Лейкократовые граниты III фазы<br>(краевая часть массива)     | 3              | 0,13                 | 3,50 | 27   |

Как видно, в биотитах из гранитоидов данной генетической серии содержания хлора изменяются сравнительно мало, в то время как концентрации фтора от ранних к поздним дифференциатам возрастают от 0,55 до 1,49%, т. е. почти в 3 раза. Таким образом, отношение F/Cl увеличивается от 3 до 10.

Рассматривая условия вхождения фтора и хлора в биотиты, необходимо учитывать некоторые экспериментальные данные К. В. Бернема [205], И. Д. Рябчикова [140] и др.

Как показывают эксперименты К. В. Бернема с фторсодержащим пегматитом Хардинг (0,64 вес.% F), отношение весовых количеств в расплаве и в сосуществующей с ним водной фазе превышает 3 : 1 в пользу расплава, тогда как аналогичное отношение количеств хлора в пегматите Спрус-Пайн составляет не менее чем 5 : 1 в пользу водной фазы. Исходя из этих соотношений, концентраций фтора и хлора в биотитах (см. табл. 26) и особенностей их распределения в минералах гранитоидов, можно предположить, что концентрации фтора и хлора в исходном расплаве порфиroidных гранитов II (главной) фазы джидинского комплекса должны были составлять 0,15 и 0,20 вес.% соответственно.

Растворимость хлора в силикатных расплавах была изучена И. А. Кили и К. В. Бернемом [230], а затем — И. Д. Рябчиковым [140]. Результаты этих исследований были обобщены И. Д. Рябчиковым и приведены на рис. 5. При низком уровне концентраций хлора в водном флюиде (от 0 до 4 моль/кг) содержание хлора в равновесном силикатном расплаве весьма невелико (0—0,7 моль/кг) и находится в линейной зависимости

от концентрации в водной фазе (см. рис. 5). При содержании хлора в водной фазе 4—11 моль/кг в сосуществующих с этими растворами силикатных расплавах гранитного состава концентрация хлора остается практически постоянной (0,7—0,8 моль/кг).

Из приведенных данных можно сделать вывод, что в  $P$ — $T$ -условиях, близких к условиям существования гранитных расплавов в гипабиссальном положении, в силикатных расплавах

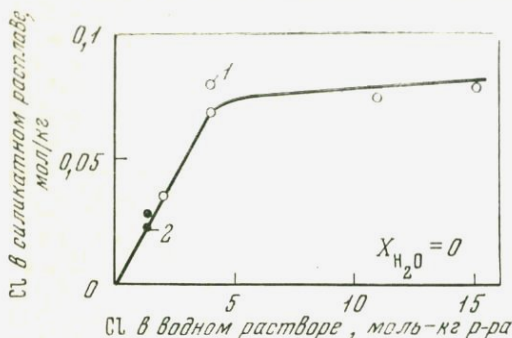
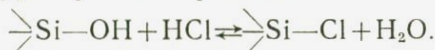


Рис. 5. Распределение хлора между водно-хлоридными растворами и силикатными расплавами гранитного состава при 800°С и 2 кбар по экспериментальным данным

1 — данные И. Д. Рябчикова [140];  
2 — данные Kilinc, Burnham [230]

растворяется весьма ограниченное количество хлора, а основная его масса находится в водно-солевой фазе, сосуществующей с гранитным расплавом.

Так же как и фтор, хлор, растворяясь в силикатном расплаве, по-видимому, замещает ионы гидроксила на концах кремнекислородных группировок по реакции:



Вследствие этого основная масса хлора в гранитоидах обычно приурочена к гидроксилсодержащим биотитам. Все приведенные данные свидетельствуют о том, что наблюдаемые в гранитоидах уровни концентрации хлора ни в коей мере не отражают его содержания в исходных расплавах. Экспериментально установленные коэффициенты распределения хлора между силикатным расплавом и сосуществующей водно-солевой фазой дают основание полагать, что в последней должно концентрироваться не менее 85% хлора исходных гранитных расплавов.

Используя средние содержания хлора в гранитоидах, установленные В. Д. Джонсоном и В. Х. Хуангом [229], можно подсчитать, что содержание хлора в исходных расплавах должно было быть не менее 0,15 вес.%. К возможному содержанию хлора в магматических расплавах можно подойти и другим путем.

Как известно, при низком уровне наблюдаемых содержания хлора в изверженных горных породах в гидросфере наблюдается огромный избыток этого элемента, во много раз превы-

шающий то количество хлора, которое могло быть привнесено в океан при разрушении горных пород. Расчеты показывают, что в гидросфере и эвапоритах суммарное количество хлора достигает  $5 \cdot 10^{22}$  г, что составляет около 0,2% массы литосферы.

Как видно, полученная величина сходна с той, которая была рассчитана другим путем.

Приуроченность основной массы атомов хлора к водно-солевой фазе магматических расплавов предопределяет интенсивную миграцию этого летучего компонента магм при внедрении, становлении и кристаллизационной дифференциации гранитондных интрузий.

Миграция такого водно-солевого флюида будет в значительной мере определяться условиями миграции воды, которая в этой фазе является основным компонентом.

При анализе геохимической истории летучих компонентов магм наиболее сложным является вопрос о содержании в магматических расплавах углекислоты и ее поведении при их кристаллизации и дифференциации.

Сведения о содержании углекислоты или углерода в изверженных горных породах весьма немногочисленны. Н. И. Хитаров и Е. В. Ренгартен [181] установили, что в некоторых гранитах Приморья, Казахстана и Кавказа содержания углекислоты изменяются от 0,02 до 0,12 вес.%. Среднее содержание  $\text{CO}_2$  в двадцати проанализированных образцах гранитов составило 0,06%. При этом оказалось, что концентрация  $\text{CO}_2$  в биотитах этих гранитов в 2—4 раза выше, чем в сосуществующих с ними полевых шпатах и кварце.

По наблюдениям А. П. Лебедева [88], содержание углерода в основных и ультраосновных породах весьма изменчиво: базиты (габбро, анортозиты)—0,01—0,025%, траппы (без кислых дериватов)—0,02—0,04% и гипербазиты—0,06—0,1%.

Данные о содержании углекислоты в изверженных горных породах, по-видимому, не могут служить показателем концентрации этого важного летучего компонента в исходных магмах вследствие ее низкой растворимости в силикатных расплавах. В известной мере при определении возможных уровней концентрации углекислоты в магмах могут быть использованы данные о соотношении  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в газах, выделяющихся из пород.

Изучение Е. Шепардом [242] состава газов, выделенных из гранитов, показало, что углекислота после воды является самым распространенным летучим компонентом (табл. 27). Однако соотношение  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в изучавшихся породах весьма изменчиво и колеблется от 3,5 до 45.

Значительная изменчивость этого отношения наблюдается и в вулканических газах. Примером могут служить данные М. Шеньо [191] по составу газов из газовых включений в лавах

Этны (Сицилия), излившихся во время извержения 1961 г. (табл. 28).

Как видно, отношение  $H_2O/CO_2$  изменяется от 1,5 до 8. Имеющиеся данные по составу высокотемпературных вулканических газов Гавайских вулканов [97] показывают, что отношение  $H_2O/CO_2$  здесь составляет около 5. По-видимому, эта последняя цифра может быть принята как наиболее близкая к действительной для базальтоидных и гранитных магм.

Как указывалось выше, содержание воды в этих магмах, вероятно, близко к 3 вес.%. При таком уровне содержания воды концентрации углекислоты в магмах может быть 0,6%. Сравнение этой цифры с уровнем концентрации  $CO_2$  в гранитах [181] показывает, что при становлении и кристаллизации гранитоидных интрузий из них должно удаляться 90% углекислоты, находившейся первоначально в исходном расплаве. Вместе с тем можно предположить, что в гранитоидных и особенно в базальтоидных магмах концентрации углекислоты могут существенно колебаться в зависимости от их состава и происхождения. В последнее время появились работы, в которых приводятся количественные данные о растворимости углекислоты в силикатных расплавах в присутствии воды.

По А. А. Кадику и другим [60], растворимость  $CO_2$  в расплавах кислого и основного состава при температуре  $1200^\circ$  и давлении 1000 атм составляет 0,2—0,3 вес.%, а при давлении 3000 атм—0,5—0,6 вес.%. Г. П. Орлова [121] для расплава гранита при температуре  $1000^\circ C$  и давлении 4000 атм определила растворимость  $CO_2$  равной 0,4—0,5 вес.%. Как видно, растворимость углекислоты в силикатных расплавах почти на порядок меньше растворимости воды. Если общее содержание углекислоты в магмах основного и кислого состава принять равным 0,6 вес.%, то уже при давлении 4000 атм, соответствующем абиссальным глубинам 15—16 км, значительная часть углекислоты магм может быть растворена в силикатном расплаве. Однако в сосуществующей с последним паро-газовой фазе мольная доля углекислоты, вероятно, будет сопоставима с долей воды. В гиабиссальных условиях (при  $P=1000$  атм), как следует по данным А. А. Кадика [60], растворимость углекислоты должна уменьшаться до 0,2—0,3 вес.%. Поэтому большая часть углекислоты гранитных расплавов, попадающих в гиабиссальное положение, должна находиться во флюидной фазе, причем по расчетам И. Д. Рябчикова [140]  $CO_2$  будет в этом высокотемпературном флюиде в молекулярной форме и доминировать над другими типами летучих соединений углерода ( $CO$  и  $CH_4$ ).

Следовательно, несмотря на значительную долю углекислоты во флюидах гиабиссальных интрузий, ее химическая активность на магматическом и раннем постмагматическом этапах их истории будет весьма ограничена.

Таблица 27  
Состав газов (в объемн. %), выделенных из гранитных пород

| Место взятия образца | Общее содержание газа в породе, см <sup>3</sup> /г | Безводные газы, объемн. % |                 |       |                |                |       |                |                 |                |
|----------------------|--|---------------------------|-----------------|-------|----------------|----------------|-------|----------------|-----------------|----------------|
|                      |  | H <sub>2</sub> O          | CO <sub>2</sub> | CO    | H <sub>2</sub> | N <sub>2</sub> | Ar    | S <sub>2</sub> | Cl <sub>2</sub> | F <sub>2</sub> |
| Гора Стоун           | 34,2   | 90,512                    | 1,965           | 0,081 | 4,823          | 0,334          | 0,007 | 0,268          | 0,007           | 1,970          |
| Гора Норт-Джей       | 29,4   | 79,599                    | 4,236           | 0,536 | 11,603         | 1,228          | 0,024 | 0,159          | 0,051           | 2,563          |
| Гора Бэр             | 57,3   | 69,276                    | 19,634          | 2,215 | 5,502          | 2,190          | 0,025 | 0,724          | 0,180           | 0,254          |

Таблица 28  
Состав газовых включений в лавах Этны, Сицилия

| Номер образца | H <sub>2</sub> O, мг/г | Сумма безводных газов, мг/г | Безводные газы, объемн. % |                 |      |                |                 |                              |
|---------------|------------------------|-----------------------------|---------------------------|-----------------|------|----------------|-----------------|------------------------------|
|               |                        |                             | SO <sub>2</sub>           | CO <sub>2</sub> | CO   | H <sub>2</sub> | CH <sub>4</sub> | N <sub>2</sub> + редкие газы |
| I             | 0,721                  | 0,1508                      | 27,9                      | 51,6            | 8,4  | 4,7            | 2,8             | 4,6                          |
| I             | 0,491                  | 0,2573                      | 19,1                      | 71,1            | 5,8  | 0,7            | —               | 3,3                          |
| III           | 0,107                  | 0,1123                      | 19,0                      | 58,9            | 14,9 | 1,6            | 0,8             | 4,8                          |

Геохимическая история таких летучих компонентов магм, как сера, бор, азот и фосфор, изучена еще меньше.

Как показало изучение состава высокотемпературных вулканических газов, основная масса атомов серы в них находится в виде  $SO_2$ . При исследованиях вулканических газов лавового озера вулканов Нирагонго (Африка) и Амбрим на архипелаге Новые Гебриды (Океания) М. Шеньо, Г. Тазиев и Р. Фабр [192, 193] обратили внимание на постоянство отношения  $SO_2/CO_2$ . Для вулкана Амбрим оно составило 0,116 при колебаниях 0,112—0,125. В высокотемпературных газах вулкана Нирагонго это отношение изменялось от 0,038 до 0,112, в среднем 0,090. Отношение сернистого и углекислого газов в газовых включениях в лавах Этны [191] оказалось несколько выше—0,32.

Используя имеющиеся данные можно предположить, что в магматических расплавах отношение  $SO_2/CO_2$  в среднем может составить 0,1. Иными словами, количество сернистого газа в магматических расплавах, по-видимому, должно быть в 10 раз меньше углекислоты. Если среднее содержание  $CO_2$  в магматических расплавах 0,6 вес.%, то содержание  $SO_2$  в них должно быть 0,06 вес.%.

По данным А. П. Виноградова [30], среднее содержание серы в гранитоидах—0,04 вес.%, а в основных породах—0,03 вес.%. А. И. Альмухамедов и другие [5] приводят следующие данные о содержании серы в некоторых интрузиях основного состава.

|  | S, вес.%   |  | S, вес.% |
|--|------------|--|----------|
| Скергаардская (Гренландия) . . . . .           | 0,004—0,04 | Остгоренская (Восточный Саян) . . . . .      | 0,060    |
| Нижнефокинская (Сибирская платформа) . . . . . | 0,006      | Кайерканская (Сибирская платформа) . . . . . | 0,064    |
| Пикритовые порфириды . . . . .                 | 0,020      | Кизирская (Восточный Саян) . . . . .         | 0,090    |
| Падунская . . . . .                            | 0,038      |  |          |

Эти данные показывают, что и для группы основных пород содержание серы может быть принято 0,04 вес.%. Предполагая неизбежность частичной потери серы интрузиями, особенно находящимися в гипабиссальном положении, можно признать, что данные о содержании серы в изверженных горных породах не противоречат указанной выше цифре концентрации серы в магматических расплавах (0,06 вес.%).

Экспериментальные исследования по растворимости серы в силикатных расплавах пока весьма немногочисленны и проводились только при атмосферном давлении.

Дж. Конноли и Д. Р. Хейтон [208] показали, что при этом уровне давлений растворимость серы в расплаве базальтового состава при 1200°С равна 0,104 вес.%. Сходные данные по

растворимости серы (0,10—0,13 вес.%) в расплавах основного состава были получены А. И. Альмухамедовым и др. [5].

Можно предполагать, что при повышенных давлениях (2—4 кбар) растворимость серы в расплавах несколько возрастает, хотя вряд ли превышает уровень 0,2 вес.%. Об этом свидетельствует достаточно широкое развитие в основных магмах ликвидационных явлений с образованием магматических сульфидов.

По существующим представлениям [5], сера входит в состав силикатных расплавов в виде иона  $S^{2-}$  на место кислорода в субтаксисы типа  $Me=0$ . Естественно, что в этом случае ее растворимость будет в значительной степени определяться катионным составом этих группировок.

В флюидной фазе магматических расплавов сера может находиться в разных валентных формах. Наиболее распространенными формами являются сернистый газ ( $SO_2$ ) и сероводород ( $H_2S$ ).

Естественно, что валентное состояние серы в расплавах будет определяться прежде всего парциальным давлением кислорода и температурой.

К. Финч и Ф. Ричардс [216] установили, что в интервале температур 1300—1600° сульфатная сера ( $S^{6+}$ ) устойчива при парциальном давлении кислорода выше  $n \cdot 10^{-4}$  атм, а сульфидная — ниже  $n \cdot 10^{-6}$  атм.

Расчеты С. Мацуо [98] показали, что в основных магмах при давлении 1000 атм и температуре 1100°С сульфатная и сульфидная сера будут находиться в флюидальной фазе в равных концентрациях. При более высоких температурах (1300—1500°) будет наблюдаться преобладание сульфатной серы, а при более низких — сульфидной. В случае гранитных магм при температуре 900°С и давлении 1000 атм сульфидная и сульфатная сера должны находиться в равных соотношениях. При понижении температур (700—800°С) количество сульфидной серы по сравнению с сульфатной резко возрастает. При этом вплоть до температур 250—300°С сероводород будет находиться в флюидальной фазе гранитных интрузий преимущественно в молекулярной форме ( $H_2S$ ), предопределяющей его низкую химическую активность на этих температурных уровнях [140].

К наименее изученным летучим компонентам магм относятся бор, азот и фосфор.

О распространенности этих элементов в изверженных горных породах (в %) можно судить по следующим данным А. П. Виноградова [30].

| Элемент        | Габбро, базальты | Диориты, андезиты | Граниты, гранодиориты и др. |
|----------------|------------------|-------------------|-----------------------------|
| Фосфор . . .   | 0,14             | 0,16              | 0,07                        |
| Бор . . . . .  | 0,0005           | 0,0015            | 0,0015                      |
| Азот . . . . . | 0,0018           | 0,0022            | 0,0020                      |

Несмотря на сравнительно высокий уровень концентрации фосфора в изверженных горных породах, о его геохимической истории на магматическом и постмагматическом этапах известно очень мало. По-видимому, благодаря образованию в магматических породах собственных минеральных фаз (апатит, монацит и др.) фосфор, подобно фтору, в основной своей массе захоранивается в изверженных горных породах и в постмагматических процессах играет незначительную роль.

Геохимическая история бора в полной мере еще не раскрыта. Геохимические исследования калиевых базальтоидов, проведенные в последние годы, показывают, что на постмагматическом этапе их истории бор, по-видимому, играл значительно бóльшую роль, чем до сих пор казалось. Надо думать, что этот вопрос в ближайшие годы получит должное освещение.

Проведенный анализ условий нахождения летучих в магматических расплавах показывает, что в гранитоидных магмах можно ожидать следующие уровни концентрации (в %) главных летучих компонентов:

|                       |     |                |      |
|-----------------------|-----|----------------|------|
| Вода . . . . .        | 3   | Фтор . . . . . | 0,10 |
| Углекислота . . . . . | 0,6 | Сера . . . . . | 0,06 |
| Хлор . . . . .        | 0,2 |                |      |

При этом вода отличается высокой растворимостью в силикатных расплавах, структуру которых она существенно изменяет. Однако при кристаллизации по крайней мере  $\frac{2}{3}$  воды покидают магматический очаг.

Из остальных летучих в силикатных расплавах лучше других растворим фтор. Благодаря этому, а также его вхождению в значительных количествах в гидроксилсодержащие минералы гранитоидов и образованию самостоятельных минеральных фаз, фтор преимущественно захоранивается в породах и только частично входит в состав флюидной фазы магм.

Углекислота и хлор в очень малой степени растворимы в силикатных расплавах и в основной своей массе покидают их в составе флюидной фазы. Однако при температурах магматического процесса углекислота находится в молекулярной форме и обладает низкой химической активностью. Поэтому на температурных уровнях магматического процесса главными транспортными агентами для редких и рудных элементов должны считаться хлор, вода и фтор.

## ФЛЮИДНАЯ ФАЗА ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ И УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ В НЕЙ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Выявление условий обособления флюидной фазы, установление ее состава и масштабов концентрирования в ней редких и рудных элементов определяются множеством факторов и являются весьма сложной задачей.

Рассматривая особенности формирования флюидной фазы гранитоидных магм, необходимо иметь в виду, что изменение ее свойств и состава должно быть прослежено в очень широком диапазоне температур и давлений.

Флюидная фаза, по-видимому, возникает уже на начальных этапах образования гранитной магмы при температурах 900—1100° и давлениях 3000—4000 атм в глубинных зонах гранитообразования (15—20 км). Она сохраняется в магматических расплавах на этапах их кристаллизации и дифференциации в абиссальных условиях при перемещении магматических масс в мезо- и гипабиссальное положение и при кристаллизации внедрившихся в верхний структурный ярус гранитных интрузий.

В случае абиссальных гранитных интрузий флюидная фаза должна накапливаться преимущественно в поздних кислых дифференциатах, а в мезо- и гипабиссальных интрузиях ее история определяется главным образом условиями дегазации силикатных расплавов и возможностями перемещения флюидной фазы в пределах магматических камер.

Флюидная фаза сосуществует с силикатным расплавом вплоть до заключительных этапов его кристаллизации, т. е. до температур 550—600° и давлений гипабиссальных глубин (1000 атм и меньше). В интервале температур от 900—1100° до 550—600° и давлений от 4000 до 1000 атм флюидная фаза в гранитных расплавах находится, по-видимому, в газообразном состоянии. Количество и состав флюидной фазы определяются содержанием летучих компонентов в исходных гранитных расплавах и степенью их растворения в силикатном расплаве в зависимости от *PT*-условий.

В соответствии с данными, приведенными выше, можно ожидать, что на начальных этапах гранитного магматического процесса, в абиссальных условиях зон гранитообразования ( $T=1000^{\circ}\text{C}$ ,  $P=4000$  атм), вследствие растворения значительной части летучих компонентов в силикатных расплавах во флюидной фазе будет находиться не более 10—20% всей массы летучих компонентов, причем на этом уровне температур и давлений во флюидной фазе, вероятно, в сопоставимых количествах будет находиться вода и углекислота и во много раз меньших — хлор.

Увеличение объема флюидной фазы магматических расплавов может осуществляться несколькими способами.

1. При подъеме гранитоидной магмы из зон гранитообразования (3000—4000 атм) в мезо- и гипабиссальное положение (1000—2000 атм).

2. В результате остывания магматического расплава от температур магмообразования (900—1100°) до температур начала кристаллизации гранитных магм (600—800° С).

3. В процессе фракционной кристаллизации магматического расплава, приводящей к пересыщению остаточного силикатного расплава летучим компонентом. Естественно, что совмещение трех процессов (подъем магмы, ее остывание и фракционная кристаллизация) усилит отделение флюидной фазы от силикатного расплава.

Важнейшей особенностью магматической водно-газовой фазы, отделяющейся от магм при высоких температурах (600—1100°), являются слабая диссоциированность летучих соединений и возможность их миграции в молекулярной форме. В указанном интервале температур и давлений и в процессе фракционной кристаллизации в составе газовой фазы прежде всего должно увеличиться количество воды, которая уже на этом этапе станет главным компонентом флюидной фазы. В относительно меньших количествах в ней будут накапливаться летучие соединения углерода ( $\text{CO}_2$  и  $\text{CO}$ ) и серы ( $\text{SO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ ). Одновременно во флюидной фазе должна увеличиться доля галогенидов и хлоридов щелочей и железа.

При фильтрации газовой фазы через расплав экстрагирование из него растворимых компонентов можно рассматривать как динамический процесс испарения (диффузии пара) соли из расплава в газовый раствор.

Экспериментальные исследования В. И. Спицына с сотрудниками [151, 152] летучести хлоридов щелочных металлов при высоких температурах (до 800° С) в токе разных газовых сред (воздух, водяной пар,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ) показали, что наибольшая скорость испарения и степень насыщения газа паром хлорида наблюдаются для водяного пара.

По их наблюдениям, температуры начала испарения хлоридов в водяном паре составляют (в °С):  $\text{LiCl}$  и  $\text{CsCl}$  — 550,  $\text{RbCl}$  — 600,  $\text{KCl}$  — 650 и  $\text{NaCl}$  — 750.

В соответствии с этими данными можно предполагать, что флюидная фаза магматического этапа должна быть относительно обогащена хлоридами калия и редких щелочей в сравнении с хлоридом натрия. Некоторое представление о возможных формах нахождения во флюидной фазе других металлов дают расчеты К. Краускопфа ([81], табл. 29). На основании этих данных К. Краускопф полагает, что в магматическом паре (флюидной фазе) возможными переносчиками многих металлов могут являться хлориды, хотя в такой форме количество некоторых из них ( $\text{Cu}$ ,  $\text{Ag}$ ) будет чрезвычайно мало. Однако хлоридная форма переноса многих рудных элементов во флюидной фазе на этапе

ее существования в виде магматического пара осложняется рядом важных обстоятельств.

Прежде всего необходимо учитывать возможность того, что при высоких температурах и давлениях некоторые многовалентные элементы будут находиться в субсостоянии. Например, для железа совершенно не исключено существование нестехиометрических соединений типа  $Fe_nCl_{n+x}$ .

В составе магматического пара, особенно при нижних значениях магматических температур (600—700°) и давлений (1000 атм), кроме хлора заметную роль играет фтор. В условиях резкого преобладания в составе магматического пара воды и значительного увеличения парциального давления кислорода более устойчивыми формами переноса для ряда металлов оказываются оксофторидные, гидроксофторидные и оксохлоридные комплексы. Возможность образования таких комплексов была показана для вольфрама [23, 56] и олова [226, 63]. Экспериментальными исследованиями О. В. Брызгалина [23] доказана возможность существования оксофторовольфрамов калия ( $KWO_3F$  и  $K_2WO_2F_4$ ) в водных растворах при температуре 300—500°. Рассматривая устойчивость комплекса  $HWO_3F$ , Г. Ф. Иванова и И. Л. Ходоковский [56] приходят к выводу, что при высоких температурах устойчивость этого комплекса будет зависеть в основном от концентрации фтора в растворе и в гораздо меньшей мере от pH среды. Разрушение комплекса должно наступить в результате либо значительного повышения щелочности раствора, либо значительного понижения концентрации фтора.

В соответствии с имеющимися экспериментальными и расчетными данными можно предполагать, что при высоких температурах магматического пара ( $\sim 800^\circ C$ ), при недостатке воды и фтора одной из вероятных форм нахождения олова может являться хлорид ( $SnCl_4$ ). Однако при более низких температурах магматического пара ( $\sim 600^\circ C$ ), отличающегося уже большими количествами воды и фтора, одной из возможных форм переноса олова могут являться гидроксофторидные комплексы типа  $Me_2[Sn(OH)_4F_2]$ . Вероятность миграции олова в гидротермальных растворах в виде такого комплекса была недавно экспериментально доказана А. П. Клинцовой и другими [63]. При условии более высоких температур, высокого парциального давления водяного пара, повышенных концентраций в магматическом паре фтора и щелочей эта форма, по-видимому, также будет иметь существенное значение. При этом в соответствии с наблюдениями Хеспа и Ригби [226] следует иметь в виду возможность замены щелочей аммонийной группировкой  $(NH_4)^+$ .

На магматической стадии во флюидную фазу редкие и рудные элементы могут извлекаться из силикатного расплава в виде простых или сложных соединений с хлором и в меньшей степени с фтором. На одном температурном уровне (600—900° C) ни углекислота, ни летучие соединения серы существенной роли в

переносе металлов в магматическом паре не играют. Вместе с тем непрерывным условием транспорта вещества в газовой фазе магматического расплава являются преобладающая роль в ней водяного пара и образование различных гидросокомплексов.

Для понимания закономерностей эманационной дифференциации вещества в магматических системах весьма важен вопрос о диффузионной подвижности летучих компонентов и прежде всего воды в силикатных расплавах.

До последнего времени данные о величинах коэффициентов диффузии летучих компонентов в силикатных расплавах отсутствовали. Только недавно [42] при изучении диффузии воды в

Т а б л и ц а 29

Величины летучести металлов и их соединений в равновесии с твердыми сульфидами, силикатами и окислами при 600° С

| Металл | Давление пара, атм  |   |                    |   |
|--------|---------------------|---|--------------------|---|
|        | сульфиды            | металл в равновесии с сульфидом, (S <sub>2</sub> )=10 <sup>-6</sup> атм | окислы             | хлорид в равновесии со стабильной фазой, (H <sub>2</sub> S)=30 и (HCl)=10 атм |
| Hg     | Разлагается         | >10   | Разлагается        | >10   |
| Sb     | 10 <sup>-4,9</sup>  | 10 <sup>-5,3</sup>  | 10 <sup>-2,5</sup> | 0,7   |
| As     | ≈0,1                | Нет данных  | >10                | 0,1   |
| Bi     | Нет данных          | 10 <sup>-5,2</sup>  | Нет данных         | 10 <sup>-2,2</sup>  |
| Pb     | 10 <sup>-6,3</sup>  | 10 <sup>-8,3</sup>  | 10 <sup>-7,0</sup> | 10 <sup>-2,3</sup>  |
| Sn     | 10 <sup>-5,7</sup>  | 10 <sup>-7,1</sup>  | Нет данных         | 10 <sup>-2,9</sup>  |
| Mn     | 10 <sup>-11,9</sup> | 10 <sup>-18,8</sup>   | <10 <sup>-7</sup>  | 10 <sup>-3,4</sup>  |
| Zn     | 10 <sup>-9,9</sup>  | 10 <sup>-8,0</sup>  | <10 <sup>-7</sup>  | 10 <sup>-3,8</sup>  |
| Fe     | 10 <sup>-11,3</sup> | 10 <sup>-20,6</sup>   | >10 <sup>-7</sup>  | 10 <sup>-3,9</sup>  |
| Cd     | 10 <sup>-7,3</sup>  | 10 <sup>-5,6</sup>  | 10 <sup>-7,3</sup> | 10 <sup>-4,6</sup>  |
| Co     | 10 <sup>-10,6</sup> | Нет данных  | <10 <sup>-7</sup>  | 10 <sup>-5,0</sup>  |
| Cu     | 10 <sup>-5,7</sup>  | 10 <sup>-20,6</sup>   | >10 <sup>-7</sup>  | 10 <sup>-10,8</sup>   |
| Ni     | 10 <sup>-7,6</sup>  | Нет данных  | Нет данных         | 10 <sup>-6,2</sup>  |
| Ag     | Нет данных          | 10 <sup>-10,8</sup>   | Разлагается        | 10 <sup>-7,3</sup>  |
| Au     | Разлагается         | 10 <sup>-16</sup>   | »                  | Разлагается   |

расплаве альбита при давлении 1000 атм и температуре 1080° установлено, что в этих условиях коэффициент диффузии воды составляет 3·10<sup>-6</sup> см<sup>2</sup>/сек.

Изучение диффузии воды в расплаве кремнезема [186], проведенное в интервале температур 1100—1400° и давлений 3000—5000 атм, показало значительную изменчивость этого параметра в зависимости от давления, содержания в расплаве воды и температуры. В наибольшей степени коэффициент диф-

фузии воды изменяется в зависимости от давления (от  $0,95 \cdot 10^{-5}$  см<sup>2</sup>/сек при 3000 атм до  $2,8 \cdot 10^{-5}$  см<sup>2</sup>/сек при 5000 атм).

Расчет коэффициентов диффузии воды при низком содержании в расплаве (для температуры 1200° и давления в 3000 атм) показал, что в интервале концентраций 6—1 вес. % H<sub>2</sub>O коэффициенты диффузии почти линейно уменьшаются от  $10^{-5}$  до  $10^{-7}$  см<sup>2</sup>/сек, а при снижении концентрации от 1 до 0 вес. % H<sub>2</sub>O падают еще почти на два порядка.

Как видно, при содержании 3 вес. % воды в гранитоидных расплавах при температурах около 1000° и давлениях 1000—3000 атм коэффициент диффузии воды будет колебаться в пределах  $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-6}$  см<sup>2</sup>/сек.

Для понижения условий миграции неводных компонентов флюидной фазы интересны наблюдения Г. Н. Ковалева и Ю. П. Масуренкова [64] по миграции хлорида кальция. По их мнению, коэффициент диффузии 20%-ного водного раствора CaCl<sub>2</sub>, меченного радиоактивным изотопом <sup>45</sup>Ca и находившегося при температуре 680° С и давлении 500 атм, равен  $\sim 10^{-4}$  см<sup>2</sup>/сек. При этом весьма важно то обстоятельство, что проникновение <sup>45</sup>Ca в кристаллическую породу происходит только в присутствии водной фазы. В опытах без участия воды диффузии хлорида радиоактивного кальция не отмечено.

Можно ожидать, что в магматических расплавах будет наблюдаться аналогичная картина.

Движение флюидной фазы в пределах магматических камер будет определяться степенью открытости системы. К закрытым магматическим системам в известной мере применим стандартный термобарогradient (290 атм и 35° на 1 км).

В случае же открытых систем барогradient будет превосходить стандартный. Естественно ожидать, что максимальный гradient давления летучих фаз будет у магматических расплавов, перемещающихся в радиальном направлении, а также у магматических очагов, занимающих гипабиссальное положение. Возможность интенсивного движения летучих фаз в таких магматических системах приводит к накоплению летучих и связанных с ними редких элементов в апикальных частях интрузий, а также к вскипанию магматических расплавов и их дегазации, особенно при внедрении гипабиссальных интрузий в пределах зон разломов. В последнем случае наблюдается образование зон эксплозивных брекчий, сопровождающееся развитием метасоматических процессов и иногда приводящее к интенсивному концентрированию рудного вещества.

Накопление летучих в апикальных частях гипабиссальных интрузий сопровождается концентрацией здесь ряда рудных и редких элементов. В этом отношении весьма убедительны примеры, показывающие распределение олова в вертикальных разрезах ряда интрузий. По наблюдениям Н. С. Кравченко [39], в Верхнеурмийском гранитном массиве (Баджалский хр.),

в верхней части интрузии (абс. отметка 1650 м), содержание олова в граните составляет 24,8 г/г, а в биотите из этой породы — 260 г/г. В более глубокой же части интрузии, расположенной на 800 м ниже (абс. отметка 850 м), содержание олова в породе составляет всего 5,8 г/г, а его концентрация в биотите не превышает 40 г/г. Таким образом, на расстоянии 800 м по вертикали концентрации олова в породе и в биотите из этого гранита увеличились соответственно в 4 и 6 раз.

В Светловском гранитном массиве (Приморье) Г. Б. Левашов установил, что содержание олова в биотите из этих гранитоидов увеличивается от 3,6 г/г в нижней части (абс. отметка 850 м) до 94 г/г вверху (абс. отметка 1400 м). Таким образом, на расстоянии 550 м содержание олова в биотите увеличивается более чем в 25 раз.

Вероятно, наиболее показательным примером может быть сопоставление уровней содержания летучих (фтора) и ряда редких элементов в исходной магме ряда гипабиссальных интрузий и их субвулканических производных, сформировавшихся в верхних частях интрузивов. Для такого сопоставления выбраны гранитоидные массивы в Центральном Забайкалье и Восточной Монголии, которые были изучены нами в последние годы (табл. 30).

Как видно, насыщенные летучими производные аляскитовой магмы имеют резко повышенные содержания фтора даже по сравнению с богатыми этим элементом аляскитами. Если в аляскитах содержание фтора составляет 0,2—0,3%, то в их производных содержание фтора колеблется в пределах 2,0—0,7%. Следовательно, в производных по сравнению с исходной магмой обогащение фтором в 5—10 раз больше.

В богатых летучими производных интенсивно накапливаются литий, рубидий, олово и вольфрам. Например, в кварцевом порфире из Ингодинской интрузии и в онгоните из Онгон-Хайерханского массива отмечено увеличение концентрации лития в сравнении с исходными магмами в 20 раз, а содержания олова — в 4—6 раз.

Кроме этих элементов, по наблюдениям В. И. Коваленко [71], в онгонитах резко накапливается такой редкий элемент, как тантал.

Важным следствием этого интенсивного подтока летучих и связанных с ними редких элементов в апикальной части гипабиссальных интрузий некоторых типов гранитоидов является образование низкотемпературных расплавов со значительно модифицированной структурой, пониженной вязкостью и температурой солидуса, снижающейся до 550°. Для образования таких низкотемпературных расплавов исходные аляскиты должны содержать 0,3—0,4 вес. % фтора. В апикальных частях камер по мере кристаллизации аляскитового расплава происходит повышение парциального давления фтора во флюиде и смещение

Таблица 30

Уровни концентрирования редких элементов в некоторых фациях  
редкометалльных гранитов

| Порода  | Содержание |      |       |      |      |      |      |         |    |     |
|---|------------|------|-------|------|------|------|------|---------|----|-----|
|   | вес. %     |      |       | γ/г  |      |      |      |         |    |     |
|   | Na         | K    | F     | Li   | Rb   | Be   | Sn   | W       | Pb | Zn  |
| Ингодинская интрузия (Центральное Забайкалье) [162]       |            |      |       |      |      |      |      |         |    |     |
| Лейкократовые граниты                                     | 2,8        | 4,3  | 0,31  | 42   | 295  | 9,3  | 9,0  | 3,4     | 24 | 25  |
| Дайки кварцевого порфира                                  | 1,8        | 6,5  | 2,0   | 813  | 797  | 1,3  | 31   | 6,0     | 73 | 40  |
| Бага-Газрынский массив (Восточная Монголия) [71]          |            |      |       |      |      |      |      |         |    |     |
| Аляскиты главной фазы                                     | 2,6        | 4,2  | 0,29  | 147  | 387  | 11,1 | 7,4  | 6,4*    | 23 | 26  |
| Микроклин-альбитовые граниты фазы дополнительных интрузий | 3,0        | 3,9  | 0,48  | 236  | 603  | 10,4 | 11,4 | 9,4*    | 23 | 32  |
| Амазонит-альбитовые граниты                               | 2,5        | 4,4  | 1,44  | 630  | 960  | 15   | 10,0 | 24,0*   | 24 | 56  |
| Дайка онгонита  | 3,42       | 2,85 | 0,69  | 186  | 842  | 2,0  | 101  | не опр. | 35 | 41  |
| Онгон-Хайерханский массив (Восточная Монголия) [71]       |            |      |       |      |      |      |      |         |    |     |
| Биотитовые граниты  | 2,8        | 4,1  | 0,19  | 73   | 255  | 5,4  | 10,1 | 3,0*    | 45 | 34  |
| Дайка онгонита «Амазонитовая»                             | 4,04       | 2,84 | 1,85  | 1670 | 1876 | 19,2 | 37   | 7,0*    | 41 | 63  |
| Шумиловский массив (Центральное Забайкалье) [119]         |            |      |       |      |      |      |      |         |    |     |
| Гранитоиды главной фазы                                   | 2,9        | 3,6  | 0,094 | 130  | 300  | 6,0  | 15   | 1,6     | 54 | 34  |
| Граниты внутренней зоны массива                           | 3,9        | 4,3  | 0,34  | 620  | 470  | 4,5  | 35   | 75      | 56 | 130 |
| Дайки кварцевого порфира                                  | 4,0        | 4,4  | 0,87  | 800  | 1100 | 4,1  | 48   | 44      | 97 | 140 |

\* WO<sub>3</sub>

состава расплава в сторону низкотемпературной производной типа онгонита.

Возможность образования в апикальных частях гипабиссальных интрузий гранитоидов богатых летучими «низкотемпературных» расплавов, кристаллизующихся при температурах на 200—250° ниже, чем гранитные расплавы с обычными содержаниями воды, а также фтора, определяет ряд особенностей механизма кристаллизации таких интрузий.

Как видно из рис. 6, в этих интрузиях после образования зоны закалки в апикальной части **возникает** область низкотем-

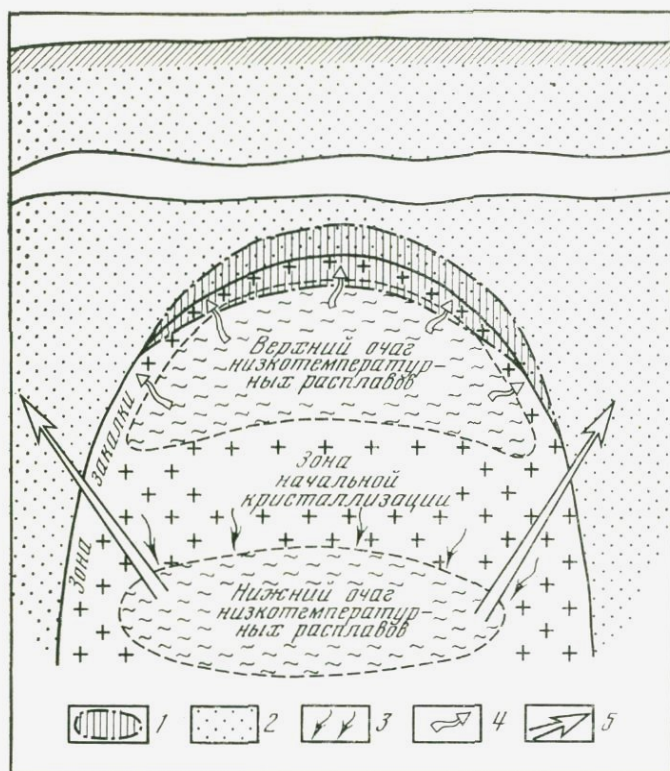


Рис. 6. Схема кристаллизации гипабиссальных интрузий с высоким уровнем содержания летучих

1 — зона высокотемпературных рудных концентраций; 2 — эманационный ореол во вмещающих породах; 3 — направление движения летучих на этапе кристаллизации; 4 — направление движения высокотемпературных рудных флюидов; 5 — направление движения гидротерм

пературных расплавов, в результате чего дальнейшая кристаллизация будет проходить на некоторой глубине (зона начальной кристаллизации). В результате, в апикальной части интрузии возникает верхний очаг низкотемпературных расплавов, который, по-видимому, должен рассматриваться как область формирования таких специфических образований, как литий-фтористые граниты [71] и как источник жильных производных, подобных онгонитам, кварцевым порфирам и т. д. Размеры этого верхнего очага низкотемпературных расплавов могут быть весьма значительными. Например, в Этыкинской интрузии (Восточное Забайкалье) зона начальной кристаллизации располагалась, видимо, в 350—400 м ниже вершины ее купола. Для ряда аналогичных интрузий в Восточной Монголии, Чехословакии, ГДР и

Франции мощность этого верхнего очага низкотемпературных расплавов равна 1000—1500 м.

С момента возникновения зоны начальной кристаллизации благодаря возникновению кристаллического барьера летучие, оставшиеся ниже его, в ходе дальнейшей кристаллизации начнут в основной своей массе отжиматься в глубинные части интрузии, создавая там по крайней мере еще одну зону низкотемпературных расплавов. В этом нижнем очаге низкотемпературных расплавов уровень концентрирования фтора, воды, других летучих и связанных с ними редких элементов, по-видимому, всегда будет ниже, чем в верхнем очаге, куда летучие частично будут продолжать поступать снизу, через кристаллический барьер зоны начальной кристаллизации. Можно предполагать, что этот нижний очаг низкотемпературных расплавов будет являться источником образований, объединяемых понятием «фазы дополнительных интрузий» В. С. Коптевым-Дворниковым.

В Бага-Газрынском массиве микроклин-альбитовые граниты могут быть отнесены к такого типа образованиям (см. табл. 30). В них наблюдается некоторое концентрирование фтора (0,48 вес. %), лития, рубидия, олова, вольфрама и тантала.

Таким образом, в процессе кристаллизации гипабиссальных интрузий с высоким уровнем летучих в магматической камере возникают по меньшей мере две области низкотемпературных расплавов: одна в апикальной части интрузии, а другая — в глубинных ее частях.

В ходе дальнейшей кристаллизации летучие, находящиеся в апикальной части, будут стремиться покинуть ее. Следовательно, еще на позднемагматическом этапе в экзоконтакте таких интрузий будут возникать достаточно мощные (до 1000 м по вертикали) эманационные ореолы интрузий с повышенными содержаниями фтора, лития, рубидия, олова, вольфрама, свинца, ртути и других элементов, а в ближнем экзо- и эндоконтакте смогут образоваться высокотемпературные рудные концентрации (грейзены, цвиттеры и т. д.). В этом верхнем очаге низкотемпературных расплавов при охлаждении, кристаллизации и отделении от них сохранившихся масс летучих и связанных с ними рудных и редких элементов будут возникать водно-солевые системы, дающие начало гидротермальным растворам. Вскрытие этих очагов дизъюнктивными дислокациями приводит к выводу гидротермальных растворов в верхние, а чаще ближние экзоконтактные зоны интрузии.

Естественно ожидать, что охлаждение и кристаллизация, нижнего очага низкотемпературных расплавов по времени будет отставать от кристаллизации верхнего очага.

Здесь, в глубинных частях интрузий, в условиях пересыщения остывающих и кристаллизующихся низкотемпературных расплавов, на позднемагматическом этапе их истории будут возникать не смешивающиеся с силикатным расплавом водно-соле-

вые флюидные фазы. По объему эти очаги глубинных гидротермальных растворов, по-видимому, значительно превышают верхние. Однако в связи с особенностями положения, они реже и в меньших масштабах вскрываются дизъюнктивными дислокациями. Выходящие по этим дислокациям гидротермальные растворы чаще будут давать рудные концентрации в экзоконтактных зонах интрузий, удаленных от них на 2—4 км.

Весьма убедительным примером существования двух продуктивных уровней является Хапчерангинская интрузия (Восточное Забайкалье). В ее юго-западной части с единственным обнажающимся куполом связано «Гранитное» грейзеновое оловянное месторождение, находящееся в эндоконтактной части интрузии и в главной своей части уже срезанное эрозией. Известное же Хапчерангинское месторождение сульфидно-касситеритовых руд, протягивающееся от гранитного купола в юго-восточном направлении на 3—4 км, имело, видимо, другой, более глубоко расположенный источник. По имеющимся расчетам [171], глубина нахождения источника гидротермальных растворов, генерировавших эти руды, составляет около 1,5 км.

В северо-восточной части Хапчерангинской интрузии над Тарбальджейским гранитным куполом, залегающим на глубине 600—700 м, образовались поля аномальных концентраций рудных и редких элементов, отвечающие эманационному ореолу интрузии, высокотемпературным грейзеновым образованиям в ближнем эндоконтакте интрузии, а также более низкотемпературным рудным концентрациям гидротермального этапа. Естественно полагать, что здесь главным источником рудоносных эманаций являлся верхний очаг низкотемпературных расплавов, который должен иметь большие размеры. Нет сомнения, что глубинная разведка этого участка существенно расширит перспективы Хапчерангинского рудного узла.

Другим примером двухъярусного расположения очагов рудных растворов может служить всемирно известный Корнуолл (Англия). Отмеченная особенность кристаллизации гипабиссальных интрузий наиболее ярко проявляется в случае кислых гранитоидных магм, в которых калий преобладает над натрием, а содержание фтора достигает 0,3—0,4 вес. %.

Эманационное концентрирование летучих и ряда редких и рудных элементов в апикальных частях таких гипабиссальных интрузий приводит не только к многократному увеличению содержания этих элементов, но в еще большей степени (в 10—15 раз) увеличивает в этих частях интрузий дисперсию концентраций редких элементов. Многочисленные случаи обнажения на земной поверхности только обогащенных редкими и рудными элементами апикальных частей интрузий породили иллюзию металлогенической специализации магм.

Усиливающийся в последние годы интерес к изучению подобных купольных структур и расположенных над ними зон ближ-

него экзоконтакта позволяет надеяться, что в связи с этими уникальными образованиями даже в старых рудных районах будет открыто еще немало рудных залежей олова, вольфрама и других редких металлов.

Не менее важной проблемой эманационной дифференциации вещества на магматическом этапе истории гранитоидных интрузий является пересыщение летучими и вскипание магматических расплавов при их перемещении из абиссальных зон гранитообразования в верхние структурные этажи. Известно, внедрение многих интрузий, особенно гипабиссальных, чаще всего происходит по зонам глубинных разломов, которые играют главную роль при проявлении и размещении магматических пород, рудных месторождений и других минеральных концентраций [125].

Естественно, что при таком перемещении магматических масс в них будет возникать значительный градиент давления летучих фаз. Вследствие превышения парциального давления летучих над внешним будут наблюдаться явления эманирования и вскипания силикатных расплавов. При этом важнейшей проблемой является нахождение возможностей миграции в газовой фазе рудных и редких элементов.

В настоящее время возможность газового транспорта рудного вещества признается большинством исследователей. При рассмотрении этой проблемы необходимо иметь в виду сложность состава газовой флюидной фазы магматических расплавов, состоящей из водяного пара, углекислоты, хлора, фтора, бора, летучих соединений, серы и т. д. Поэтому из отрицания некоторыми исследователями возможности транспорта тяжелых металлов в виде простых хлоридов еще ничего не следует, так как кроме простых хлоридов (роль которых в транспорте вещества полностью нельзя отрицать) при высоких температурах и давлениях могут быть устойчивы, например, различные комплексные хлоридные и фторидные соединения тяжелых металлов, а также разнообразные гидроксокомплексы с галогенами и без них. Принципиально важным является только то, что рудные и редкие элементы действительно могут транспортироваться в значительных количествах магматических флюидов. Это доказывалось многочисленными экспериментальными исследованиями и природными наблюдениями и вряд ли теперь может у кого-нибудь вызвать сомнение.

По мнению Л. Н. Овчинникова [114], в извлечении и транспортировке рудного вещества газы могут выступать в трех ролях: а) как естественное состояние летучих соединений; б) как растворитель для труднолетучих веществ и их комплексов; в) как собиратель и транспортер капель рудной жидкости по принципу пенной флотации. В случае гранитоидных магм последняя «роль» флюидной фазы, по-видимому, весьма незначительна, хотя в основных магмах она может быть и весьма существенной.

При анализе возможностей транспорта тяжелых рудных элементов магматической флюидной фазой прежде всего необходимо рассмотреть результаты некоторых экспериментальных исследований.

Изучая воздействие водяного пара на минералы и вынос химических элементов при температурах и давлениях, отвечающих области существования магматических флюидов. Л. Н. Овчинников [114] отметил важные особенности экстрагирования из микроклина свинца.

Для всех трех изучавшихся уровней давления (200, 500 и 700 атм) после резкого максимума выноса свинца водяным паром из микроклина при 350—400°С был установлен не менее резкий минимум при 450°С, а затем — резкое увеличение выноса при поднятии температур до 500—600°С. При этом особенно резко возрос вынос свинца при повышенных давлениях (700 атм). Таким образом, проведенные опыты показали значительную подвижность свинца даже в присутствии одного водяного пара. Это дает основание предполагать возможность переноса в магматическом флюиде гидроксокомплексов свинца. Возможности выноса магматическими флюидами молибдена были экспериментально показаны Н. И. Хитаровым [184]. Основой для этих экспериментальных исследований служил водонасыщенный силикатный расплав гранитного состава, обогащенный молибденом. Для исследования влияния других летучих на переход молибдена во флюидную фазу в качестве добавочного компонента использовался хлор.

Исследование велось в диапазоне температур 700—1200°С и давлений 1000—3000 атм. Схема опытов сводилась к выдержке в различных  $P$ — $T$ -условиях водонасыщенного гранитного расплава с хлором и без него с известным содержанием молибдена, последующей закалкой и определением количества молибдена, вынесенного из расплава водно-газовой фазой. Полученные в двух сериях опытов (без хлора и с хлором) коэффициенты распределения молибдена в газовой фазе приведены в табл. 31. Результаты этих опытов показали, что молибден в условиях существования магматического флюида, несомненно, присутствует в нем.

При этом в случае нахождения в водно-газовой фазе хлора концентрирование молибдена в магматическом флюиде происходит более активно.

На концентрирование молибдена в водно-газовой фазе наибольшее влияние оказывает температура. Для обогащенных хлором расплавов с обычным содержанием молибдена ( $1,5 \cdot 10^{-4} \%$ ) концентрация последнего в водно-газовой фазе составляла от  $1,6 \cdot 10^{-4}$ — $4,1 \cdot 10^{-4}$  г/кг при 1200° до  $1,5 \cdot 10^{-5}$ — $3,7 \cdot 10^{-5}$  г/кг при 700°.

Таким образом, для условий, наиболее близких к природным, при понижении температуры отделения газовой фазы

Т а б л и ц а 31

## Коэффициенты распределения Мо в газовой фазе

| T, °C    | Коэффициент распределения Мо |      |          |      |
|----------|------------------------------|------|----------|------|
|          | без хлора                    |      | с хлором |      |
|          | min                          | max  | min      | max  |
| 1000 атм |                              |      |          |      |
| 700      | —                            | —    | 0,05     | 0,12 |
| 900      | —                            | —    | 0,07     | 0,16 |
| 1000     | 0,05                         | 0,14 | 0,12     | 0,30 |
| 1200     | 0,12                         | 0,30 | 0,21     | 0,52 |
| 3000 атм |                              |      |          |      |
| 700      | 0,03                         | 0,09 | 0,06     | 0,16 |
| 900      | 0,03                         | 0,07 | 0,14     | 0,35 |
| 1200     | 0,13                         | 0,32 | 0,24     | 0,66 |

(1200—700°) концентрация молибдена в магматическом флюиде уменьшается в 10 раз.

Проведенные эксперименты и расчеты показали, что даже при самых благоприятных условиях из магматического расплава водно-газовой фазой может быть вынесено всего около 1% содержащегося в магме молибдена, что находится в полном соответствии с представлениями о количественной ограниченности выноса вещества при эндогенных процессах формирования рудных залежей.

Экспериментальные исследования Л. Н. Овчинникова [114], Н. И. Хитарова [184] и других исследователей дают возможность сделать вывод о том, что отделяющиеся от гранитных расплавов магматические водно-газовые фазы содержат заметные количества рудных компонентов, которые они могут переносить в вышележащие зоны и отлагать в виде аномальных рудных концентраций. Чаще всего это происходит при вскипании магматических расплавов на этапах их подъема и становления. Во многих случаях это приводит к концентрированию рудных и редких элементов в более проницаемых зонах глубинных разломов. Такой газовый привнос рудного вещества практически не изменяет вмещающие породы, но незначительно увеличивает содержание в них рудных элементов. В некоторых случаях при бурном вскипании поднимающихся расплавов могут образовываться зоны взрывных брекчий с рассеянной минерализацией.

Процессы отделения летучих фаз на магматическом этапе и закономерное изменение содержания ряда элементов в породах последовательных фаз внедрения недавно было продемонстрировано А. М. Борсуком [22] для гипабиссальных интрузивов и

вулканогенных пород, образовавшихся в плиоцен-антропогенное время в пределах Главного Транскавказского поперечного поднятия.

Основаниями для объединения этих образований в единую комагматическую вулcano-плутоническую формацию явились временная сопряженность эффузивных и интрузивных образований и общность их вещественного состава, выразившаяся не только в близости химических составов пород и минералов-вкрапленников, но также в сходном содержании ряда рудных элементов. В работе показано, что на определенных этапах развития магматических систем, по мере пересыщения расплавов летучими от них отделяется магматический флюид и происходит некоторое перераспределение петрогенных и рудных компонентов между расплавом и флюидом.

На рис. 7 объединены данные А. М. Борсука по изменению содержаний калия и натрия в породах последовательных фаз внедрения, а на рис. 8—данные по изменению содержаний Мо, Sn и РЬ.

Возрастная последовательность фаз внедрения представляется в следующем виде.

|  | Возраст,<br>млн. лет |  | Возраст,<br>млн. лет. |
|--|----------------------|--|-----------------------|
| Гранит-порфир, гора Кароби . . .                   | 4,4                  | Гранит-порфир, р. Кыртык . . .               | 2,00                  |
| Гранит-порфир, гора Цурунгал . .                   | 4,15                 | Гранит эльджуртинский Тырнауза . . . . .     | 1,85                  |
| Гранодиорит-порфир, ледник Мидагравин . . . . .    | 2,70                 | Липарит Тырнауза . . . . .                   | 1,80                  |
| Гранодиорит-порфир, бассейн р. Джунгу-су . . . . . | 2,60                 | Гранит-порфир, гора Кально . . .             | 1,60                  |
| Гранит-порфир, гора Тепли . . .                    | 2,25                 | Андезит-дацит, гора Тепли . . .              | 0,85                  |
|  |                      | Гранодиорит-порфир, ледник Таймази . . . . . | 0,70                  |

Как видно на рис. 7 и 8, в процессе развития магматической системы на первых этапах существенно уменьшается содержание натрия и молибдена и возрастает концентрация калия и олова.

На поздних этапах после внедрения эльджуртинского гранита и липаритов Тырнауза в магматической системе резко уменьшается содержание калия и олова. В отличие от элементов изменчивым содержанием свинец во всем ряду последовательности сохраняет близкий уровень содержаний, исключая, может быть, самые первые этапы.

По представлениям А. М. Борсука, в процессе развития изученной магматической системы по крайней мере дважды происходило отделение от расплава магматического флюида путем вскипания магмы. В результате первого, высокотемпературного, вскипания флюидом выносились Мо и Na, а при втором вскипании, уже при более низких температурах, из расплава выносились Sn и К.

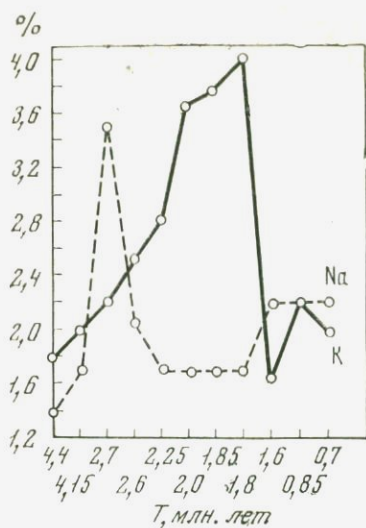


Рис. 7. Содержание Na и K в породах последовательных фаз внедрения

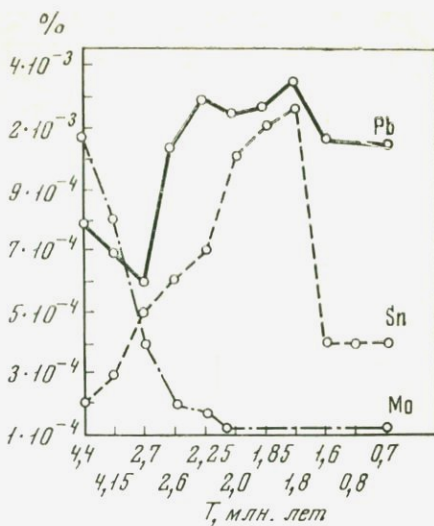
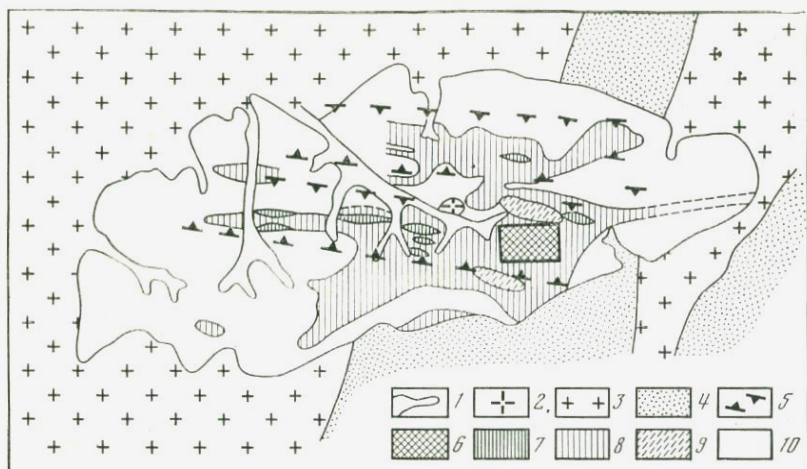


Рис. 8. Содержание Mo, Sn и Pb в породах последовательных фаз внедрения

Предположения А. М. Борсука о выносе молибдена магматическим флюидом при высоких температурах находятся в соответствии с приведенными выше результатами экспериментальных исследований Н. И. Хитарова и др.

Возможности выноса молибдена и ряда других рудных элементов высокотемпературной магматической водно-газовой фазой объясняют образование протяженных зон и участков с аномальными концентрациями рудных элементов, наблюдаемых в пределах зон глубинных разломов и непосредственно не связанных с первичными ореолами рудных месторождений. Примером одной из таких зон с аномальными концентрациями молибдена, меди, свинца, цинка и ртути может служить Шахтаминская зона в Восточном Забайкалье, изученная нами совместно с С. Г. Петровской. В пределах этой зоны находится Шахтаминское молибденовое месторождение.

Шахтаминская широтная зона представляет собой своеобразную ослабленную зону, располагающуюся над региональным расколом фундамента. Она отличается повышенной трещиноватостью пород и сопровождается линейными цепочками интрузивных штоков средне-верхнеюрских гранитоидов, поясами даек и зонами эксплозивных брекчий. Породами, вмещающими юрские изверженные горные породы, являются более древние гранитоиды Верхнеундинского мезоабиссального батолита и нижнеюрские песчаники.



**Рис. 9.** Схема распределения Mo в эндогенном ореоле Шахтаминского рудного поля

- 1 — Шахтаминский массив;
- 2 — гранит-порфиры;
- 3 — верхнепалеозойские гранитоиды;
- 4 — нижнеюрские песчаники;
- 5 — участки повышенной трещиноватости;

- 6 — поле рудного месторождения. Содержание Mo (в г/т):
- 7 — >10;
- 8 — 3—10;
- 9 — <1,4;
- 10 — фоновое

Большая часть площади района исследования занята гранодиоритами, граносиенитами и биотит-роговообманковыми гранитами Шахтаминского средне-верхнеюрского массива, а также более поздними штоками верхнеюрских гранит-порфиров, отделенных от становления Шахтаминского массива периодом проявления хлорит-турмалиновой минерализации и внедрения пояса даек различного состава.

Субширотная Шахтаминская зона прослежена на несколько десятков километров [160] и выражается в широком развитии системы субширотных крутопадающих нарушений, залеченных многочисленными дайками, наиболее интенсивно проявленными в полосе шириной 4,5—6 км. Высокая концентрация даек наблюдается и в поле Шахтаминского молибденового месторождения. Основным рудным элементом для месторождения является молибден, менее распространены медь, свинец и цинк.

Геохимическое опробование в Шахтаминской субширотной зоне осуществлялось профилями вкрест простирания и охватило участок, протяженностью более 35 км. Расстояние между профилями — 1—5 км, а между точками отбора — от 1—2 м в пределах рудного поля Шахтаминского молибденового месторождения до 250—300 м за его пределами. Всего было отобрано и изучено свыше 600 проб. Геохимическое опробование позволило

установить наличие в пределах Шахтаминской тектонической зоны протяженных эндогенных ореолов молибдена, меди, свинца, цинка и ртути. Некоторые статистические параметры этих ореолов приведены в табл. 32.

Т а б л и ц а 32  
Некоторые статистические параметры распределения элементов  
в эндогенном ореоле Шахтаминской зоны

|                                | Среднее содержание  |      |    |    |                     | Дисперсия концентраций |      |     |     |    |
|--------------------------------|---------------------|------|----|----|---------------------|------------------------|------|-----|-----|----|
|                                | Mo                  | Cu   | Pb | Zn | Hg                  | Mo                     | Cu   | Pb  | Zn  | Hg |
|                                | $n \cdot 10^{-4}\%$ |      |    |    | $n \cdot 10^{-6}\%$ |                        |      |     |     |    |
| Участки вне эндогенного ореола | 1,8                 | 12,5 | 18 | 42 | 7                   | 0,94                   | 117  | 25  | 36  | 18 |
| Эндогенный ореол               | 3,1                 | 118  | 60 | 65 | 25                  | 23,5                   | 4200 | 440 | 180 | 90 |
| Протяженность ореола, км       | 17                  | 18   | 25 | 25 | 30                  |                        |      |     |     |    |

Как видно, содержание молибдена в пределах ореола в среднем только в 1,7 раза превышает содержание за пределами его. Дисперсия же концентраций молибдена в пределах ореола в 25 раз выше. Изучение распределения аномальных концентраций молибдена в Шахтаминской зоне показало, что область эндогенного ореола Мо состоит из двух зон, вытянутых в субширотном направлении. Расположение этих зон приведено на рис. 9. Южная зона повышенных концентраций молибдена имеет ширину 2,5—3,5 км и длину до 17 км. В ее пределах расположено рудное поле Шахтаминского молибденового месторождения, площадь которого, как видно, имеет значительно меньшие размеры. По техническим причинам (наличие зоны обрушения) изучить эндогенный ореол рассеяния молибдена непосредственно над месторождением не представлялось возможным. Поэтому при исследовании учитывались главным образом фланги месторождения.

Участки повышенных концентраций молибдена имеют узкую, вытянутую форму и обычно локализируются в пределах зон повышенной трещиноватости. При удалении от месторождения уменьшаются как количество таких участков, так и концентрация в них молибдена. Например, у западной границы месторождения концентрация молибдена в ореоле составляет 9,3  $\gamma/\text{г}$  (достигая в отдельных пробах 70  $\gamma/\text{г}$ ), на расстоянии 4,5 км к западу она равна 5,9  $\gamma/\text{г}$  (в отдельных образцах до 20  $\gamma/\text{г}$ ), а в 7—8 км снижается до 2—2,5  $\gamma/\text{г}$ . В 1 км от восточной границы месторождения содержание Мо равно 6,8  $\gamma/\text{г}$ , а на расстоянии 1,5 км — только 2,5  $\gamma/\text{г}$ .

Весьма примечателен тот факт, что с севера и юга непосредственно к месторождению примыкают узкие (шириной 200—

250 м) участки с пониженными концентрациями молибдена (1—1,5  $\gamma/\text{г}$ ). Не исключено, что их появление связано с частичным выносом молибдена из вмещающих пород при формировании рудных тел. Северный ореол молибдена, приуроченный к северо-восточному окончанию Шахтаминского массива, имеет ширину 1—1,5 км и длину до 8 км. В его пределах наблюдается несколько линейно-вытянутых участков с повышенными содержаниями Мо. Концентрации молибдена здесь не превышают 12—15  $\gamma/\text{г}$  при обычном содержании 3—6  $\gamma/\text{г}$ . За пределами Шахтаминского массива повышенные содержания Мо отмечались в единичных пробах только на продолжении Шахтаминской зоны, на расстоянии 4 км от западного контакта массива.

Севернее массива (до 5 км) и южнее его (до 2 км) концентрации молибдена не превышают фоновые.

Характеризуя морфологию эндогенных ореолов рассеяния Мо, следует указать, что на их формирование, по-видимому, влияли не только субширотные, но и субмеридиональные нарушения.

Обобщение данных по распределению концентраций молибдена в эндогенном ореоле и за его пределами дает возможность выявить ряд интересных особенностей распределения этого элемента, имеющих, по-видимому, генетический смысл. Сведение аналитических данных на гистограммах распределения концентраций показало, что в южной зоне повышенных концентраций молибдена устанавливаются три максимума в интервалах концентраций: 1—1,5; 2—3,5 и 4,5—5,5  $\gamma/\text{г}$ . Кроме того, на гистограмме наблюдается весьма значительный шлейф более высоких концентраций [168]. Наличие этих трех максимумов можно интерпретировать в генетическом плане. Самый большой максимум концентраций (в интервале 2—3,5  $\gamma/\text{г}$ ) может свидетельствовать о некотором, достаточно широком по площади привносе рудного вещества. Вероятно, этот привнос имел место до этапа рудообразования и поэтому может быть назван предрудным. Для пород с таким уровнем концентраций молибдена характерно наличие примазок молибденита по трещинам и отсутствие каких-либо признаков гидротермального изменения.

Можно предполагать, что этот привнос был результатом частичной потери рудного груза высокотемпературными газовыми эманациями, двигавшимися по трещиноватым зонам Шахтаминского массива к дневной поверхности от более позднего магматического источника. Привнос этот вряд ли превышал 1,5—2  $\gamma$  молибдена на 1 г породы. Однако, учитывая площадь эндогенного ореола, а также полагая, что эрозийный уровень в настоящее время на 1,5—2 км ниже того, который был в момент формирования месторождения, можно легко показать, что в зону эндогенного ореола таким путем могло быть привнесено около 150—200 тыс. т молибдена.

Наличие максимумов концентраций в интервалах 1—1,5 и 4,5—5,5  $\gamma/\text{г}$  дает основание предполагать, что при последующих

послемагматических процессах молибден мог выщелачиваться из одних участков и концентрироваться в других. Одним из доказательств возможности такого перераспределения рудного вещества является приуроченность областей пониженного содержания молибдена к ближним флангам рудного поля Шахтаминского месторождения молибденита. Естественно, что возможность такого перераспределения рудного вещества не исключает его привноса гидротермальными растворами из более глубоких очагов. На возможность эманационного привноса молибдена в участках повышенной проницаемости мы указывали и раньше [159]. В частности, в гранитоидах Верхнеундинского мезоабиссального батолита при среднем содержании молибдена 1/2  $\gamma$ /г около 20% проанализированных образцов имели содержание от 2 до 5  $\gamma$ /г, а в единичных образцах оно достигало 40  $\gamma$ /г. При этом подавляющее большинство образцов с содержаниями молибдена выше 2  $\gamma$ /г было приурочено к зонам повышенной проницаемости, в частности к зоне так называемого Бугдаинско-Шаманского разлома и оперяющим его структурам.

Распределение меди в эндогенном ореоле Шахтаминской тектонической зоны в общем сходно с распределением молибдена. Участки повышенных концентраций меди пространственно связаны с ореолами молибдена, причем медь по отношению к ним локализуется, как правило, во внешних зонах. Участки повышенных концентраций меди приурочены к разрывным нарушениям и далеко за их пределы не выходят.

Рассматривая статистические параметры распределения меди, необходимо отметить, что при таком же, как у молибдена, росте дисперсии концентраций среднее содержание меди в ореоле почти в 10 раз превышает фоновые.

Эндогенные ореолы свинца и цинка отличаются от ореолов молибдена и меди пространственным положением и размерами. Общая их протяженность по простиранию Шахтаминской зоны — около 25 км при ширине до 8 км. Участки повышенных концентраций наблюдаются не только в пределах Шахтаминского массива, но и в поле развития гранитоидов Верхнеундинского батолита.

Весьма важной особенностью эндогенных ореолов свинца и цинка является существование в районе Шахтаминского рудного поля и к западу от него участков с пониженными содержаниями этих элементов.

Для цинка этот «депресссионный» участок протягивается на 8—9 км при ширине 2—2,5 км. Среднее содержание цинка в нем — около 25  $\gamma$ /г, т. е. почти в два раза меньше его среднего содержания в неизмененных гранитоидах Шахтаминского массива.

Для свинца этот участок пониженных концентраций имеет протяженность около 8 км при ширине 0,5 км и пространственно совпадает с «депресссионным» участком цинка только в рай-

оне месторождения. На западном фланге участки пониженных концентраций свинца и цинка разобщены. Среднее содержание свинца в описываемых участках 13  $\gamma/\text{г}$  (в неизмененных гранитоидах — 20  $\gamma/\text{г}$ ).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что свинец и цинк, являющиеся более подвижными элементами по сравнению с молибденом и медью, могут транспортироваться магматическими эманациями на большие расстояния. Существование в пределах зоны предрудного эманационного привноса участков с пониженными концентрациями свинца и цинка свидетельствует о сложных процессах перераспределения рудного вещества на более поздних этапах развития рудно-магматической системы.

Как и следовало ожидать, эндогенный ореол ртути является более протяженным, чем ореолы всех других элементов (30 км), хотя с точки зрения уровня концентрирования он выражен слабее. Примечательно, что максимальные концентрации ртути наблюдаются в некотором удалении от Шахтаминского месторождения (5—12 км). Морфологически ореол ртути представляет собой полосы обогащенных ртутью пород шириной в десятки метров, вытягивающиеся на километры в субширотном направлении согласно с простираньем разрывных структур.

Линейно-вытянутые участки с повышенными концентрациями молибдена, меди, серебра и вольфрама наблюдал В. Е. Вертансов [25] при изучении эндогенных ореолов рассеяния Агаракского медно-молибденового месторождения в Армении.

В связи с возможностями газового транспорта рудного вещества магматическими эманациями на стадиях внедрения и становления интрузий при их интенсивной дегазации особое значение приобретает изучение взрывчатых breccias, значение которых стало особенно четко выявляться в последние годы. При этом breccированные зоны обычно сопряжены с системами глубинных разломов, особенно с участками пересечения разломов разного простиранья с контактами разновозрастных интрузий и т. д. Несомненна большая роль взрывчатых явлений в формировании месторождений и их тесная пространственно-временная сопряженность с рудно-магматическими системами, продуцировавшими эндогенные рудные залежи.

Среди зон взрывчатого breccирования особенно важны те, в которых наблюдаются последующие процессы гидротермальной деятельности.

Именно к таким проницаемым зонам чаще всего приурочены участки с рассеянной минерализацией, заключающие значительные запасы рудных компонентов со сравнительно низкими уровнями концентрирования, но удобные для открытых способов разработки. Всестороннее геолого-геохимическое и геофизическое изучение таких зон рассеянной минерализации, связанных с эманационной деятельностью интрузий, представляет значительный научный и практический интерес.

Приведенные выше данные показывают, что на этапах внедрения, становления и кристаллизации гипабиссальных интрузий эманационная дифференциация рудных и редких элементов происходит в весьма значительных масштабах. Летучие компоненты магм при высоких давлениях и температурах в значительной мере растворены в силикатных расплавах. Поэтому в зонах гранитообразования при давлениях 4—5 тыс. атм. и температурах 1000—1100° объем самостоятельной водно-газовой фазы сравнительно невелик. При этих высоких температурах и давлениях в составе водно-газовой фазы будет присутствовать углекислота, вода и, возможно, щелочные хлориды. При подъеме гранитоидных расплавов в мезоабиссальное и тем более гипабиссальное положение, при снижении давления до 1—2 тыс. атм. количество водно-газовой фазы резко увеличивается прежде всего за счет воды. В этой фазе магматического газа значительную роль приобретают галоиды (хлор и фтор), а также их разнообразные комплексные оксогалоидные и гидроксогалоидные соединения с щелочами и тяжелыми металлами. Концентрирование рудных элементов в магматическом паре особенно заметно при высоких температурах, при наличии в его составе хлора и фтора. Интенсивный приток газовых эманаций в купольные участки магматических камер, благодаря модифицирующим воздействиям воды и фтора на силикатные расплавы, приводит к их реконденсации и образованию низкотемпературных расплавов, имеющей температуру солидуса 550—620° С (онгониты, кварцевые порфиры и др.). Приток летучих компонентов в апикальные части интрузий обуславливает значительное концентрирование в этих участках редких и рудных элементов, образующих с летучими компонентами магм подвижные комплексные соединения, а также образование эманационных ореолов интрузий в ближнем экзоконтакте.

Отделение паро-газовой фазы от поднимающихся магматических расплавов может происходить и на этапе внедрения интрузий путем их вскипания. Отделившиеся от интрузии магматические флюиды, устремляясь вверх по восставанию проницаемых зон глубинных разломов, могут в их пределах образовывать зоны повышенных концентраций рудных элементов (зоны предрудного привноса). В зонах, близких к поверхности (1—2 км), интенсивное вскипание интрузий может приводить к образованию эксплозивных брекчий с концентрациями рудных элементов, приближающимися к промышленным (зоны рассеянной минерализации).

Отделение магматических эманаций может происходить и на этапе кристаллизации интрузии вследствие пересыщения остаточных расплавов летучими компонентами. При охлаждении интрузий выделившиеся из магм водно-газовые эманации дают начало высоконагретым водно-солевым системам (гидротермальные растворы), физико-химическое состояние и обилие которых определяет масштабы и характер постмагматического рудообразования.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ

Проведенный выше анализ особенностей распределения в гранитоидах редких элементов показывает, что при процессах кристаллизации и дифференциации кислых магм в поведении элементов отчетливо проявляются две тенденции.

Большая часть атомов при кристаллизации магм рассеивается в решетках породообразующих или акцессорных минералов, входя в них преимущественно в виде изоморфной (структурной) примеси. Кроме того, часть атомов редких элементов может образовывать в породообразующих и реже акцессорных минералах неструктурные примеси. В целом тенденция захоронения большей части атомов редких элементов в минералах изверженных пород может быть определена как кристаллизационное рассеяние.

В противоположность этому меньшая часть атомов редких элементов, участвуя вместе с летучими компонентами магм в процессах эманационной дифференциации магматических расплавов, стремится сконцентрироваться в остаточных магматических расплавах или покинуть пределы магматического очага вместе с газово-водными, а при более низких температурах — с водно-солевыми фазами, отделившимися от магматических расплавов на разных этапах их кристаллизации. Эта тенденция в поведении редких элементов может быть определена как эманационное концентрирование.

Геохимическая история редких элементов в процессах кристаллизации магм, особенности их распределения в породах, а также потенциальная рудоносность и рудная продуктивность гранитных интрузий будут определяться соотношением атомов редких и рудных элементов, находящихся в состоянии кристаллизационного рассеяния и эманационного концентрирования. Если в геохимической истории элемента преобладает тенденция кристаллизационного рассеяния, то распределение элемента в породах будет определяться распределением в них того петрогенного элемента, к которому данный элемент кристаллохимически близок. Проявление тенденции эманационного концентрирования редких и рудных элементов в значительной степени определяется

уровнем содержания и геохимической историей тех летучих компонентов магм, с которыми эти элементы химически связаны.

Соотношение между атомами редких элементов, находящимися в состоянии кристаллизационного рассеяния и эманационного концентрирования, в значительной степени определяется составом гранитоидных магм и такими важными геологическими факторами, как глубина, размер и тектонические условия формирования интрузий.

С точки зрения этих геологических факторов все гранитоидные интрузии, как уже указывалось выше, можно разделить на три группы: абиссальные батолиты, мезоабиссальные батолиты, гипабиссальные интрузии.

Абиссальные батолиты формируются на значительных глубинах и, по-видимому, в основной своей массе остаются в пределах глубинных зон гранитообразования. Обычно они имеют очень большие размеры, исчисляемые сотнями тысяч кубических километров и являются результатом обширного палингенного плавления корового материала. Рассматривая условия образования абиссальных батолитов, автор придерживается представлений Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина [84] об основных геологических закономерностях развития гранитного магматизма. С одной стороны, они выделяют два главных типа гранитного магматизма: позднеорогенный и внегеосинклинальный, а с другой — указывают, что образование гранитных батолитов всегда происходит на фоне активных тектонических поднятий.

Первый тип гранитного магматизма характеризуется преимущественным образованием крупных гранитных плутонов в ядрах геоантиклинальных поднятий в момент инверсии геосинклинали (абиссальные батолиты). Состав этих позднеорогенных, сининверсионных плутонов заметно меняется в зависимости от их приуроченности к тем или иным структурно-фациальным зонам.

В областях развития мощных терригенных песчано-сланцевых толщ обычно формируются простые по составу гранитные или гранодиоритовые батолиты, часто относящиеся к типу высокоглиноземистых гранитов. Для зон эвгеосинклиналей характерно образование батолитов пестрого состава. Наконец, в областях развития глубокометаморфизованных толщ, в значительной мере дегидратированных и декарбонатизированных, характерно образование батолитов субщелочного состава.

Вывод Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина об образовании гранитных батолитов на фоне активных тектонических поднятий заставляет по-новому рассматривать вопрос о факторах анатектического плавления пород на глубине.

Раньше принималось, что анатектическое плавление горных пород земной коры происходит при их опускании на значительные глубины в области повышенных температур и давлений.

Еще недавно В. П. Петров писал, что как только температура (и соответственно давление) в метаморфических толщах в ре-

зультате опускания их в толщу земной коры поднимется достаточно высоко и достигнет температур, при которых возможно выплавление гранитной эвтектики (примерно 600—700°), так сейчас же начнет выплавляться и эта последняя (появляется гранитная магма) [126]. Иными словами, исходный материал палингенного расплава сам опускался к теплоносителю.

При положительных же тектонических движениях исходный материал палингенных расплавов будет подниматься вверх, и гранитная магма сможет образоваться только в том случае, если теплоноситель сам поднимется к области гранитообразования.

Естественно, что в ряде возникающих при этом проблем наиболее важным является установление природы, механизмов образования и масштабов действия теплоносителя, способного подняться вверх и благодаря своему тепловому воздействию сформировать магматический очаг гранитоидного состава.

На природу теплоносителя — генератора очагов гранитоидной магмы — существуют различные взгляды.

Многие исследователи справедливо полагают, что теплоносителем при образовании анатектических расплавов могут быть базальтоидные магмы, поднимающиеся в верхние структурные ярусы из нижележащих областей земной коры и верхней мантии.

Для решения вопроса о масштабах возникающих очагов палингенных магм необходима количественная оценка возможностей плавления горных пород за счет тепла, проникшего в них базальтового расплава. Попытка количественного исследования упрощенной модели [44] дала возможность сделать ряд интересных петрогенетических выводов и отвергнуть некоторые распространенные представления.

Условия решавшейся задачи сводились к следующему: в толщу кристаллических сланцев на глубине 10 км при геотермическом градиенте 30° на 1 км внедряется базальтовая магма объемом в 1 км<sup>3</sup>, нагретая до 1200°. Для простоты расчетов было принято, что интрузия имеет форму куба. Ставится вопрос: какой объем пород будет заключен внутри изотермической поверхности 650°С (эта температура принята как начальная для выплавления гранитной эвтектики).

Расчеты показали, что максимальное значение этого объема не превышает 1,045 км<sup>3</sup>, т. е. объем расплавляемых вмещающих горных пород составляет лишь 4,5% от объема внедрившейся магмы.

Полученные результаты подтвердили, что на этих глубинах образование крупных очагов палингенных гранитоидных магм невозможно. Кроме того, стало очевидным, что гипабиссальные интрузии гранитоидов, формирующиеся на глубинах 2—5 км, *in situ* образовываться не могут и всегда должны иметь на глубине материнские очаги.

Расчеты, сделанные для больших глубин, показали, что крупные батолитовые очаги палингенной магмы гранитоидного со-

става могут возникать на глубинах 18—20 км под действием высоконагретой базальтовой магмы (1600°С). На этих глубинах, где температура вмещающих пород в соответствии с геотермическим градиентом приближается к температуре солидуса гранитной эвтектики, объем пород, заключенных внутри изотермической поверхности 650°С, составляет уже около 400% по отношению к объему внедрившейся магмы. Это предопределяет глубины формирования абиссальных батолитов палингенных гранитоидов в условиях положительных тектонических движений крупных блоков земной коры и проникновения в них высоконагретых базальтоидных магм.

Важной особенностью абиссальных батолитов является гомогенность составов их главных интрузивных фаз. С этой точки зрения наилучшим примером может служить гигантский каледонский батолит Центрального Тянь-Шаня, частью которого является изученный в свое время нами Сусамырский батолит [158]. Центрально-Тяньшаньский батолит вытягивается полосой 150—200 км в субширотном направлении более чем на 800 км и занимает площадь более 120 тыс. км<sup>2</sup>. Его главная фаза представлена порфиридовидными биотитовыми гранитами и гранодиоритами, которые в пределах огромной площади ее распространения различаются очень мало. Плагιοграниты, тоналиты и адамеллиты имеют подчиненное значение. В результате основные фациальные различия среди пород этой фазы сводятся к тому, что в одних частях интрузии граниты преобладают над гранодиоритами, а в других — наоборот.

Другой весьма важной особенностью таких абиссальных батолитов является глубокая кристаллизационная дифференциация гранитоидной магмы, которая протекала в спокойной тектонической обстановке в течение 30—40 млн. лет и завершилась образованием кислых магм лейкократовых гранитов, значительно отличающихся от гранитоидов главной фазы составом редких элементов и более высоким уровнем содержания летучих компонентов.

В соответствии с площадными соотношениями пород главной интрузивной фазы и фазы лейкократовых гранитов объем этих поздних кислых дифференциатов составляет не более  $\frac{1}{10}$  общего объема батолита.

Именно в этих абиссальных батолитах распределение редких элементов регулируется главным образом процессом кристаллизационной дифференциации, протекающим в этих интрузиях с наибольшей полнотой и приводящим к значительным различиям в содержании ряда редких элементов между крайними членами магматических серий. При этом в кислых дифференциатах накапливаются летучие, а также элементы, кристаллохимически связанные с калием (Rb, Tl, Pb и др.) или образующие устойчивые соединения с летучими (Li, Be, Sn, W, Ta, U и др.). Уменьшаются и содержания элементов, кристаллохимически связанных

Таблица 33

Содержание редких элементов (в  $\mu\text{г}$ ) в интрузивных фазах Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань)

| Интрузивная фаза                                   | Среднее содержание |     |     |     |      |                  |
|--|--------------------|-----|-----|-----|------|------------------|
|  | Li                 | Rb  | Tl  | U   | Th   | TR <sub>Ce</sub> |
| I. Диориты и габбро-диориты                        | 28                 | 70  | 0,7 | 1,4 | 13,1 | 205              |
| II. Порфировидные граниты и гранодиориты (главная) | 32                 | 170 | 1,3 | 3,4 | 28,7 | 350              |
| III. Лейкократовые граниты                         | 55                 | 250 | 2,7 | 5,8 | 30,8 | 250              |
| Жильные гранит-аплиты                              | 7                  | 280 | 4,7 | 8,1 | 30,3 | 70               |

с магнием и железом (Zn, Cu, Ni, Co и др.), а также элементов, предпочтительно входящих изоморфно в высокотемпературные генерации породообразующих минералов (Ba, Sr и др.).

Наконец ряд элементов, кристаллохимически связанных с кремнием или алюминием или кристаллохимически слабо связанных с петрогенными элементами и не образующих достаточно устойчивых связей с летучими, характеризуется постоянством концентраций во всех членах магматических комплексов этого типа (Ge, Ga, Mo и др.). В этом отношении показательны данные по Сусамырскому батолиту (табл. 33).

При рассмотрении данных табл. 33 необходимо обратить внимание на содержания редких элементов в породах главной фазы, лейкократовых гранитах и жильных гранит-аплитах. Последние в соответствии с существующими представлениями могут рассматриваться как дегазированные разности наиболее поздних кислых дифференциатов. Показателем дегазированности этих образований является резко пониженное содержание в них фтора (в 5 раз меньше, чем в лейкократовых гранитах), а также лития, который на этой заключительной стадии магматического процесса, по-видимому, очень тесно связан с фтором.

В этом ряду генетически связанных дифференциатов наблюдается накопление в поздних членах этой серии рубидия, таллия, урана, тория и свинца и уменьшение содержания в них цинка. В недегазированных разностях поздних дифференциатов (лейкократовые граниты), кроме того, накапливаются летучие (фтор) и литий.

Значительный контраст содержаний ряда элементов в крайних членах магматических серий должен рассматриваться как важный показатель полноты процесса кристаллизационной дифференциации. Для характеристики полноты этого процесса весьма целесообразно использование концентрационных отношений

|  | Среднее содержание |    |    |    |     |     | Содержание F, % |       |
|--|--------------------|----|----|----|-----|-----|-----------------|-------|
|  | TR <sub>Y</sub>    | Pb | Zn | Cu | Mo  | Ge  |                 | Ga    |
|  | 105                | 9  | 96 | 33 | 0,4 | 1,3 | 19              | 0,07  |
|  | 60                 | 25 | 56 | 12 | 0,6 | 1,6 | 17              | 0,10  |
|  | 120                | 34 | 30 | 9  | 0,5 | 1,8 | 17              | 0,125 |
|  | 220                | 34 | 12 | 10 | 0,3 | 1,8 | 22              | 0,025 |

редких элементов, имеющих близкие химические свойства, но испытывающих разнонаправленные изменения концентраций в генетически связанных сериях пород. С этой точки зрения особенно интересными представляются отношения Ba/Rb, Zn/Pb, TR<sub>Ce</sub>/TR<sub>Y</sub>, Sr/Ca + K и др. Изменение отношения демонстрируется данными табл. 34.

Таблица 34

Отношение Zn/Pb в гранитных интрузиях разного типа

| Интрузивная фаза                   | Абиссальный Сусамырский батолит (Центральный Тянь-Шань) | Мезоабиссальные батолиты               |                                  | Гипабиссальные интрузии                                    |   |
|------------------------------------|---|--|----------------------------------|--|---|
|                                    |   | Верхнеундинский (Восточное Забайкалье) | Джидинский (Западное Забайкалье) | Шахтаминская (Восточное Забайкалье, шахтаминский комплекс) | Соктуйская (Восточное Забайкалье, кукульбейский комплекс) |
| I                                  | 10  | 6                                      | 5,4                              | 2,7  | 2,1   |
| II (главная)                       | 2,2   | 3,2                                    | 2,8                              | 1,7  | 2,0   |
| III Жильная серия I этапа (аплиты) | 0,9   | 2                                      | 1,6                              | 1,1  | 2,2   |
|                                    | 0,3   | 0,4                                    | 0,7                              | Не опр.  | Не опр.   |

Как видно, в гранитоидах Сусамырского батолита отношение Zn/Pb изменяется от первой фазы к жильным аплитам в 33 раза. В мезоабиссальных батолитах, характеризующихся меньшей глубиной процесса кристаллизационной дифференциации, различия в отношении Zn/Pb между крайними членами уменьшаются до 10—12 раз. В гипабиссальных интрузиях с низким содержанием летучих (шахтаминский комплекс Восточного Забайкалья) это

отношение изменяется в 2,5 раза, а в интрузиях с высоким содержанием летучих (кукульбейский комплекс Восточного Забайкалья) оно остается практически постоянным.

Весьма показательно и изменение отношения  $TR_{Ce}/TR_Y$ . В Сусамырском батолите в ряду гранитоиды главной фазы — лейкократовые граниты — жильные гранит-аплиты оно изменяется в 19 раз.

|                                   | $TR_{Ce}/TR_Y$ |
|-----------------------------------|----------------|
| Гранитоиды главной фазы . . . . . | 5,8            |
| Лейкократовые граниты . . . . .   | 2,1            |
| Жильные гранит-аплиты . . . . .   | 0,3            |

Изменение отношения  $Ba/Rb$  может быть продемонстрировано на примере Джидинского каледонского мезоабиссального батолита (табл. 35).

Выделение среди лейкократовых гранитов дегазированных и недегазированных фаций определяется тем, что по сравнению с

Т а б л и ц а 35  
Распределение  $Ba$ ,  $Sr$  и  $Rb$  в гранитоидах  
Джидинского батолита (Западное Забайкалье)

| Интрузивная фаза                                  | Содержание, $\gamma/g$ |      | $Ba/Rb$ | Содержание $Sr$ , $\gamma/g$ | $\frac{Sr_{ат}}{(Ca+K)_{ат}} \cdot 100$ |
|---|------------------------|------|---------|------------------------------|---|
|   | $Ba$                   | $Rb$ |         |                              |   |
| Порфириовидные граниты главной фазы               | 800                    | 140  | 5,6     | 760                          | 0,78                                    |
| Лейкократовые граниты III фазы (дегазированные)   | 300                    | 160  | 1,9     | 340                          | 0,11                                    |
| Лейкократовые граниты III фазы (недегазированные) | 95                     | 240  | 0,4     | 120                          | 0,09                                    |

гранитоидами главной фазы (содержание фтора 0,079%) в дегазированных разностях его содержится меньше (0,056%), а в недегазированных — значительно больше (0,141%). Возможно, что недегазированные разности гипсометрически занимают более высокое положение и накопление в них фтора связано не столько с процессом кристаллизационной дифференциации, сколько с эманационным концентрированием в верхних частях магматической камеры.

Однако даже сопоставление порфириовидных гранитов главной фазы и дегазированных лейкократовых гранитов III фазы показывает, что в этом ряду кристаллизационной дифференци-

ции отношение  $Ba/Rb$  уменьшается в 3 раза, а  $Sr/Ca + K$  — в 7 раз. При этом важно заметить, что на магматическом этапе геохимической истории редких элементов, входящих в состав рассматриваемых пар, преобладает тенденция кристаллизационного рассеяния и весьма слабы связи с летучими компонентами магм. Поэтому для оценки глубины процесса кристаллизационной дифференциации в интрузиях различного морфологического типа эти отношения, вероятно, будут наиболее удобными.

Весьма важной особенностью распределения редких элементов в гранитоидах абиссальных батолитов является низкое значение дисперсии их концентраций в интрузиях этого типа. В среднем величина этого параметра распределения в абиссальных батолитах в 2 раза ниже, чем в интрузиях мезоабиссального типа (табл. 36).

Равномерность распределения редких элементов в породах абиссальных батолитов легко объясняется гомогенностью составов их исходных расплавов, длительностью и спокойной обстановкой их кристаллизации. Для абиссальных гранитных батолитов весьма важным отличительным свойством является накопление летучих в поздних кислых дифференциатах. Вследствие этого в лейкократовых гранитах таких батолитов наблюдаются накопление ряда редких элементов и развитие интенсивных полевомагматических процессов.

Мезоабиссальные батолиты формируются на значительно меньших глубинах (6—10 км) и относятся к типу перемещенных интрузий. Для них характерна множественность фациальных разновидностей пород, особенно для главных интрузивных фаз. Например, среди пород главной интрузивной фазы Джидинского мезоабиссального батолита (Западное Забайкалье) встречаются монцититы, сиенито-диориты, кварцевые сиениты, граносиениты, адамеллиты и порфирированные граниты.

Многочисленность фаций в главных фазах мезоабиссальных батолитов определяется беспокойной тектонической обстановкой кристаллизации магматических расплавов, а в некоторых случаях — гетерогенностью исходных расплавов в связи с процессами их контаминации и частичной дегазации.

Естественно, что условия кристаллизации магматических расплавов в интрузиях этого типа влияют и на особенности распределения редких элементов в породах мезоабиссальных батолитов. Вследствие некоторой угнетенности процессов кристаллизационной дифференциации, резкого обогащения или обеднения этими элементами конечных членов данных магматических серий не наблюдается.

В связи с беспокойной обстановкой кристаллизации этих интрузий и многочисленностью фациальных разновидностей пород в главных интрузивных фазах для мезоабиссальных батолитов характерно повышение значения дисперсии концентрации практически всех элементов.

Таблица 36

Средние содержания ( $\bar{X}$ ,  $\gamma/\text{г}$ ) и дисперсии ( $S$ ) концентраций некоторых редких элементов в главных интрузивных фазах абиссальных и мезоабиссальных батолитов

| Батолит  | Li        |     | Rb        |      |
|--|-----------|-----|-----------|------|
|  | $\bar{X}$ | $S$ | $\bar{X}$ | $S$  |
| Сусамырский абиссальный (Центральный Тянь-Шань)        | 32        | 180 | 170       | 1000 |
| Верхнеундинский мезоабиссальный (Восточное Забайкалье) | 42        | 210 | 129       | 2460 |
| Джидинский мезоабиссальный (Западное Забайкалье)       | 35        | 295 | 130       | 1239 |

Нестабильность условий кристаллизации магматических расплавов в мезоабиссальных батолитах в сочетании с меньшей глубиной их формирования облегчает протекание процессов дегазации интрузий. Вследствие высокого градиента давления флюидных фаз в мезоабиссальных батолитах происходит миграция летучих компонентов и связанных с ними редких элементов в верхние части магматических камер. Этот процесс приводит к двум важным следствиям: дегазации кислых дифференциатов мезоабиссальных магматических очагов и возникновению участков с аномальными концентрациями ряда рудных и редких элементов в апикальных частях интрузий.

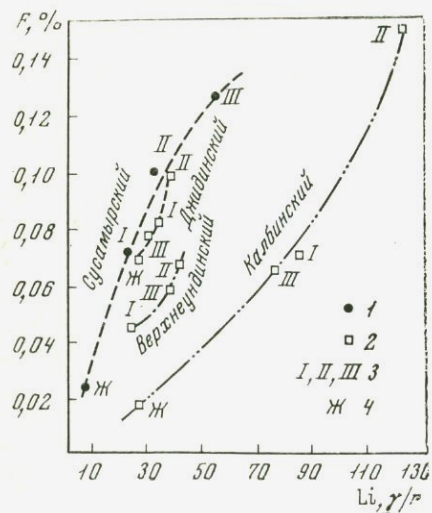


Рис. 10. Соотношение содержания лития и фтора в гранитных батолитах

- 1 — абиссальные батолиты;  
2 — мезоабиссальные батолиты;  
3 — I, II, III — интрузивные фазы;  
4 — Ж — жильные гранит-аплиты

| Pb        |     | Zn        |     | U         |      | Mo        |      |
|-----------|-----|-----------|-----|-----------|------|-----------|------|
| $\bar{X}$ | $S$ | $\bar{X}$ | $S$ | $\bar{X}$ | $S$  | $\bar{X}$ | $S$  |
| 25        | 24  | 56        | 206 | 3,4       | 2,15 | 0,6       | 0,10 |
| 14        | 54  | 45        | 427 | 3,2       | 5,92 | 1,0       | 1,89 |
| 19        | 30  | 55        | 420 | —         | —    | 1,6       | 1,10 |

Для всех рассмотренных мезоабиссальных батолитов (табл. 37) характерно понижение содержаний фтора и геохимически связанного с ним лития в третьих, наиболее поздних, интрузивных фазах. По-видимому, причиной подобного понижения содержаний фтора и лития является, с одной стороны, дегазация главных интрузивных фаз, приводящая к миграции этих компонентов в верхние части магматических камер и обеднению ими остаточных расплавов, а с другой — дегазация конечных дифференциатов этих магматических серий. Как видно, в абиссальных батолитах этого не наблюдается. В них поздние кислые дифференциаты обогащаются как летучими, так и связанными с ними редкими элементами. Постоянство  $F/Li$  отношения в магматических сериях подтверждает генетическое единство и тесную геохимическую связь лития с фтором (см. табл. 37, рис. 10). Постоянство отношения  $F/Li$  сохраняется и в породообразующих минералах, концентрирующих эти элементы. Например,  $F/Li$  отношение в биотитах из различных фаций гранитоидов главной фазы верхнеундинского мезоабиссального батолита, несмотря на различия в содержаниях лития и фтора, очень постоянно и весьма близко к среднему значению этого отношения для пород данной фазы.

F, % Li,  $\gamma/\text{г}$  F/Li

|   |      |     |      |
|---|------|-----|------|
| Кварцевые диориты и гранодиориты (краевая фация) . . . . .      | 0,38 | 270 | 14,0 |
| Порфириовидные граниты и гранодиориты (главная фация) . . . . . | 0,64 | 410 | 15,5 |
| Лейкократовые граниты (глубинная фация) . . . . .               | 1,12 | 790 | 14,0 |

Т а б л и ц а 37

Средние содержания лития и фтора в интрузивных фазах абиссальных и мезоабиссальных батолитов

| Элемент    | Батолит  | I фаза | II фаза (главная) | III фаза | Аплиты  |
|------------|--|--------|-------------------|----------|---------|
| Фтор, %    | Сусамырский абиссальный (Центральный Тянь-Шань)        | 0,070  | 0,100             | 0,125    | 0,025   |
|            | Верхнеундинский мезоабиссальный (Восточное Забайкалье) | 0,045  | 0,068             | 0,058    | Не опр. |
|            | Джидинский мезоабиссальный (Западное Забайкалье)       | 0,082  | 0,098             | 0,079    | 0,015   |
|            | Калбинский мезоабиссальный (Казахстан)                 | 0,070  | 0,150             | 0,066    | 0,018   |
| Литий, γ/г | Сусамырский  | 28     | 32                | 55       | 7       |
|            | Верхнеундинский  | 25     | 42                | 39       | 8       |
|            | Джидинский   | 34     | 35                | 32       | 10      |
|            | Калбинский   | 85     | 123               | 77       | 26      |
| F/Li       | Сусамырский  | 25     | 31                | 23       | 31      |
|            | Верхнеундинский  | 18     | 16                | 15       | —       |
|            | Джидинский   | 24     | 28                | 25       | 14      |
|            | Калбинский   | 8      | 12                | 9        | 7       |

Несмотря на отмеченные различия геохимической истории редких элементов в абиссальных и мезоабиссальных батолитах, в обоих типах интрузий доминирует тенденция кристаллизационного рассеяния элементов. Наиболее существенные различия между ними наблюдаются в процессах эманационной дифференциации вещества. Если в абиссальных батолитах направление потока летучих совпадает с направлением перемещения остаточных расплавов в глубинные зоны интрузий, то в мезоабиссальных батолитах значительная часть летучих перемещается в апикальные части интрузий. Таким образом, в мезоабиссальных батолитах направления потоков вещества при кристаллизационной и эманационной дифференциации магм в какой-то мере противоположны.

Направление движения летучих в апикальные части мезоабиссальных батолитов предопределяет приуроченность разного типа рудных концентраций к купольным структурам этих батолитов. В частности, к этим структурам часто приурочены поля редкометалльных пегматитов (Калбинский хр., Восточный Саян, Борщевочный хр. и т. д.). В некоторых случаях с этими купольными структурами связаны небольшие по масштабам грейзеновые оловорудные месторождения (Калбинский хр., Кыринский батолит в Центральном Забайкалье и др.). Наконец, известны случаи накопления некоторых рудных элементов, в частности олова, в гранитоидах главных интрузивных фаз, слагающих купольные участки в кровле таких батолитов. В этих случаях вблизи обогащенных касситеритом гранитоидов могут образоваться достаточно значительные по размерам россыпи этого рудного минерала.

Один из таких районов был изучен нами в Центральном Забайкалье [161]. Здесь гранитоиды кыринского комплекса образуют мезоабиссальный батолит пермо-триасового возраста. Широко распространенные в районе гранитоиды главной фазы комплекса представлены амфибол-биотитовыми, слабо порфирированными гранитами. Местами они прорываются более поздними биотитовыми средне-мелкозернистыми гранитами, которые могут быть отнесены к фазе дополнительных интрузий этого комплекса. По редкоэлементному составу гранитоиды кыринского комплекса резко отличаются от распространенных по периферии батолита гранитоидов верхнеюрского харалгинского комплекса. Последние образуют гипабиссальные интрузии, с которыми связываются все крупные оловорудные месторождения района (Хапчеранга и др.). Различия редкоэлементного состава кыринских и харалгинских гранитоидов показаны на табл. 38.

Как видно, в харалгинских гранитоидах по сравнению с кыринскими значительно выше содержания таких редких элементов, как литий, рубидий и бериллий.

В кыринских гранитоидах, распространенных в районе развития оловянных россыпей, отмечаются миароловые пустоты,

Т а б л и ц а 38

Средние содержания некоторых редких элементов в гранитоидах  
Центрального Забайкалья

| Интрузивная фаза  | Содержание |     |      |     |     |     |      |     |    |    |
|---|------------|-----|------|-----|-----|-----|------|-----|----|----|
|   | %          |     |      | γ/г |     |     |      |     |    |    |
|   | K          | Na  | F    | Li  | Rb  | Be  | Sn   | W   | Pb | Zn |
| Биотит-роговообманковые граниты главной фазы кыринского комплекса | 3,4        | 2,6 | 0,06 | 62  | 160 | 3,1 | 11,0 | 1,8 | 22 | 60 |
| Биотитовые граниты III фазы кыринского комплекса                  | 3,7        | 2,8 | 0,04 | 62  | 160 | 3,8 | 6,9  | 2,2 | 28 | 50 |
| Биотитовые граниты главной фазы харалгинского комплекса           | 3,5        | 2,7 | 0,09 | 120 | 300 | 6,7 | 8    | 2,7 | 40 | 42 |

связанные обычно с пегматитоидными шлирами или дайками аплитовидных гранитов. Миароловые пустоты выполнены кристаллами кварца и полевых шпатов с редкими арсенопиритом и турмалином и еще более редкими касситеритом и шеелитом. Пегматоидные шлиры иногда сопровождаются маломощными зонами мусковитизированных касситеритсодержащих грейзенов. С зонами грейзенов ассоциируют мелкие кварцевые жилы и прожилки с убогой сульфидной и оловянной минерализацией, участки сгущения которых выделяются в мелкие рудопроявления. Кроме того, в районе распространения оловоносных россыпей в неизменных кыринских гранитах (главная фаза) отчетливо повышены содержания олова, что связано с присутствием в них акцессорного касситерита.

Сингенетический характер повышенных содержаний олова в гранитах подчеркивается повышенными его содержаниями в биотитах (30—80 γ/г). Участок распространения рассеянной оловянной минерализации, связанной с кыринскими гранитоидами и их высокотемпературными производными (пегматоидные тела и зоны грейзенов с убогой минерализацией), занимает площадь около 200 км<sup>2</sup> и приурочен к купольной структуре в кровле Кыринского батолита. Несмотря на малую перспективность коренных проявлений этой минерализации, достаточно перспективными могут оказаться россыпи, образовавшиеся за счет концентрирования олова в апикальных частях мезоабиссальных батолитов.

Сравнительно ограниченные масштабы процессов эманационного концентрирования в купольных структурах мезоабиссальных батолитов определяют ограниченность рудного концентрирования в их экзоконтактах и низкий уровень постмагматических процессов рудообразования. Только в редких случаях, при образовании в кровле таких интрузий полей редкометаллических

пегматитов, в зоне ближнего экзоконтакта на расстоянии до 5—10 м могут наблюдаться интенсивная метасоматическая переработка вмещающих пород (биотитизация и гольквиститизация) и интенсивное концентрирование лития, рубидия и цезия [37].

Как и абиссальные батолиты, мезоабиссальные в своем большинстве относятся к типу позднеорогенных, образовавшихся на этапе инверсии геосинклиналей. Однако обычно они имеют меньшие размеры. Например, Кыринский мезоабиссальный поздневарисский батолит в Центральном Забайкалье занимает площадь около 20 тыс. км<sup>2</sup>, а Джидинский позднекаледонский мезоабиссальный батолит — около 10 тыс. км<sup>2</sup>.

С точки зрения геологических особенностей становления дифференциации, кристаллизации и развития послемагматических процессов самыми сложными и трудными для изучения являются гипабиссальные интрузии. Принято считать, что эти интрузии обычно формируются на глубинах 2—6 км, обычно имеют небольшие размеры и чаще всего относятся к типу «внегеосинклинального» гранитного магматизма. Приведенные выше расчеты [44] показали, что интрузии этого типа, так же как и мезоабиссальные батолиты, относятся к классу перемещенных интрузий и, следовательно, должны иметь глубинные источники магматических расплавов.

По-видимому, глубинные источники магматических расплавов для этих интрузий могут иметь разные природу и генезис. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен в главе о геохимических типах гранитов.

Весьма сложным представляется вопрос и о размерах гипабиссальных интрузий. Обычно они описываются как интрузии небольшого размера, обнажающиеся в виде небольших массивов или штоков, площадь которых редко достигает 1000 км<sup>2</sup>.

Однако проведенные в ряде районов гравиметрические исследования показали, что многие из гипабиссальных интрузий должны рассматриваться только как «вершины гранитных айсбергов», основная масса которых еще не вскрыта эрозией. Более того, в настоящее время появляются данные, свидетельствующие о том, что обнажающиеся на земной поверхности небольшие штоки гипабиссальных интрузий должны рассматриваться как купола единых плутонов, протягивающиеся до 200 км вдоль зон глубинных разломов и залегающих в основной своей части на глубинах 1—2 км. Эти данные дают основание предполагать, что наряду с ограниченными по размерам гипабиссальными интрузиями возможно существование гипабиссальных батолитов, внедрившихся вдоль зон глубинных разломов на этапах тектоно-магматической активизации складчатых областей.

Естественно ожидать, что закономерности геологического развития таких плутонов будут существенно отличаться от особенностей развития мезоабиссальных и тем более абиссальных батолитов.

С геохимической точки зрения нас должны интересовать вопросы о глубине кристаллизационной дифференциации этих магматических тел, о масштабах и особенностях протекания в них процессов эманационной дифференциации вещества, о закономерностях развития позднемагматических и постмагматических процессов в интрузиях разного размера и состава, в частности, закономерности миграции вещества в экзоконтактных и эндоконтактных зонах интрузий.

Полнота или глубина кристаллизационной дифференциации гипабиссальных интрузий, по-видимому, в значительной мере зависит от их размера, длительности формирования и тектонического режима. Решение всех этих вопросов особенно важно для гипабиссальных интрузий гранитоидов, обогащенных летучими. С этими так называемыми редкометальными гранитами пространственно и генетически связаны многочисленные месторождения олова, вольфрама и других редких элементов в СССР, Англии, Франции, ГДР, Чехословакии, Малайзии, Индонезии, Австралии и т. д. Для большинства гипабиссальных интрузий гранитоидов и особенно для редкометальных весьма важным является вопрос о масштабах их кристаллизационной дифференциации.

Вследствие синхронного действия процесса эманационной дифференциации и последующего наложения метасоматических процессов закономерности процесса кристаллизационной дифференциации в интрузиях этого типа часто затушевываются и не поддаются описанию.

Для характеристики процессов кристаллизационной дифференциации гранитоидных магм, отличающихся повышенным содержанием летучих, могут быть использованы данные по геохимии редких элементов в породах Соктуйской гипабиссальной интрузии в Восточном Забайкалье [86]. Она относится к известному в Восточном Забайкалье кукульбейскому верхнеюрскому гранитоидному комплексу, с многими гипабиссальными интрузиями которого связаны оловянные, вольфрамовые и редкометальные месторождения этого района.

Массив приурочен к сочленению Кукульбейской антиклинали с Борзинско-Газимурской синклиальной структурой. Массив расположен в месте пересечения мощных зон разломов северо-восточного и меридионального простираний. Площадь обнажающихся пород массива составляет около 300 км<sup>2</sup>.

Гранитоиды массива представлены несколькими интрузивными фазами, являющимися результатом кристаллизационной дифференциации крупного гранитного очага, находившегося в гипабиссальном положении (на глубине 3—4 км). В соответствии с установленными возрастными взаимоотношениями в массиве выделяются: 1) фаза роговообманково-биотитовых гранитов; 2) главная интрузивная фаза, представленная нормальными биотитовыми гранитами; 3) фаза дополнительных интрузий, пред-

ставленная порфиroidными биотитовыми гранитами; 4) фаза кварцевых сиенитов и граносиенитов и 5) фаза жильных образований (жильные граниты, аплиты и пегматиты).

Роговообманково-биотитовые граниты первой фазы слагают два небольших тела и представляют среднезернистые порфиroidные граниты, содержащие ксенолиты вмещающих пород, переработанных в разной степени.

Биотитовые граниты главной интрузивной фазы (равномернозернистые, реже порфиroidные) занимают около 85% площади массива. Светлые минералы гранитов отличаются высокой степенью идиоморфизма. При этом отмечается наибольший идиоморфизм плагиоклаза, который часто корродируется остальными минералами породы. Калиевый полевой шпат и кварц в большинстве случаев имеют панидиоморфные соотношения. Биотит — наиболее ксеноморфный минерал, который обычно совместно с мелкими зернами кварца и калиевого полевого шпата заполняет интерстициальные полости. Количественные соотношения (плагиоклаз — 31,2; калиевый полевой шпат — 33,0; кварц — 32,7; биотит — 2,8%) и взаимоотношения минералов указывают на близость расплава к гранитной эвтектике и близкоодновременную кристаллизацию главной массы светлых породообразующих минералов.

Граниты фазы дополнительных интрузий слагают ряд небольших разобщенных тел. От биотитовых гранитов главной фазы они отличаются порфиroidной структурой и большим количеством шлировых пегматоидных участков. Эти породы имеют резкие контакты с биотитовыми гранитами главной фазы и пересекаются жильными гранитами и аплитами. Содержание биотита в них уменьшается до 2,3%. Среди жильных образований наиболее развиты жильные граниты. Мощность даек 1,5—10 м. Это мелкозернистые, часто порфиroidные породы с четким идиоморфизмом плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Количество биотита в них составляет 1,5—2%.

Кроме того, среди пород массива выделяется фаза кварцевых сиенитов и граносиенитов, которые слагают небольшое тело вблизи северного контакта.

Породы этой фазы секут роговообманково-биотитовые граниты первой фазы и сами прорываются дайками жильных гранитов и аплитов.

Химические составы гранитоидов Соктуйского массива достаточно близки друг к другу. К более поздним фазам в них отмечается уменьшение содержания СаО, незначительное понижение концентрации калия и слабое накопление натрия. В кварцевых сиенитах и граносиенитах по сравнению с гранитными фазами наблюдается значительное уменьшение содержания кремнезема. Разница в составах биотитовых гранитов главной фазы и кварцевых сиенитов особенно наглядно проявляется при сопоставлении их формул, рассчитанных по методу Барта.

Биотитовые граниты глав-

ной фазы . . . . .  $K_{56}Na_{84}Ca_8Mg_3Fe_{10}^{2+}Fe_{7}^{3+}Al_{132}Ti_2Si_{613}O_{1517}(OH)_3$

Кварцевые сиениты . . .  $K_{74}Na_{98}Ca_{13}Mg_{10}Fe_{12}^{2+}Fe_{19}^{3+}Al_{183}Ti_6Si_{518}O_{1597}(OH)_3$

Одним из объяснений появления этой необычной фазы в ряду гранитоидов может явиться дегазация части гранитоидного расплава, сопровождавшаяся его десиликацией. Редкоэлементный состав гранитоидов Соктуйского массива приведен в табл. 39.

Вероятность образования кварцевых сиенитов в результате дегазации гранитного расплава при достаточно высокой температуре подтверждается не только интенсивным выносом фтора и тесно связанного с ним лития, но также резким уменьшением содержания рубидия, таллия, бериллия и олова, т. е. всех элементов, связанных с летучими. Общность положения лития и фтора в низкомагнезиальных гранитных расплавах подтверждается удивительным постоянством F/Li отношения, величина которого не изменяется даже в дегазированных кварцевых сиенитах.

Сопоставление редкоэлементного состава гранитоидов Соктуйского массива указывает на весьма низкий уровень фракционирования вещества. Об этом свидетельствуют практически неизменные уровни содержаний калия, бериллия, олова и цинка. Незначительное накопление в кислых дифференциатах лития и рубидия, по-видимому, связано с увеличением в них концентрации фтора и поэтому не связано с кристаллизационной дифференциацией.

Однако невысокая интенсивность накопления фтора, лития, рубидия и других редких элементов, связанных с летучими в поздних гранитных дифференциатах, показывает, что процессы эманационной дифференциации в этом массиве не получили достаточно широкого развития. Это, возможно, связано с петрохимическими особенностями кристаллизации гранитоидов главной фазы и ее высокой скоростью.

Низкий уровень содержаний бария и стронция, так же как и высокий уровень исходных концентраций рубидия, таллия, бериллия и фтора, свидетельствует о том, что исходные магмы Соктуйского массива могут рассматриваться как кислые дифференциаты более крупного глубинного очага гранитоидной магмы.

Пример Соктуйской гипабиссальной интрузии гранитоидной магмы, насыщенной летучими, показывает, что в магматических расплавах, имеющих анхизвтектический состав, процессы кристаллизационной дифференциации проявляются очень слабо и не ведут к значительному изменению в концентрациях большинства редких элементов.

Наблюдающиеся изменения концентрации некоторых элементов (Li, Rb), по-видимому, зависят только от изменения концентраций фтора и определяются факторами эманационной дифференциации.

Таблица 39

## Содержание редких элементов в гранитоидах Соктуйского массива (Восточное Забайкалье)

| Элемент  | Интрузивная фаза                            |                                       |   |   |                 |         |
|----------|---|---------------------------------------|---|---|-----------------|---------|
|          | I фаза. роговосбманковье биотитовые граниты | II (главная) фаза. биотитовые граниты | III фаза. биотитовые порфиroidные граниты | фаза кварцевых сиенитов и граносиенитов | жильные граниты | аплиты  |
| Калий    | 4,40  | 4,27                                  | 4,17                                      | 5,56                                    | 3,84            | 3,82    |
| Фтор     | 0,14  | 0,30                                  | 0,33                                      | 0,06                                    | Не опр.         | Не опр. |
| Литий    | 31  | 69                                    | 84  | 13                                      | 89              | 8       |
| Рубидий  | 238   | 346                                   | 378                                       | 142                                     | 424             | 228     |
| Таллий   | 2,1   | 4,3                                   | 4,4                                       | 1,1                                     | Не опр.         | Не опр. |
| Бериллий | 5,5   | 7,0                                   | 7,2                                       | 2,6                                     | 7,1             | »       |
| Барий    | 72  | 131                                   | Не опр.                                   | Не опр.                                 | Не опр.         | »       |
| Стронций | 24  | 61                                    | »   | »                                       | »               | »       |
| Олово    | 4,2   | 6,2                                   | 7,4                                       | 2,6                                     | 5,8             | »       |
| Свинец   | 31  | 32                                    | 21  | 23,5                                    | 44              | 46      |
| Цинк     | 62  | 60                                    | 42  | 85                                      | 29              | 28      |
| Молибден | 2,2   | 2,3                                   | 2,0                                       | 2,2                                     | Не опр.         | Не опр. |
| K/Rb     | 185   | 125                                   | 115                                       | 390                                     | 90              | 128     |
| Zn/Pb    | 2,1   | 2,0                                   | 2,2                                       | 3,9                                     | 0,6             | 0,6     |
| F/Li     | 41  | 43                                    | 41  | 43                                      | —               | —       |

Примечание. Калий, фтор — в %, остальные — в  $\gamma$ /г.

Развитие процессов кристаллизационной дифференциации в гранитоидах, отличающихся невысоким уровнем летучих, проявляется в большей степени. Примером таких образований могут являться гипабиссальные интрузии амуджикано-сретенского комплекса в Восточном Забайкалье. Этот комплекс объединяет верхнеюрские массивы, сложенные гигантопорфировидными гранитами и гранодиоритами. Большинство массивов, относимых к этому комплексу, расположено в зоне Монголо-Охотского глубинного разлома или контролируется зонами сопряженных разрывных нарушений. Их петрохимическое и геохимическое изучение было проведено В. С. Антипиным [86]. Отличительной особенностью гранитоидов является присутствие в них большого количества (20—30%) магматических вкрапленников калиевого полевого шпата. Размер призматических кристаллов этих вкрапленников колеблется от  $5 \times 10$  до  $8 \times 160$  мм. Основная масса по составу приближается к плагиогранитам. При содержании в ней плагиоклаза более 50% и кварца более 30% количество калиевого полевого шпата колеблется от 2 до 15%. На основании взаимоотношений минералов, размеров их зерен и состава выделяются по две генерации плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Темноцветные представлены роговой обманкой (0,5—4%) и биотитом (3—8%). Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом, апатитом, цирконом и магнетитом. Гранитоиды имеют обычную для них гипидиоморфнозернистую структуру. Массивы амуджикано-сретенского комплекса обычно однофазны и, кроме гранитоидов интрузивной фазы, имеют только жильную серию, представленную гранит-порфирами или гранодиорит-порфирами и аплитами. Размеры массивов колеблются от 100 до 250 км<sup>2</sup>.

С точки зрения химического состава амуджикано-сретенские гранитоиды, близкие по кремнекислотности к средним типам пород, отличаются от них более высокой щелочностью. Другой важной особенностью их химического состава является несоответствующее породам данной кремнекислотности соотношение содержания железа и магния. Высокая магнизиальность и низкая железистость гранитоидов комплекса отвечают соответствующим параметрам основных пород.

Вследствие обычной однофазности массивов амуджикано-сретенских гранитоидов изучение особенностей геохимической истории редких элементов при процессах кристаллизационной дифференциации, естественно, затруднено. Однако среди интрузий этого комплекса одна, с известной долей условности, может быть отнесена к двухфазным. В соответствии с геофизическими данными [101], Верхне- и Нижнеголготайские массивы объединяются общим контуром градиента силы тяжести и, следовательно, являются одним интрузивным телом. Общая площадь интрузии составляет около 250 км<sup>2</sup>, т. е. приближается по размерам к Соктуйской. Среди гранитоидов Голготайской интрузии можно выделить две интрузивные фазы, а также жильные граниты и апли

ты. К более ранней фазе могут быть отнесены амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты Верхнеголготайского массива, а к более поздней — биотитовые граниты Нижнеголготайского массива.

Таким образом, для Голготайской гипабиссальной интрузии гранитоидов с низким уровнем содержания летучих можно предполагать образование в результате кристаллизационной дифференциации двух интрузивных фаз гранитоидов и более поздней

Таблица 40  
Содержание редких элементов в гранитоидах  
Голготайской интрузии (Восточное Забайкалье)

| Элемент      | Интрузивная фаза                          |                    |         |
|--------------|---|--------------------|---------|
|              | амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты | биотитовые граниты | аплиты  |
| Калий        | 3,50                                      | 3,60               | 4,10    |
| Фтор         | 0,10                                      | 0,15               | Не опр. |
| Литий        | 71  | 110                | 43      |
| Рубидий      | 170                                       | 300                | 370     |
| Галлий       | 1,2                                       | 1,9                | 1,7     |
| Бериллий     | 4,4                                       | 9,5                | 10,0    |
| Барий        | 820                                       | 780                | 170     |
| Стронций     | 550                                       | 420                | 113     |
| Олово        | 4,2                                       | 4,3                | 3,4     |
| Молибден     | 1,9                                       | 2,0                | 0,7     |
| Свинец       | 28  | 42                 | 36      |
| Цинк         | 35  | 35                 | 32      |
| Ванадий      | 41  | 19                 | Не опр. |
| Хром         | 104                                       | 38                 | »       |
| Кобальт      | 8,7                                       | 5,2                | »       |
| Никель       | 42  | 16                 | »       |
| K/Rb         | 206                                       | 120                | 110     |
| F/Li         | 12,5                                      | 13,6               | —       |
| Zn/Pb        | 1,25                                      | 0,83               | 0,90    |
| Ba/Rb        | 4,8                                       | 2,6                | 0,4     |
| 1000×Sr/Ca+K | 12  | 9,3                | —       |

Примечание. Калий, фтор — в %, остальные — в γ/г.

жильной серии. Изучение распределения в этих гранитоидах редких элементов приведено в табл. 40. В гипабиссальных интрузиях гранитоидов с низким уровнем летучих в исходной магме процессы кристаллизационной дифференциации проявляются достаточно интенсивно. Показателем этой дифференциации может служить изменение по фазам содержания рубидия (170—300—370 γ/г), таллия, свинца, бария, стронция, а также элементов

группы железа (V, Cr, Ni, Co) (см. табл. 40). Не менее важны и некоторые отношения — показатели степени кристаллизационной дифференциации. Например, отношение Ba/Rb меняется от 4,8 до 2,6 и даже до 0,4, т. е. в 12 раз. Единство интрузивных фаз Голготайской интрузии подтверждается постоянством отношения F/Li. Постоянство этого отношения в гранитоидах, отличающихся повышенной магнезиальностью, показывает, что даже в таких расплавах литий и фтор связаны достаточно тесно.

Рассмотрение особенностей распределения редких элементов в гипабиссальных интрузиях гранитоидов разных типов показывает, что интенсивность процессов кристаллизационной дифференциации в них зависит от химического состава и уровня летучих. Чем ближе расплав к гранитной эвтектике, чем меньше он содержит мафических компонентов и чем больше летучих, тем слабее в нем проявляются процессы кристаллизационной дифференциации. В связи с этим в аляскитовых магмах, являющихся поздними кислыми дифференциатами глубинных очагов палингенной гранитоидной магмы, при выходе их в гипабиссальное положение процессы кристаллизационной дифференциации будут проявляться в минимальной степени. В случае же нормальных гранитоидных магм процессы кристаллизационной дифференциации значительно усилятся и проявятся в максимальной степени в гранитоидных магмах, отличающихся повышенным уровнем содержания мафических компонентов.

Для гипабиссальных интрузий аляскитовой магмы, насыщенной летучими, наиболее важным является вопрос о масштабах проявления и глубине эманационной дифференциации магматических расплавов, а также о соотношении образующихся при этом редкометалльных гранитов магматического генезиса с гранитоидами, редкоэлементный состав которых определяется постмагматическими аутометасоматическими процессами.

В настоящее время некоторые исследователи считают, что редкометалльные граниты, отличающиеся высокими уровнями концентраций лития, рубидия и других редких элементов, образуются только магматическим путем [67, 238], в то время как другие считают их результатом интенсивных аутометасоматических процессов [20, 198]. Научное решение этой проблемы имеет не только теоретическое, но и практическое значение, так как определяет направление поисков, оценки и разведки редкометалльных месторождений, связанных с этими гранитоидами.

После открытия магматических жильных пород с высокими уровнями концентрации фтора, лития, рубидия и ряда других редких элементов [68, 162], которые могут рассматриваться как субвулканические магматиты, образовавшиеся за счет кристаллизации низкотемпературных расплавов, насыщенных водой и фтором, возможность образования редкометалльных гранитов магматическим путем стала очевидна [71].

Однако не менее очевидным является тот факт, что на ранних постмагматических этапах развития таких интрузивов в них могут наблюдаться интенсивные аутометасоматические процессы, которые приводят к образованию редкометальных и альбитизированных гранитов или, как их иногда называют, апогранитов [21]. Рассматривая эту сложную научную задачу, необходимо прежде всего оценить масштабы концентрирования рудных и редких элементов при эманационной дифференциации аляскитовых гранитоидных магм, являющихся исходными для такого типа интрузий.

Сопоставление редкоэлементных составов исходных аляскитовых магм и низкотемпературных расплавов, образовавшихся в результате эманационной дифференциации, показало интенсивное концентрирование в последних фтора, лития, рубидия, олова и вольфрама. В ряде случаев наблюдаются значительное понижение концентраций бериллия (дайка кварцевого порфира в ингодинской интрузии и дайка онгонита в Бага-Газрынском массиве) и рост содержаний свинца и цинка (Шумиловский массив).

Для понимания закономерностей процесса эманационного концентрирования рудных и редких элементов в апикальных частях гипабиссальных интрузий гранитоидов, по-видимому, необходимо учитывать интенсивность и масштабы эманационного перемещения вещества в вертикальном направлении, проницаемость кровли для летучих (открытость или закрытость магматической системы), а также скорость остывания и кристаллизации расплава.

Представления об интенсивности эманационного перемещения вещества лучше всего дают вертикальные разрезы конкретных интрузий, отличающихся разным уровнем содержаний летучих. В последние годы совместно с чехословацкими коллегами [168] мы имели возможность геохимически изучить по керну буровой скважины вертикальный разрез Гнилецкой гипабиссальной интрузии в Спишко-Гемерском рудогорье (Западные Карпаты).

Геохимически гемеридные граниты несколько отличаются от гранитов, обычно относящихся к редкометальным. Им свойственны сравнительно низкие концентрации редких щелочных элементов и бериллия. В то же время, несмотря на низкие концентрации фтора в неизменных разностях, содержания олова в гемеридных гранитах являются достаточно высокими, сопоставимыми с концентрациями этого элемента в редкометальных гранитах Рудных гор. Отличительной особенностью гемеридных гранитов является повышенное содержание в них бора. Им свойственны низкие концентрации стронция и бария, свидетельствующие о высокой степени предшествующей кристаллизационной дифференциации породивших их расплавов.

Благодаря любезно представленной институтом им. Д. Штюра (Братислава) возможности провести опробование керна

структурной скважины, пробуренной в купольной части Гнилецкого массива, мы получили возможность изучить разрез гранитоидов массива в интервале около 1000 м.

Снизу вверх к апикальной части интрузии можно выделить следующие фациальные разновидности гранитов: биотитовые крупно-среднезернистые порфирировидные граниты, вскрытые в самой нижней части скважины; зону биотитовых, слабо порфирировидных с мусковитом гранитов, мощностью около 100 м; зону двуслюдяных гранитов суммарной мощностью более 500 м, в пределах которой геохимически выделяются нижняя и верхняя подзоны, появление которых обусловлено, по-видимому, прогрессивным нарастанием количества мусковита к верхней части разреза; зону существенно мусковитовых и мусковитовых с турмалином гранитов мощностью более 200 м (до устья скважины). От устья скважины, на 100 м выше по склону, продолжают те же мусковит-турмалиновые граниты. Редкоэлементный состав опробованных гранитоидов приводится в табл. 41. По выделяемым зонам наблюдается отчетливое и однонаправленное изменение редкоэлементного состава вскрытых скважиной гранитов.

По мере приближения к апикальной части интрузии и увеличения роли мусковита в гранитах происходит увеличение концентрации фтора (0,1—0,3%) и более чем десятикратное возрастание содержания бора. При этом пока неясной остается причина резкого увеличения концентрации бора в интервале 850—900 м (23—150  $\gamma/r$ ). Одновременно с накоплением в апикальной части интрузии летучих компонентов (фтор и бор) наблюдается повышение концентраций редких щелочей и особенно рубидия и лития. Концентрация лития возрастает в шесть раз, но особенно резкое его накопление наблюдается в самой верхней части разреза. Из рудных элементов наиболее интенсивно накапливается вольфрам, хотя абсолютные его концентрации даже в апикальной части интрузии остаются невысокими. Соотношение концентраций цинка и свинца, а также бария и стронция указывает на отсутствие каких-либо признаков процесса кристаллизационной дифференциации расплава и подчиненности всех особенностей распределения редких элементов факторам эманационного фракционирования.

Приведенный пример показывает, что в гипабиссальных гранитоидных интрузиях, исходные магмы которых не содержат высоких концентраций летучих, эманационное фракционирование в их апикальных частях приводит к некоторому накоплению редких элементов, постмагматическое перераспределение которых может привести к образованию высокотемпературных рудных концентраций типа тех грейзеновых оловоносных зон, которые характеризуют гнилецкие граниты.

В гипабиссальных интрузиях с более высокими уровнями содержания летучих в исходных магмах их распределение в теле интрузива, так же как и распределение в нем редких элементов,

Таблица 41

## Распределение редких элементов в гранитоидах Гнилецкого массива (Западные Карпаты)

| Элемент  | Зона массива                  |            |   |   |   |                                | Гемеридные граниты (средние данные) |
|----------|-------------------------------|------------|---|---|---|--------------------------------|-------------------------------------|
|          | мусковит-турмалиновые граниты |            | биотит-мусковитовые граниты (300—600 м) | мусковит-биотитовые граниты (600—750 м) | биотитовые с мусковитом граниты (750—850 м) | биотитовые граниты (900—970 м) |                                     |
|          | (100 м над скважиной)         | (50—200 м) |   |   |   |                                |                                     |
| Натрий   | 2,6                           | 2,5        | 2,3                                     | 2,1                                     | 2,0   | 2,0                            | 2,2                                 |
| Калий    | 3,5                           | 3,4        | 3,4                                     | 3,6                                     | 3,7   | 3,6                            | 3,6                                 |
| Фтор     | 0,29                          | 0,23       | 0,17                                    | 0,11                                    | 0,09  | 0,11                           | 0,08                                |
| Литий    | 310                           | 130        | 130                                     | 70                                      | 50  | 50                             | 45                                  |
| Рубидий  | 640                           | 430        | 400                                     | 330                                     | 290   | 230                            | 260                                 |
| Цезий    | 46                            | 29         | 25                                      | 18                                      | 16  | 18                             | 12                                  |
| Бериллий | 5,2                           | 4,8        | 5,3                                     | 6,1                                     | 6,2   | 3,7                            | 2,7                                 |
| Стронций | 30                            | 30         | 30                                      | 20                                      | 20  | 40                             | 50                                  |
| Барий    | 50                            | 80         | 100                                     | 100                                     | 100   | 100                            | 300                                 |
| Бор      | 330                           | 350        | 200                                     | 240                                     | 150   | 23                             | 35                                  |
| Олово    | 40                            | 28         | 27                                      | 22                                      | 29  | 20                             | 19                                  |
| Вольфрам | 8                             | 7          | 8                                       | 4                                       | 3   | 1,2                            | 3,3                                 |
| Свинец   | 30                            | 25         | 29                                      | 35                                      | 43  | 35                             | 42                                  |
| Цинк     | 10                            | 10         | 16                                      | 20                                      | 20  | 21                             | 24                                  |
| K/Rb     | 55                            | 80         | 85                                      | 110                                     | 120   | 155                            | 140                                 |
| F/Li     | 9,3                           | 18         | 13                                      | 16                                      | 18  | 22                             | 18                                  |
| Ba/Rb    | 0,08                          | 0,18       | 0,25                                    | 0,30                                    | 0,34  | 0,43                           | 1,1                                 |
| Zn/Pb    | 0,3                           | 0,4        | 0,5                                     | 0,6                                     | 0,5   | 0,6                            | 0,6                                 |

Примечание. Натрий, калий, фтор — в %, остальные — в  $\mu$ /г.

в значительной мере соответствует величине градиента давления летучих фаз. Этот градиент определяется глубиной формирования интрузива, а также степенью плотности и проницаемости вмещающих пород.

Примером гипабиссальной гранитной интрузии, сформировавшейся на значительной глубине (3,5—5 км) и отличающейся низким градиентом давления летучих фаз, может служить Раумидский гранитный интрузив (Южный Памир), особенности распределения редких элементов которого недавно были изучены Е. В. Негрей и В. Н. Волковым [109].

Раумидский интрузив расположен в пределах зоны киммерийской складчатости Южного Памира, в месте пересечения двух региональных разломов. Он имеет площадь около 90 км<sup>2</sup> и морфологически представляет собой шток с крутыми боковыми контактами и пологой кровлей. Сложен лейкократовыми гранитами, минеральный состав наиболее распространенной фации (II субфаза) отвечает анхизвтектическим соотношениям (кварц — 35%, К—Na — полевой шпат — 33, плагиоклаз — 28, биотит — 4%).

Глубокий эрозионный врез ледниковых и речных долин позволил изучить вертикальный разрез этого интрузива в интервале 2 км.

Детальное изучение интрузива в вертикальных и горизонтальных сечениях позволило Е. В. Негрей и В. Н. Волкову предположить двукратное внедрение расплава. К первой фазе относятся породы I—III субфаз, а ко второй (фаза дополнительных интрузий) — породы IV—VI субфаз.

Наиболее распространенными породами I фазы являются граниты III субфазы, а среди пород фазы дополнительных интрузий наибольшим распространением пользуются породы V субфазы. Выделение субфаз определяется особенностями кристаллизации внедрившихся порций расплава.

При кристаллизации пород I фазы первоначально возникла «корка охлаждения» (зона закалки), затем образовались гранитоиды II субфазы (внутреннее ядро), а потом внедрились небольшие штоки и дайки гранитов III субфазы. Распределение редких элементов в породах II и V субфаз [109] приводится в табл. 42, где «верх» соответствует интервалу 400 м от кровли интрузии, «середина» охватывает следующий интервал 800 м, «низ» характеризует нижние 300 м.

В глубоко залегающих гипабиссальных гранитных интрузиях, несмотря на относительно высокий уровень летучих компонентов (среднее содержание фтора  $\sim 0,23\%$ ), процессы эманационного концентрирования летучих и связанных с ними элементов проявлены относительно слабо. Об этом свидетельствует прежде всего изменение содержания фтора, концентрации которого в интервале 2 км для пород II субфазы меняются всего в 1,7 раза, а для пород V субфазы — в 1,5 раза. В апикальной части интрузива по сравнению с нижней частью разреза в 2 раза увеличивается

только содержание бериллия, а также лития в породах V субфазы. Накопление всех других элементов, связанных с летучими, происходит в значительно меньшей степени (олово, ниобий, рубидий, цезий и т. д.).

В Раумидском плутоне проявлены следы процесса кристаллизационной дифференциации, которая сопровождалась дегазацией более поздних дифференциатов. О явлениях кристаллизационной дифференциации расплава свидетельствует уменьшение в

Таблица 42

Изменение по вертикали концентрации элементов в гранитах II (1) и V (2) субфаз (в  $\gamma/\text{г}$ )

| Элемент  | 1    |          |      | 2    |          |      |
|----------|------|----------|------|------|----------|------|
|          | верх | середина | низ  | верх | середина | низ  |
| Бериллий | 23   | 15       | 12   | 26   | 19       | 12   |
| Олово    | 8,0  | 6,0      | 5,2  | 8,0  | 5,5      | 5,5  |
| Ниобий   | 9,0  | 6,0      | 6,0  | 10,0 | 7,0      | 7,0  |
| Иттрий   | 9,9  | 5,5      | 6,0  | 10,0 | 6,0      | 6,0  |
| Фтор     | 3000 | 2300     | 1700 | 2400 | 1500     | 1600 |
| Литий    | 62   | 53       | 40   | 77   | 40       | 33   |
| Рубидий  | 294  | 255      | 212  | 325  | 279      | 244  |
| Цезий    | 42   | 38       | 28   | 43   | 25       | 25   |
| Свинец   | 33   | 31       | 25   | 38   | 34       | 28   |
| Титан    | 900  | 1000     | 1000 | 640  | 640      | 710  |
| Хром     | 6,3  | 7,0      | 6,0  | 4,8  | 5,5      | 3,7  |
| Ванадий  | 8,0  | 8,6      | 9,0  | 4,6  | 4,2      | 5,0  |
| Стронций | 90   | 92       | 106  | 60   | 54       | 70   |
| Барий    | 165  | 177      | 180  | 82   | 74       | 103  |

гранитах фазы дополнительных интрузий (V субфаза) содержащий бария, стронция и элементов группы железа. Доказательством возможной дегазации поздних дифференциатов является уменьшение содержания фтора в гранитах фазы дополнительных интрузий (V субфаза) в сравнении с гранитами главной фазы (II субфаза). Таким образом, гипабиссальные интрузии с повышенными концентрациями летучих и анхизвтектическим составом расплавов при формировании на значительной глубине, вследствие низкого градиента летучих фаз, не имеют возможностей для интенсивного эманационного фракционирования и в геохимической истории редких элементов в некоторой степени походят на мезоабиссальные интрузии.

Совершенно иные закономерности распределения редких элементов наблюдаются в гипабиссальных гранитных интрузиях, обогащенных летучими (с содержаниями фтора в исходных маг-

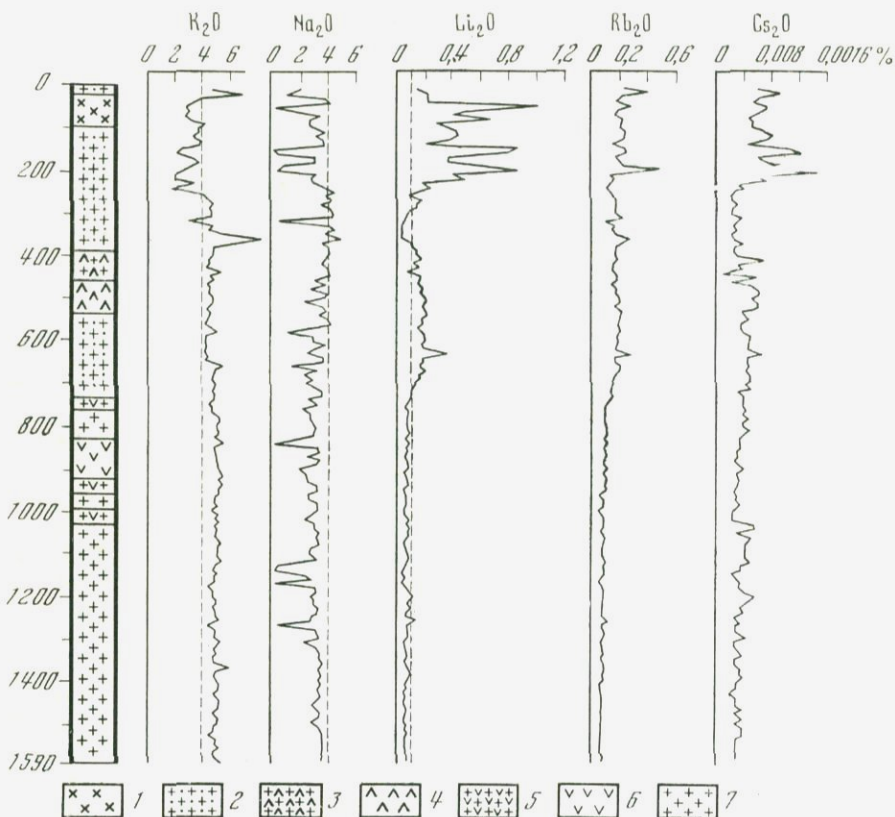


Рис. 11. Изменение содержаний щелочей в разрезе буровой скважины (при шаге опробования 10 м)

- |  |  |
|--|--|
| 1 — литиевый тонкозернистый гранит;                  | 4 — литиевый микрогранит;  |
| 2 — литиевый среднезернистый гранит (апогранит);     | 5 — чередование среднезернистого порфировидного гранита с микрогранитом; |
| 3 — чередование литиевого апогранита и микрогранита; | 6 — порфировый микрогранит;  |
|  | 7 — порфировый среднезернистый гранит                                    |

мах больше 0,3—0,4%) и сформировавшихся на меньшей глубине. Примером такой интрузии может служить Цинновецкий купол рудогорских гранитов. В центральной части этого купола была пробурена скважина глубиной 1596 м, керн которой был изучен М. Штемпроком и Э. Шульцеком [244].

По составу граниты Цинновецкого штока относятся к аляскитовым гранитам, резко обогащенным фтором и литием, особенно в апикальной части. Купол сложен среднезернистыми порфировидными гранитами. В верхней части он представлен обогащенным литием альбитизированным гранитом, который на глубине 730 м сменяется бедным литием порфировидным гранитом.

Распределение лития в вертикальном разрезе Цинновецкого купола, так же как и других щелочных элементов, приведено на рис. 11. Как видно, наиболее высокие содержания лития отмечаются в верхней (200 м) зоне развития грейзенов. Здесь содержания лития достигают 0,5%. В обогащенном литием альбитизированном граните, в интервале 550—700 м, среднее содержание лития—720  $\mu\text{г}$ , рубидия—1650  $\mu\text{г}$  и фтора—0,61%. В порфириновидном граните глубинной части купола среднее содержание лития—280  $\mu\text{г}$  при содержании рубидия 760  $\mu\text{г}$  и фтора—0,46%.

Т а б л и ц а 43

Распределение рудных элементов (в  $\mu\text{г}$ ) в гранитах Цинновецкого купола

| Тип гранита  | Be | Sn  | W   | Pb | Zn  |
|--|----|-----|-----|----|-----|
| Грейзен и грейзенизированный гранит (0—200 м)                      | 13 | 550 | 390 | 34 | 199 |
| Литиевый альбитизированный гранит (200—730 м)                      | 12 | 93  | 26  | 32 | 73  |
| Порфириновые среднерезистивные граниты и микрограниты (730—1596 м) | 16 | 66  | 13  | 30 | 44  |

Таким образом, развитый в глубинной части купола порфириновидный гранит можно считать бедным литием только относительно гранитов верхней зоны, так как его концентрации в гранитоидах этой глубинной фации почти в три раза превышают средние содержания в этом типе гранитов. По сравнению со средними содержаниями в глубинной разности Цинновецкого гранита почти вдвое повышены содержания рубидия и в полтора раза — фтора.

Распределение рудных элементов в гранитах Цинновецкого купола [244] приведено в табл. 43.

Как видно, накопление олова и вольфрама до промышленных содержаний наблюдается только в зоне грейзенизированных гранитов. Однако подобное концентрирование произошло уже на постмагматической стадии. Содержания же этих элементов в литиевом альбитизированном граните (альбит-лепидолитовом граните по В. И. Коваленко) ненамного выше их концентрации в глубинной фации цинновецких гранитов.

Соотношение калия и натрия в литиевых альбитизированных гранитах (интервал 200—730 м) и глубинной фации цинновецких гранитов (интервал 730—1596 м) не дает основания для отнесения гранитов верхней зоны к апогранитам автотметасоматического происхождения. Довольно ровные графики распределения лития и рубидия в интервале 200—730 м (см. рис. 11) и

незначительные отличия гранитов этой зоны от глубинных по концентрациям бериллия, олова, вольфрама и фтора свидетельствуют в пользу представлений о магматической природе гранитов этой верхней зоны. Интенсивные процессы грейзенизации в вершине купола свидетельствуют о том, что в верхней зоне (до глубины 730 м) на магматическом этапе насыщение расплавов летучими (водой и фтором) и связанными с ними элементами (литий, олово, вольфрам, тантал) было более значительным. Можно предполагать, что в Цинновецком куполе до глубины 730 м существовала магматическая камера, заполненная низкотемпературным расплавом. После образования зоны закалки кристаллизация этой анхизвтектической аляскитовой магмы началась с глубины около 750 м и первоначально распространялась в глубь интрузии. Интенсивное развитие процессов эманационной дифференциации в этом куполе привело к тому, что летучими и связанными с ними редкими элементами оказалась обогащенная магматическая колонна значительной мощности. Вероятно, обычные для этого типа гранитов концентрации фтора, лития, рубидия, олова и вольфрама могут появиться в этих гранитах только на глубине нескольких километров. В верхнем очаге низкотемпературных расплавов образовались литий-фтористые граниты (по терминологии В. И. Коваленко), в верхних горизонтах которых на постмагматическом этапе возникли грейзены и, возможно, имели место аутометасоматические процессы альбитизации.

Глубина распространения зоны низкотемпературных расплавов и интенсивность насыщения их водой, фтором, литием, рубидием, оловом, вольфрамом и танталом, вероятно, определяются уровнем концентрации этих компонентов в исходных аляскитовых магмах, размерами и глубиной формирования гипабиссальных интрузий, а также условиями развития эманационного фракционирования на магматическом этапе. В случае рудогорских гранитов, отличающихся весьма высокой концентрацией фтора (0,4—0,5%), этим последним, а также литием, оловом и вольфрамом обогащены не только граниты, образовавшиеся в верхних частях интрузий за счет низкотемпературных расплавов (литий-фтористые граниты), но и нижележащие аляскитовые граниты — зоны первичной кристаллизации.

Значительные размеры камер низкотемпературных расплавов в этих гранитах предопределили и то, что нижние очаги низкотемпературных расплавов в этих интрузиях должны формироваться на весьма значительных глубинах. Вследствие этого гидротермальное оруденение, развитое в Рудных горах, должно иметь очень глубокие источники.

Критерии, различающие магматические и метасоматические образования среди многочисленных фаций редкометальных гранитов, по-видимому, следует искать в особенностях их редкоэлементного состава. В этом отношении достаточно показатель-

ным примером могут являться магматические и метасоматические образования Жанчивланской гипабиссальной интрузии редкометальных гранитоидов в МНР, геохимически изученной В. И. Коваленко [71]. Редкоэлементный состав гранитоидов этого массива приведен в табл. 44. Взаимоотношения фаций в гипабиссальных интрузиях редкометальных гранитоидов в МНР напоминают строение описанной выше Цинновецкой интрузии в Рудных горах Чехословакии. По направлению к апикальным частям в них обычно наблюдается смена аляскитов главной фазы микроклин-альбитовыми гранитами с циннвальдитом, которые в свою очередь сменяются амазонит-альбитовыми гранитами. В самых апикальных частях интрузий развиты альбит-лепидолитовые граниты, по которым на постмагматических этапах развиваются кварц-лепидолитовые грейзены и альбититы.

В ряду аляскиты главной фазы — микроклин-альбитовые граниты — амазонит-альбитовые граниты — альбит-лепидолитовые граниты наблюдается интенсивное накопление фтора, лития, рубидия, олова, ниобия и тантала. При этом в слагающих апикальную часть интрузий альбит-лепидолитовых гранитах по сравнению с амазонит-альбитовыми гранитами наблюдается резкий скачок концентраций лития, рубидия, тантала и редких земель. Весьма вероятно, что эти резкие изменения концентраций ряда элементов связаны с проявлением в альбит-лепидолитовых гранитах автометасоматических процессов грейзенизации (накопление лития и рубидия) и альбитизации (накопление тантала и снижение концентраций лития). Иными словами, альбит-лепидолитовые граниты апикальной части интрузий должны рассматриваться как кристаллизаты низкотемпературных расплавов, обогащенные еще на магматической стадии фтором, литием, рубидием, оловом, ниобием и танталом и затронутые на постмагматической стадии высокотемпературными автометасоматическими процессами грейзенизации и альбитизации. Первый из них привел к резкому росту концентраций лития и особенно рубидия, а второй — к росту содержания тантала и понижению содержания лития.

В связи с этими концентрационными взаимоотношениями элементов весьма интересным может оказаться отношение  $Li/Ta$ . В микроклин-альбитовых и амазонит-альбитовых гранитах оно держится на одном уровне (26—28) и резко снижается в альбитах (3). Некоторое его снижение в альбит-лепидолитовых гранитах (18), возможно, отражает относительно слабое развитие в них процесса альбитизации, который в этой фации редкометальных гранитов совмещается со слабой грейзенизацией.

Отношение  $Li/Ta$  позволяет достаточно четко отличать альбитизированные разности редкометальных гранитов (апограниты) от тех фаций редкометальных гранитов, которые образовались в результате кристаллизации низкотемпературных расплавов в верхних частях магматических камер гипабиссальных интрузий.

Таблица 44

## Редкоэлементный состав гранитоидов Жанчивланского массива (МНР)

| Элемент                     | Фазы и фации гранитоидов |                                      |                              |                             |                              |                              | альбититы |
|-----------------------------|--------------------------|--------------------------------------|------------------------------|-----------------------------|------------------------------|------------------------------|-----------|
|                             | аляскиты главной фазы    | граниты фазы дополнительных интрузий | микроклин-альбитовые граниты | амазонит-альбитовые граниты | альбит-лепидолитовые граниты | кварц-лепидолитовые грейзены |           |
| Калий                       | 4,4                      | 4,2                                  | 3,7                          | 3,5                         | 3,4                          | 4,0                          | 2,2       |
| Натрий                      | 2,9                      | 3,2                                  | 3,6                          | 3,4                         | 4,8                          | 1,7                          | 6,4       |
| Фтор                        | 0,36                     | 0,34                                 | 0,29                         | 0,54                        | 0,63                         | 1,39                         | 0,21      |
| Литий                       | 195                      | 214                                  | 289                          | 428                         | 878                          | 1315                         | 348       |
| Рубидий                     | 511                      | 615                                  | 795                          | 881                         | 1500                         | 1639                         | 874       |
| Таллий                      | 1,4                      | 2,3                                  | 2,5                          | 4,4                         | 3,7                          | 6,9                          | 2,4       |
| Бериллий                    | 9,9                      | 12,0                                 | 7,0                          | 6,4                         | 4,9                          | 4,7                          | 4,4       |
| Барий                       | 84                       | Не опр.                              | 16                           | 14                          | 9                            | 17                           | 7         |
| Стронций                    | 21                       | »                                    | 9                            | 8                           | 6                            | 16                           | Не опр.   |
| Олово                       | 12                       | 16                                   | 50                           | 102                         | 102                          | 81                           | 24        |
| Вольфрам (WO <sub>3</sub> ) | 5,2                      | 7,0                                  | 3,9                          | 5,3                         | 3,4                          | 3,9                          | 3,0       |
| Молибден                    | 2,0                      | 2,0                                  | Не опр.                      | 1,4                         | 1,8                          | 1,8                          | 1,4       |
| Свинец                      | 21                       | 46                                   | 38                           | 39                          | 24                           | 14                           | 30        |
| Цинк                        | 37                       | 28                                   | 64                           | 63                          | 35                           | 52                           | 24        |
| Ниобий                      | 23                       | 32                                   | 46                           | 46                          | 75                           | 77                           | 44        |
| Тантал                      | 4,0                      | 7,2                                  | 11,1                         | 15,2                        | 49                           | 45                           | 109       |
| Цирконий                    | 260                      | 157                                  | 104                          | 92                          | 78                           | 45                           | 20        |
| Гафний                      | 9,3                      | 7,6                                  | 9,6                          | 6,4                         | 12,7                         | 9,4                          | 15        |
| Редкие земли                | 420                      | Не опр.                              | 220                          | 240                         | 40                           | 30                           | 30        |
| Бор                         | 14                       | »                                    | 10                           | 11                          | 10                           | 10                           | 10        |
| F/Li                        | 18                       | 16                                   | 10                           | 12,5                        | 7                            | 10                           | 6         |
| Li/Ta                       | 49                       | 30                                   | 26                           | 28                          | 18                           | 29                           | 3         |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\mu$ г.

Применимость этого отношения может быть продемонстрирована на примере ряда массивов редкометальных гранитоидов, изученных геохимически П. В. Ковалем [73]. Отношение Li/Ta было определено для пород нескольких изученных им массивов редкометальных гранитоидов (табл. 45). Следовательно, в процессе эманационного фракционирования в апикальных частях

Таблица 45  
Отношение Li/Ta в некоторых альбитизированных гранитоидах  
Восточного Забайкалья

| Парагенетический тип        | Участок     | Порода                              | Содержание, %г |      | Li/Ta |
|-----------------------------|-------------|-------------------------------------|----------------|------|-------|
|                             |             |                                     | Li             | Ta   |       |
| Мусковитовый                | Западный    | Двуслюдяной гранит                  | 178            | 9,8  | 18    |
|                             |             | Мусковитовый гранит                 | 321            | 16,0 | 20    |
|                             |             | Альбитизированный гранит            | 83             | 30,3 | 2,7   |
|                             |             | Интенсивно альбитизированный гранит | 69             | 63,5 | 1,1   |
| Мусковит-лепидоли-<br>товый | Северный    | Биотитовый гранит                   | 17             | 1,7  | 10    |
|                             |             | Двуслюдяной гранит                  | 82             | 3,5  | 23    |
|                             |             | Мусковитовый гранит                 | 72             | 3,2  | 22,5  |
|                             |             | Альбитизированный гранит            | 66             | 16,9 | 4     |
| Лепидолит-биотито-<br>вый   | Центральный | Интенсивно альбитизированный гранит | 36             | 56,4 | 0,6   |
|                             |             | Биотитовый гранит                   | 70             | 5,9  | 12    |
|                             |             | Альбитизированный гранит            | 694            | 29,3 | 24    |
|                             |             | Интенсивно альбитизированный гранит | 401            | 83,1 | 4,8   |
|                             |             | Альбитит                            | 266            | —    | —     |

изучавшихся гипабиссальных интрузий постепенно нарастает содержание лития и тантала, которые на этом этапе своей геохимической истории достаточно тесно связаны с фтором. В результате, в двуслюдяных и мусковитовых гранитах отношение Li/Ta в среднем равно 20. По-видимому, описанный на участке Центральный альбитизированный гранит должен быть отнесен к литий-фтористому граниту. Высокие концентрации лития, рубидия и тантала в этом граните возникли, вероятно, на магматическом этапе при эманационном фракционировании вещества. В гранитоидах, претерпевших автоматоматическую альбитизацию, отношение Li/Ta во всех случаях резко снижается. В рассмотренных случаях оно не превышает 5, а для интенсивно альбитизированных пород в среднем равно 2. Подобное уменьшение

Li/Ta отношения в альбитизированных фациях редкометальных гранитоидов определяется тем, что в процессе альбитизации в породах продолжается концентрирование тантала, но резко уменьшается содержание лития. Таким образом, резкое уменьшение отношения Li/Ta свидетельствует о смене тенденции однонаправленного поведения элементов на тенденцию разнонаправленного их поведения.

В целом, рассматривая влияние на процессы дифференциации магм таких геологических факторов, как размеры и глубина становления, можно констатировать, что вследствие их действия в гипабиссальных интрузиях процессы кристаллизационной дифференциации угнетены, но интенсивно протекают процессы эманационного фракционирования магматического вещества. Интенсивное развитие этих процессов приводит к формированию в апикальных частях интрузий очагов низкотемпературных расплавов, насыщенных летучими и связанными с ними редкими элементами. В гипабиссальных интрузиях с высоким уровнем содержания летучих в исходных магмах интенсивное эманационное фракционирование обуславливает двухкамерный механизм кристаллизации, при котором очаги низкотемпературных расплавов и генерирующиеся в них постмагматические эманации и гидротермальные растворы образуются на двух уровнях: в апикальной части интрузий и в их глубинных частях.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ

Среди факторов геохимической истории редких элементов в процессах кристаллизационной дифференциации гранитоидных магм важное место занимает состав исходных расплавов.

Как известно, проблема образования гранитоидных магм и гранитоидов уже давно является одной из важнейших в геологии. Многие исследователи вслед за А. Х. Грином полагали, что «есть граниты и граниты... некоторые образуются одним путем, некоторые — другим» [222]. Естественно, что проблема различий в составах исходных гранитоидных магм теснейшим образом связана с проблемами способов их образования в земной коре и, следовательно, является проблемой генетической.

В настоящее время большинство исследователей признают возможным образование гранитных магм тремя различными путями. Основная масса гранитоидов, особенно в фанерозое, образовалась в результате палингенного плавления вещества континентальной коры. Меньшая их часть, развитая преимущественно в подвижных поясах, могла образоваться в результате дифференциации магм основного или среднего состава, возникших вследствие селективного выплавления из вещества верхней мантии Земли. Наконец, некоторое количество гранитоидов, вероятно, достаточно значительное на ранних этапах геологической истории Земли, могло возникнуть в результате ультраметаморфизма и гранитизации пород кристаллического основания континентальной коры.

Однако для целей анализа геохимической истории редких элементов в процессах дифференциации гранитоидных магм и выявления геохимических критериев их потенциальной рудоносности разделение гранитоидов на такую триаду оказывается недостаточным. В пределах каждой из этих трех генетических групп различия в редкоэлементном составе исходных магм весьма велики, и правильное понимание причин и следствий этих различий в составах исходных гранитоидных магм может быть достигнуто только в том случае, если принятый генетический принцип будет сохранен и далее, при выделении более drobных геохимических типов гранитоидов.

Проблема геохимической типизации магматических пород стала особенно актуальной в последние годы вследствие расширения задач, решаемых современной геохимией, и накопления большого информационного материала о химическом составе магматических пород, в том числе и по распространенности в них редких элементов.

Некоторые исследователи [71] предлагают использовать это понятие в сравнительно ограниченных масштабах, объединяя в геохимический тип «группу пород, близких по химическому и минеральному составу, по распределению редких элементов, по поведению петрогенных и редких элементов». По этим представлениям «породы одного геохимического типа способны формировать самостоятельные интрузивные массивы с определенным набором пород, поздних фаз и послемагматических образований, в том числе и рудных».

Однако такое определение представляется недостаточно строгим и в некоторой степени неопределенным. Учитывая широко развитые в природе процессы конвергенции, а также разнообразие условий формирования магматических тел, близость химического и минерального состава не могут являться исчерпывающим признаком классификации, особенно претендующей на всеобщность. При выделении таких крупных классификационных единиц может быть использован только самый общий генетический принцип.

В соответствии с этим под геохимическим типом магматических пород, в том числе и гранитоидов, мы понимаем группу пород, отличающихся общностью способа образования и геологического положения, что может проявляться в близости химического и минерального состава и формировании сходных рудно-магматических комплексов в разные периоды геологической истории.

В пределах генетической группы гранитоидов, берущих свое начало от базальтоидных магм, выделяются четыре геохимических типа гранитоидов: плагиограниты толеитового ряда, плагиограниты известково-щелочного ряда, граниты монцонитового (латитового) ряда и агпайтовые редкометалльные гранитоиды.

В соответствии с существующими представлениями и в известной мере схематизируя накопленный в науке материал о магматических породах основного состава, в настоящее время можно говорить о трех важнейших для гранитообразования типах базальтоидных магм — толеитах, андезитах и латитах. Все остальные разновидности базальтоидных магм, включая и щелочные оливиновые базальты, занимают подчиненное положение и поэтому здесь рассматриваться не будут. В связи с базальтоидными магмами толеитового состава в качестве кислых производных возникающих генетических серий образуются плагиограниты толеитового ряда. Гранитоидные магмы, образующиеся как конечный кислый член генетического ряда магм,

возникшего из андезитовых расплавов, объединяются в группу гранитоидов андезитового ряда. Наконец, магмы гранитоидного состава, образовавшиеся в связи с латитовыми щелочными базальтоидными магмами, дают начало гранитоидам латитового ряда.

Кислыми производными щелочных оливиновых базальтоидов, по-видимому, являются и агпайтовые редкометальные гранитоиды. Они образуют группу гранитоидов, которые обладают весьма специфическим составом, отличающим их от всех других гранитоидов, имеющих в качестве исходных магм мантийные базальтоидные выплавки.

Разнообразие гранитоидов, являющихся кислыми производными базальтоидных магм, стало выявляться только в последние годы. При этом было установлено, что некоторые из этих «мантийных» гранитоидов обладают высокой потенциальной рудоносностью [166]. Одновременно в связи с развитием представлений о тектонике плит и механизмах их взаимодействий были высказаны предположения о различных уровнях генерации базальтоидных магм разного состава. В соответствии с этими представлениями толеитовые магмы генерируются в верхних частях астеносферы, в наибольшей близости к глубоководным желобам и срединно-океаническим хребтам и являются одним из главных компонентов офиолитовых серий.

Известково-щелочные базальтоиды (андезитовые серии) генерируются на глубинах 50—150 км, в средних частях зон Бень-оффа, и поэтому появляются на земной поверхности в некотором удалении от глубоководных желобов (в сторону континента). В нижних частях зон Бень-оффа, на глубинах 250—300 км [209], генерируются щелочные базальтоиды, в том числе и наиболее интересные в металлогеническом отношении высококалиевые щелочные базальтоиды (латиты). Они удалены от глубоководных желобов в сторону континента на наибольшие расстояния. Кроме того, эти щелочные базальтоиды широко распространены во внутриконтинентальных подвижных зонах и внедрялись на разных уровнях земной коры в периоды вторичной тектоно-магматической активизации этих зон.

Если плагиограниты толеитового и гранитоиды андезитового ряда рассматриваются как кислые производные соответствующих толеитовых и известково-щелочных (андезитовых) базальтоидных магм, то с щелочными базальтоидными магмами связываются два геохимических типа гранитов: граниты латитового ряда и агпайтовые редкометальные гранитоиды.

В сравнении с ранними публикациями [156] в названия предлагаемых геохимических типов внесены некоторые изменения. Принимая во внимание значимость исходных базальтоидных магм, в названиях геохимических типов гранитоидов мы сочли необходимым отразить состав родоначальных магм. Поэтому вместо неудачного первоначального названия плагиограниты

известково-щелочного ряда предложено новое — гранитоиды андезитового ряда. Это новое название подразумевает, что среди кислых производных андезитовых магм могут быть не только плагиограниты, но и другие разновидности этого обширного класса магматических пород.

Взамен предложенного ранее названия геохимический тип гранитоидов монцонитового ряда предлагается новое — гранитоиды латитового ряда. Этим подчеркивается связь образующихся гранитоидов с латитовыми магмами. Монцонитовость же пород, выражающаяся минералогически в сосуществовании ортоклаза с основным плагиоклазом и пироксенов с биотитом, является признаком, который может характеризовать не только гранитоиды, образовавшиеся за счет латитовых магм.

Гранитоиды, возникшие в результате палингенного плавления корового вещества и последующей кристаллизационной дифференциации магм, также подразделены на четыре геохимических типа. Среди этой группы различаются палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда, плюмазитовые редкометалльные лейкограниты, палингенные гранитоиды щелочного ряда и редкометалльные гранитоиды щелочного ряда. Систематизация палингенных гранитоидов также основывается на генетических принципах, хотя в случае этих образований они, естественно, имеют несколько иной смысл.

Выделение четырех геохимических типов палингенных гранитоидов основывается на двух генетических принципах. Первый из них, определяющий подразделение палингенных гранитоидов на известково-щелочную и щелочную серии, основывается на очевидных различиях в степени метаморфизма корового субстрата, являвшегося исходным материалом для палингенных магм. Для магм палингенных известково-щелочных гранитоидов исходным материалом служат относительно слабо метаморфизованные толщи осадочных пород, в то время как гранитоиды щелочной серии образовывались за счет значительно более метаморфизованного субстрата.

При кристаллизации этих исходных палингенных магм возникают гранитоиды двух геохимических типов: палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда (в областях с низкой степенью метаморфизма корового субстрата) и палингенные гранитоиды щелочного ряда (в областях с высокой степенью метаморфизма корового материала).

Второй принцип состоит в том, что исходные палингенные магмы, образовавшиеся на абиссальных глубинах, должны рассматриваться как первые члены генетически связанных серий.

В процессе длительной (30—40 млн. лет) дифференциации крупных магматических масс на абиссальных глубинах образующиеся конечные члены генетических серий приобретают состав и свойства, резко отличающие их от исходных магм. Внедряясь в верхние структурные ярусы земной коры в виде гипабиссаль-

ных интрузий, они приобретают значение самостоятельных геохимических типов. В результате такой глубокой дифференциации палингенных магм известково-щелочного ряда возникают гранитоиды, объединяемые в геохимический тип плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, а конечным членом палингенных серий щелочного ряда являются гранитоиды, выделяемые в геохимический тип редкометальных гранитов щелочного ряда.

Правомерность применения этих генетических принципов для выделения четырех геохимических типов палингенных гранитоидов подтверждается данными сравнительного изучения мезозойского гранитного магматизма в Восточном Забайкалье [164].

Как известно, Восточное Забайкалье является типичным примером областей вторичной тектоно-магматической активизации с широко развитым мезозойским внегеосинклинальным магматизмом. Значительным распространением здесь пользуются юрские гипабиссальные интрузии гранитоидов, с которыми генетически связаны главные рудные месторождения района.

Проведенные нами в последние годы геохимические исследования, охватившие около десяти магматических комплексов и десятки интрузивов, позволили определить геохимические различия гранитоидов, сформировавшихся при вторичной активизации областей древней (байкальской и каледонской) и молодой (герцинской и киммерийской) складчатости. Эти области отделяются друг от друга зоной известного Монголо-Охотского разлома и характеризуются весьма широким, но не одновременным развитием юрского магматизма.

В области древней складчатости, располагающейся к северо-западу от зоны Монголо-Охотского разлома, внедрение гипабиссальных интрузий происходило в нижне-среднеюрское время. В области молодой складчатости, расположенной к юго-востоку от этого разлома, формирование внегеосинклинальных гранитоидов происходило несколько позднее — в средне-верхнеюрское время.

В обеих областях внедрению гипабиссальных интрузий гранитоидов предшествовало формирование интрузий высококальциевых щелочных базальтоидов (латитов), отличающихся необычайно высокими для основных магм содержаниями калия, фтора и ряда редких элементов, свойственных гранитным магмам (литий, рубидий, стронций, барий и др.).

Вслед за формированием комплексов высококальциевых щелочных базальтоидов в каждой из рассматриваемых областей происходило последовательное внедрение гранитоидов. Эти гипабиссальные интрузии гранитоидов, формировавшиеся в областях сводовых поднятий, разделяются на серии последовательно внедрившихся комплексов.

В области байкальской и каледонской складчатости, расположенной к северо-западу от зоны Монголо-Охотского глубинного разлома, образование массивов юрских гранитоидов началось с

внедрения интрузий амфибол-биотитовых гранодиоритов амананского комплекса, а также биотитовых и лейкократовых гранитов второй его фазы. Интрузии этого комплекса обычно имеют значительные размеры (до 200 км<sup>2</sup>) и распространены в области древней складчатости шире, чем все другие юрские гранитоиды.

Внедрившиеся следом сиениты, граносиениты и лейкократовые граниты куналейского комплекса образуют трещинные тела и штоки, площадь которых не превышает 60 км<sup>2</sup>. Юрский гранитный магматизм этой области завершается внедрением средних по размеру (около 100 км<sup>2</sup>) интрузий лейкократовых и аляскиновых гранитов гуджирского комплекса.

В области герцинской и киммерийской складчатости, располагающейся к юго-востоку от зоны Монголо-Охотского разлома, юрский гранитный магматизм начинается с внедрения небольших по размеру (30—40 км<sup>2</sup>) интрузий диоритов, адамеллитов и гранодиоритов шахтаминского комплекса. Следующие за ними крупные интрузии (до 250 км<sup>2</sup>) порфиоровидных и гигантопорфиоровидных гранодиоритов и биотитовых гранитов амуджиканосредненского комплекса концентрируются преимущественно в Пришилкинской структурной зоне, ограниченной с северо-запада Монголо-Охотским разломом. Завершается гранитный магматизм в верхнеюрское время формированием средних и мелких штоков лейкократовых и биотитовых гранитов кукульбейско-харалгинского комплекса.

Пример области герцинско-киммерийской складчатости показывает, что внедрение внегеосинклинальных гипабиссальных гранитоидных интрузий происходит в течение значительного периода времени, достигающего 30 млн. лет.

Область байкало-каледонской складчатости характеризуется значительным метаморфизмом слагающих ее пород, среди которых преимущественным распространением пользуются нижнепалеозойские гнейсовидные гранитоиды и протерозойские кристаллические сланцы и мигматиты.

Зона герцинско-киммерийской складчатости сложена обширными полями пермо-триасовых посторогенных гранитоидов, образующих здесь крупные мезоабиссальные батолиты, а также толщами слабо метаморфизованных палеозойских глинистых сланцев, песчаников, известняков и доломитов. На значительных площадях породы палеозоя перекрыты мезозойскими эффузивноосадочными образованиями.

В соответствии с существующими в настоящее время представлениями гипабиссальные интрузии юрских гранитоидов этих двух различных по строению областей Восточного Забайкалья следует рассматривать как порции магм, последовательно отторгнутые от материнских глубинных очагов палингенных гранитоидных магм. Состав этих порций гранитных магм менялся во времени по мере дифференциации каждого из двух глубинных очагов.

В этом случае для области молодой складчатости гранитоиды шахтаминского комплекса могут рассматриваться как гибридная фракция, амуджикано-сретенские гранитоиды — как породы главной фазы, а граниты кукульбейско-харалгинского комплекса — как поздний кислый дифференциат глубинного очага.

Для области древней складчатости амананские гранитоиды рассматриваются как представители главной интрузивной фазы абиссального очага, куналейские щелочные гранитоиды — как промежуточная субфаза и лейкократовые граниты гуджирского комплекса — как конечный дифференциат глубинного очага.

Значительная линейная протяженность глубинных тектонических зон и широкая пространственная распространенность однотипных интрузий каждого комплекса, а также существенные отличия пород поздних комплексов от более ранних, представляющих главную фазу глубинного очага, дают основание считать, что приуроченные к тектонически ослабленным зонам глубинные материнские магматические очаги гипабиссальных гранитных интрузий имели значительные объемы, соответствующие размерам крупных абиссальных гранитных батолитов, и в процессе своего развития претерпели достаточно глубокую дифференциацию в течение длительного времени.

Таким образом, сближенные в геологическом времени комплексы гипабиссальных интрузий рассматриваются как последовательно внедрившиеся в верхний структурный этаж порции гранитной магмы, являющиеся продуктами дифференциации глубинных магматических очагов гранитной палингенной магмы, возникших на абиссальных уровнях при положительных движениях в зонах вторичной тектоно-магматической активизации.

Теплоносителями в этих процессах, развивавшихся на глубинах 15—20 км, могли быть не только высокотемпературные интрателлурические растворы (эманации), но и значительные по объему массы высоконагретых щелочных базальтоидов, небольшие порции магмы которых поднимались до самых верхних горизонтов, образуя комплексы щелочных габброидов — предшественников гранитного магматизма. Мезозойские гипабиссальные гранитоидные комплексы зон байкальско-каледонской и герцинско-киммерийской складчатости представляют две отчетливо выраженные генетические серии.

По петрографическим и петрохимическим наблюдениям серия гранитоидных комплексов области байкалид-каледонид отличается от серии области более молодой складчатости субщелочным составом слагающих ее пород.

Как видно на рис. 12, гранитоиды области, отличающейся большей степенью метаморфизма пород палингенного субстрата (область более древней складчатости), характеризуются более высокой щелочностью разностей, сходных по кремнекислотности. Различия эти настолько значительны, что поля гранитоидов двух описанных областей почти не перекрываются.

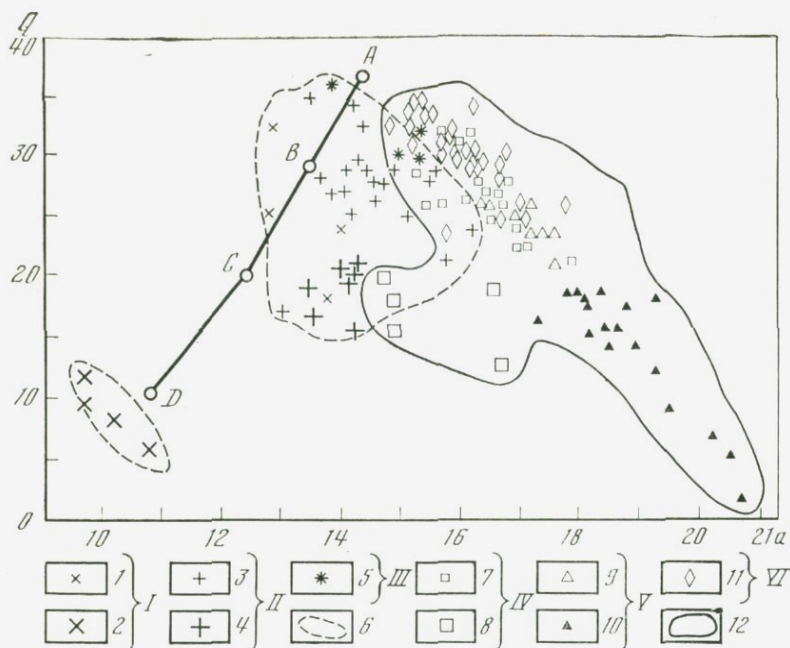


Рис. 12. Соотношение щелочности и кислотности в мезозойских гранитоидах Забайкалья

ABCD — средние составы пород по Р. Дели:

A — аплит; B — гранит; C — гранодиорит; D — диорит; I, II, III — серия гранитоидных комплексов области герцинид; IV, V, VI — серия гранитоидных комплексов области каледонид;

1, 2 — шахтаминский комплекс;

3, 4 — амуджикано-сретенский;

5 — кукульбейско-харалгинский;

6 — граница поля точек составов гранитоидов серии герцинид;

7, 8 — амананский комплекс;

9, 10 — куналейский;

11 — гуджирский;

12 — граница поля точек составов гранитоидов серии каледонид

Повышенная щелочность гранитоидов области байкальско-каледонской складчатости отмечается и в минеральных парагенезисах, появлением среди темноцветных — минералов, не содержащих гидроксильных групп (эгирины). Изучение редкоэлементного состава гранитоидов, образовавшихся за счет субстратов с разной степенью метаморфизма, показало значительные геохимические различия между гранитоидами этих двух областей прежде всего в уровнях содержания летучих. Например, содержание фтора в гранитоидах кукульбейско-харалгинского комплекса оказалось в 3 раза выше, чем в гранитоидах гуджирского комплекса.

Таким образом, принцип подразделения палингенных гранитоидов в зависимости от степени метаморфизованности субстрата, следовательно, учитывающий степень дегидратации и декар-

бонатизации пород, подвергающихся палингенному плавлению во многом определяет особенности состава и условий возникновения палингенных магм.

Пониженные содержания воды и фтора в более метаморфизованном субстрате неизбежно приводят к повышению температуры солидуса образующихся палингенных магм, формирование которых должно происходить на больших глубинах и с большей долей участия базальтоидной магмы.

В таких относительно высокотемпературных расплавах, характеризующихся высокой активностью щелочей, возрастает по сравнению с нормальными гранитоидами растворимость хлора. Поэтому процессы эманационной дифференциации магм будут угнетены и появятся только на заключительном этапе развития такой магматической системы.

В случае палингенных расплавов, возникших в результате переплавления субстрата, в большей мере насыщенного летучими (водой, фтором и т. д.), образование магм будет происходить при меньших температурах, распространится до более высоких горизонтов и потребует меньших количеств базальтоидного материала. Меньшая активность щелочей и большая водонасыщенность будут способствовать образованию самостоятельной паро-газовой фазы на более ранних этапах дифференциации.

Выделение таких геохимических типов гранитоидов, как плюмазитовые редкометалльные лейкограниты и редкометалльные граниты щелочного ряда, определяется своеобразием разноэлементного состава этих поздних дифференциатов абиссальных очагов палингенных магм и их исключительным металлогеническим значением. Особенно это относится к плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам, которые одни исследователи называют оловоносными, а другие — редкометалльными.

Ультраметаморфические гранитоиды, выделяемые в самостоятельный геохимический тип, следует рассматривать как малоперемещенную селективную выплавку из глубокометаморфизованного сиалического материала в глубинных зонах континентальной коры. На геохимическую специфику этих гранитоидов, называемых как автохтонными [115], так и парагранитами [142], внимание обратили уже давно. Граниты этого геохимического типа развиты преимущественно в докембрийских образованиях. Их геохимические особенности изучены недостаточно. Можно предполагать, что среди большого разнообразия гранитоидов этого типа в дальнейшем будут выделены более узкие группы, отличающиеся друг от друга не только геохимическими и минерало-петрографическими признаками, но и генетически.

Рамки настоящей работы, к сожалению, не дают возможности дать всестороннюю геологическую, петрографическую, минералогическую и петрохимическую характеристику гранитоидов выделяемых геохимических типов и определяют необходимость

сосредоточения внимания на их геохимической характеристике. Более полное описание геохимических типов будет дано в специальной работе.

## ПЛАГИОГРАНИТЫ ТОЛЕИТОВОГО РЯДА

Гранитоиды, которые могут рассматриваться как кислые производные толеитовых магм, описаны совсем недавно.

Впервые они были выделены Д. Б. Гиллом [218] при изучении серии толеитовых базальтов Вити-Леву и ассоциирующих с ними ультраосновных пород на островах Фиджи. Среди пород этой серии им были встречены сильно кислые тоналиты ( $\text{SiO}_2$ —75,32%), состоящие в основном из кислого плагиоклаза и кварца с чрезвычайно низкими содержаниями калия, рубидия и фтора.

Большое научное и практическое значение проблемы формирования гранитоидов в связи с базальтоидными расплавами мантийного происхождения определило необходимость проведения специальных исследований в этом направлении в нашем Институте. Для изучения связи гранитоидов с толеитовыми и известково-щелочными базальтоидными магмами сотрудниками нашего института были проведены специальные геохимические исследования в Западном Саяне и Туве [133, 134]. В Западном Саяне были изучены плагиограниты маинского комплекса, которые по геохимической характеристике оказались аналогами кислых тоналитов Фиджи. Тела плагиогранитов такого же геохимического облика были установлены в составе офиолитового комплекса в массиве Троодос на Кипре [207], а также среди пород офиолитовых комплексов хр. Хан-Тайшир в МНР.

По-видимому, плагиограниты, развитые в офиолитовых комплексах и генетически связанные с примитивными толеитовыми базальтоидами, распространены значительно шире и геохимическое изучение плагиогранитных интрузий в других районах безусловно поможет выявить среди них плагиограниты толеитового ряда.

Как указывает Ю. А. Кузнецов [83], Маинская плагиогранитная интрузия, вероятно, может служить прототипом для плагиогранитных формаций. При первом выделении геохимических типов гранитоидов [165] именно плагиограниты маинского комплекса явились эталоном для первого геохимического типа гранитоидов — плагиогранитов толеитового ряда.

Первое достаточно полное геолого-петрографическое описание пород этого комплекса было дано В. Н. Смышляевым [145]. По его данным, маинский комплекс представлен более чем 20 плутонами различных размеров, образующих цепочку интрузий вдоль северного подножия Западного Саяна. Самой крупной интрузией маинского комплекса является Енисейский плугон, обнажающийся в виде линейно-вытянутого тела площадью около

550 км<sup>2</sup>. Интрузии маинского комплекса в основном состоят из плагиогранитов (вторая главная интрузивная фаза). Первая интрузивная фаза представлена различными габброидами, а последующие фазы — биотитовыми плагиогранитами, гранофировыми плагиогранитами, адамеллитами и, наконец, микрогранитами и пегматитами.

Породы второй главной фазы в основном представлены кислыми плагиогранитами, хотя среди них встречаются кварцевые альбититы, плагиогранит-порфиры и кварцевые альбит-порфиры. Все эти породы связаны между собой постепенными переходами и различаются соотношениями породообразующих минералов либо структурными особенностями.

Как указывает Ю. А. Кузнецов [83], маинские плагиограниты в большинстве случаев являются лейкократовыми породами, состоящими из кварца, кислого плагиоклаза (альбита или олигоклаза) и небольшого количества темноцветных (2—7%), представленных роговой обманкой и биотитом. Отличительной особенностью плагиогранитов является обилие в них кварца. Среднее его содержание в породах составляет 40%, а иногда достигает 65%. Калиевый полевой шпат практически отсутствует.

Петрохимически плагиограниты маинского комплекса отличаются очень высоким содержанием кремнезема и низкой щелочностью при весьма малых количествах калия (0,5%).

Породы маинского комплекса приурочены к раннекаледонской (салаирской) эвгеосинклинальной зоне Западного Саяна и пространственно почти нигде не выходят за пределы линейного трога, где в раннем кембрии накапливались толщи нижнемонской свиты, сложенные типичной офиолитовой ассоциацией пород — спилитами, диабазами и кератофирами. В районе развития пород маинского комплекса, в зонах глубинных разломов, обнажаются штоки альпинотипных перидотитов, в различной степени серпентинизированных.

Плагиограниты массива Троодос (Кипр) петрохимически и геохимически сходны с плагиогранитами маинского комплекса и кислыми тоналитами Фиджи. При первоначальном геологическом описании этого массива [107] среди пород плутонического комплекса выделялись гарцбургиты, дуниты, оливиновые пироксениты, габбро, уралитизированные габбро и альбитизированные кварцевые диориты. Среди последних были выделены гранофировый роговообманковый и эпидотовый трондвелит, кварцевый порфир и тоналит. В дальнейшем к этой группе лейкократовых пород, содержащих до 76% SiO<sub>2</sub> и отличающихся весьма низкими содержаниями калия (около 0,3%), добавились плагиограниты [207].

Породы, по петрохимическим признакам и минеральному составу объединяемые понятием кварцевые диориты, также должны быть отнесены к плагиогранитам. В отличие от маинского комплекса эти лейкократовые породы слагают изолированные

блоки и расслоенные или монокристаллические интрузивные тела в диабазовой толще. Кроме того, они встречаются в виде сегрегаций в габбро.

Породы содержат около 40% кварца и 45—55% зонального плагиоклаза с андезиновым ядром и альбитовой каймой. Темноцветные минералы в значительной степени хлоритизированы.

Таблица 46

Распространенность редких элементов в плагиогранитах толентового ряда

| Элемент    | Маинский комплекс, Западный Саян [133] | Массив Троодос, Кипр, [207] | Серия Вити-Леву, Фиджи [218] | Среднее для геохимического типа плагиогранитов толентового ряда |
|------------|--|-----------------------------|------------------------------|---|
| Калий      | 0,4                                    | 0,3                         | 0,21                         | 0,3   |
| Натрий     | 2,84                                   | 2,23                        | 4,17                         | 3,08  |
| Фтор       | 0,015                                  | —                           | —                            | 0,015   |
| Литий      | 4,7                                    | —                           | —                            | 4,7   |
| Рубидий    | 3,7                                    | 2,3                         | 1,9                          | 2,6   |
| Бериллий   | 0,5                                    | —                           | —                            | 0,5   |
| Стронций   | 169                                    | 126                         | 123                          | 139   |
| Барий      | 119                                    | 9,8?                        | 42                           | 57  |
| Олово      | 3,3                                    | —                           | 2,1                          | 2,7   |
| Цинк       | 75                                     | —                           | —                            | 75  |
| Свинец     | 5,3                                    | —                           | 0,3                          | 2,8   |
| Цирконий   | 76                                     | 70                          | 122                          | 89  |
| Гафний     | 2,2                                    | —                           | 3,8                          | 3,0   |
| Ниобий     | 2,4                                    | —                           | —                            | 2,4   |
| Тантал     | 0,4                                    | —                           | —                            | 0,4   |
| Никель     | 8,5                                    | ~10                         | 3                            | 7,2   |
| Кобальт    | 11,9                                   | 7                           | 4                            | 7,6   |
| Ванадий    | 128                                    | 30                          | 26                           | 61  |
| Медь       | не опр.                                | 1,5                         | —                            | 1,5   |
| Галлий     | »                                      | 17                          | —                            | 17  |
| Скандий    | »                                      | 16                          | —                            | 16  |
| Rb/(Ni+Co) | 0,18                                   | 0,14                        | 0,27                         | 0,18  |
| K/Rb       | 1080                                   | 1300                        | 1105                         | 1154  |
| Va/Rb      | 32                                     | 4                           | 22                           | 22  |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в γ/г.

Распространение этих лейкократовых пород в плутоническом комплексе весьма невелико: на мелкомасштабных картах блоки и интрузивные тела плагиогранитов даже не выделяют. Таким образом, по сравнению с массами основных и ультраосновных пород плагиограниты здесь распространены чрезвычайно мало. По существующим представлениям альпийский массив Троодос, в котором представлены все компоненты офиолитовых комплек-

сов (подушечные лавы, расслоенный дайковый диабазовый комплекс и плутонический комплекс), представляется как выдвинутый вверх участок океанической коры и мантии. Образование расслоенного комплекса даек диабазов связывается с раздвижением морского дна.

В офиолитовом комплексе хребта Хан-Тайшир тела лейкократовых плагиогранитов также имеют подчиненное положение в сравнении с основными и ультраосновными породами. То же можно сказать и о кислых тоналитах из серии Вити-Леву с островов Фиджи. В табл. 46 приведена геохимическая характеристика плагиогранитов толеитового ряда. При составлении табл. 46 в случае маинского комплекса использованы данные по редкоэлементному составу чистых плагиогранитов, их гибридных разностей, а также кератофиров и кварцевых кератофиров, являющихся эффузивными аналогами плагиогранитов.

Как видно из приведенных данных, плагиограниты толеитового ряда при невысоком уровне щелочности отличаются чрезвычайно низкой концентрацией калия (0,3%). Судя по содержанию фтора, плагиограниты характеризуются весьма низким содержанием летучих. Весьма бедны они литофильными элементами (рубидий, литий, бериллий, ниобий, тантал, свинец), а также элементами семейства железа (медь, никель, кобальт). Концентрации редких щелочноземельных элементов (стронция и бария) велики, однако неясна причина значительного разброса содержаний бария (9,8—119  $\gamma/\text{г}$ ). Данные по изотопному составу стронция показывают его мантийное происхождение. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в плагиогранитах и сосуществующих габброидах отличается мало.

Приуроченность плагиогранитов толеитового ряда к офиолитовым комплексам и их пространственная сопряженность с основными и ультраосновными породами позволяют сделать вывод о том, что эти граниты не могут быть отнесены к палингенным и должны рассматриваться в качестве кислой производной примитивных толеитовых базальтов. Однако в отношении механизма образования плагиогранитов толеитового ряда какие-либо определенные выводы сделать пока трудно.

Э. И. Пополитов [133], принимая во внимание значительное преобладание плагиогранитов среди пород маинского комплекса, а также значительное накопление рубидия и калия в кислых дифференциатах (гранофирах) Скергаардской интрузии, отвергает возможность образования значительных масс плагиогранитов маинского комплекса путем кристаллизационной дифференциации основной магмы.

Однако в других офиолитовых комплексах (Троодос, Вити-Леву, Хан-Тайшир) плагиограниты занимают подчиненное положение и развиты значительно меньше, чем основные или ультраосновные породы. Принимая во внимание это обстоятельство, полностью отрицать возможность образования плагиогранитов

в результате дифференциации толеитовой магмы, по-видимому, нельзя.

Не отвергая возможной роли в образовании плагногранитов, избыточных при эклогитизации базальтов кремния, натрия и воды [133], следует иметь в виду и другие возможные механизмы образования кислых расплавов из базальтоидов. Возможность селективного выплавления кислой плагногранитной жидкости на начальных этапах плавления базальтов при высоком парциальном давлении воды была экспериментально показана Х. С. Иодером и К. Е. Тилли [253].

В настоящее время представляется не менее важным накопление геохимических данных, характеризующих эту группу своеобразных «мантйных» гранитоидов, выявление их потенциальной рудоносности и новых районов распространения. С этой точки зрения представляют интерес верхнедевонские плагнограниты Мугуджар [96], офиолитовые комплексы Аджаро-Триалетского палеорифта [92] и т. д.

#### ГРАНИТОИДЫ АНДЕЗИТОВОГО РЯДА

Геохимический тип гранитоидов андезитового ряда охватывает большую группу пород, которые являются кислыми членами генетических серий пород, берущих свое начало от магм андезито-базальтовой формации. Многие исследователи включают их в габбро-плагногранитные и габбро-диорит-гранодиоритовые формации [83]. Существуют и другие системы подразделения. Например, на Урале выделяют два формационных типа гранитоидов: габбро-гранитный и тоналит-гранодиоритовый [177]. При всем многообразии генетических серий известково-щелочного ряда эти типы можно объединить в один обобщенный формационный ряд габбро—диорит—гранит, который по петрохимическому облику стоит ближе всего к эффузивным формациям, объединенным Ю. А. Кузнецовым в базальт-андезит-липаритовую группу.

Гранитоиды этого геохимического типа были отнесены В. В. Ляховичем и Л. Н. Овчинниковым [94] к габбровой формации. Наиболее типичным районом развития гранитоидов этого геохимического типа является Урал. Другим, не менее известным, районом является меридиональный пояс «великих американских батолитов» в северо-западной части Северной Америки. Наиболее крупные из них (Боулдер, Айдахо, Сьерра-Невада, Южнокалифорнийский) имеют площадь до 50 тыс. км<sup>2</sup>. Один из этих батолитов (Южнокалифорнийский) в свое время был геохимически изучен С. Р. Ноккольдсом и Р. Алленом [112].

Гранитоидные комплексы этого типа известны в Туве (тануольский комплекс), на Горном Алтае (таджилинский комплекс), на Кольском полуострове и в других районах.

Следует заметить, что до сих пор в понятие «гранитоиды габбровой формации» включались граниты трех геохимических типов: плагиограниты толеитового ряда, гранитоиды андезитового ряда и гранитоиды латитового ряда. Если плагиограниты толеитового ряда имеют достаточно четкую геологическую приуроченность к офиолитовым комплексам, то гранитоиды андезитового ряда, являющиеся производными андезито-базальтовых магм, и граниты латитового ряда, рассматривающиеся как производные латитовых магм, часто сосуществуют рядом, в пределах одних геологических структур.

В частности, близкое нахождение гранитоидов андезитового ряда и гранитов латитового ряда следует ожидать для батолита Сьерра-Невада, в районе которого среди эффузивов наряду с нормальными андезитовыми сериями отмечены латиты [112]. В размещении базальтоидных серий и их гранитных производных наблюдается определенная зональность в отношении локальных зон Беньоффа, в зонах перехода от континента к океану. Ближе к глубоководному шву расположены серии толеитовых базальтов и их плагиогранитных производных. Далее в сторону континента, размещаются андезитовые серии и их гранитные производные. И, наконец, в наибольшем удалении от берега (зоны перехода) распространены латитовые (шошонитовые) серии базальтоидов и их гранитные производные. Поэтому для пояса американских батолитов вполне понятна зональность, описанная в свое время Муром [235], в пределах которой в прибрежной полосе Кордильер преобладают кварцевые диориты (андезитовые серии), а восточнее, в глубь материка, усиливается роль гранодиоритов и кварцевых монцонитов.

Как уже указывалось выше, на Урале гранитоидные породы, являющиеся производными известково-щелочных базальтоидных магм, подразделяются на два формационных типа: габбро-гранитный и тоналит-гранодиоритовый. Гранитоиды габбро-гранитного формационного типа приурочены в основном к Тагило-Магнитогорской вулканогенной зоне и представлены главным образом плагиогранитами и граносиенитами. Типичными представителями габбро-гранитного формационного ряда являются породы магнитогорского комплекса, массивы которого приурочены к приосевой части восточного крыла Магнитогорского прогиба и залегают среди комагматичных им андезито-базальтовых эффузивов. Массивы представлены небольшими (площадью до 150 км<sup>2</sup>) телами штокообразной и пластообразной формы.

В наиболее изученном Магнитогорском массиве кислые дифференциаты — граниты и граносиениты слагают апикальную часть массива и прослежены буровыми скважинами до глубины 120—150 м, а ниже, через зону брекчированных габброидов, переходят в неизмененные габбро и габбро-диабазы. По оценке Г. Б. Ферштадтера, граниты и граносиениты Магнитогорского плутона составляют не более 10% объема интрузии. Он сопостав-

ляет гранитоиды Магнитогорского массива с гранофирами расчлененных интрузий типа Скергаард или Стилутотер, несмотря на различия в составе исходных магм. В других массивах габбро-гранитного формационного типа кислые производные (плагιοграниты, граносиениты) также занимают арикальную часть. Среднее содержание кремнезема в гранитоидах магнитогорского комплекса достигает почти 72%, а сумма щелочей превышает 8% при преобладании натрия над калием. Кроме того, гранитоиды отличаются несколько повышенными содержаниями титана (0,35%) и железа при пониженных содержаниях алюминия, кальция и магния.

Массивы тоналит-гранодиоритового состава, являющиеся производными базальтоидной магмы, образуют субмеридиональные пояса, приуроченные к краевым частям поднятий и прогибов, где развиты вулканогенные породы базальт-андезит-дацитового состава. Большая часть массивов этого формационного ряда представлена трещинными интрузиями и сложена преимущественно гранодиоритами и тоналитами. Ранняя фаза обычно представлена габброидами, а фаза дополнительных интрузий — адмеллитами, плагιοгранитами и реже гранитами. Жильные породы представлены биотит-роговообманковыми диорит-порфиридами, кварцевыми гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, биотитовыми гранитами, аплитовидными гранитами и аплитами.

Составы тоналитов и гранодиоритов этого формационного ряда существенно отличаются от состава гранитов и граносиенитов габбро-гранитного формационного ряда. При естественном понижении кремнекислотности (тоналиты — 58—63%, гранодиориты — 64—69%) для пород рассматриваемого ряда характерны значительное увеличение известковистости (кальция до 6,63%), значительное содержание щелочей с резким преобладанием натрия. В большинстве случаев массивы тоналитов и гранодиоритов занимают гипабиссальное положение и имеют сравнительно небольшие размеры. Однако иногда они представлены и крупными телами (Челябинский и Суундукский батолиты), вероятно, сформировавшимися в мезоабиссальном положении.

Несмотря на существенные различия в минеральном и химическом составе гранитоидов габбро-гранитного и тоналит-гранодиоритового формационных рядов, их редкоэлементный состав [177] сходен (табл. 47). Как следует из приведенных данных, содержания таких гранитофильных элементов, как литий, рубидий, бериллий и ниобий, достаточно близки независимо от типов пород и весьма существенно отличаются от содержаний этих элементов в палингенных гранитоидах. Содержания свинца закономерно увеличиваются в кислых разностях пород и уменьшаются в более основных. Содержания ванадия повышены в тоналитах и гранодиоритах и существенно снижаются в кислых разностях гранитоидов. У других элементов семейства железа (никель, кобальт) это наблюдается в меньшей степени. В рассматриваемом

Таблица 47

Редкоэлементный состав (в  $\mu\text{г}$ ) гранитоидов габбровых формаций Урала

| Элемент  | Габбро-гранитный ряд  |                        | Тоналит-гранодиоритовый ряд |                       | Среднее для всех гранитоидов |
|----------|-----------------------|------------------------|-----------------------------|-----------------------|------------------------------|
|          | граниты, граносиениты | гранодиориты, тоналиты | плагιοграниты               | гранодиориты тоналита |                              |
| Литий    | $5,0 \pm 2,0$         | $< 5$                  | $14 \pm 4$                  | $6,0 \pm 1$           | 7,5                          |
| Рубидий  | $75 \pm 19$           | $70 \pm 28$            | $74 \pm 14$                 | $118 \pm 31$          | 85                           |
| Бериллий | $3,0 \pm 0,6$         | $2,3 \pm 1,2$          | $2,9 \pm 0,6$               | $4,6 \pm 0,7$         | 3,2                          |
| Стронций | $99 \pm 24$           | $100 \pm 22$           | $147 \pm 51$                | $220 \pm 39$          | 140                          |
| Олово    | $2,6 \pm 0,6$         | $1,7 \pm 0,5$          | $0,6 \pm 0,2$               | $1,4 \pm 0,6$         | 1,5                          |
| Свинец   | $14 \pm 3$            | $9 \pm 3$              | $24 \pm 7$                  | $8 \pm 1$             | 14                           |
| Молибден | $2,9 \pm 0,5$         | $1,6 \pm 0,5$          | $0,3 \pm 0,1$               | $1,3 \pm 0,2$         | 1,5                          |
| Германий | $1,2 \pm 0,2$         | $0,8 \pm 0,16$         | $0,4 \pm 0,1$               | $0,6 \pm 0,1$         | 0,7                          |
| Ниобий   | $15 \pm 4$            | $14 \pm 2$             | —                           | $17 \pm 2$            | 15                           |
| Ванадий  | $28 \pm 6$            | $145 \pm 26$           | $36 \pm 4$                  | $140 \pm 21$          | 85                           |
| Никель   | $11,0 \pm 5,0$        | —                      | $7,0 \pm 2,0$               | $16,0 \pm 3,0$        | 11                           |
| Кобальт  | $14,0 \pm 2,0$        | —                      | $8,0 \pm 1,0$               | $14 \pm 2$            | 12                           |

мых гранитоидах наибольшей вариацией содержаний отличается молибден.

К сожалению, геохимическое изучение гранитоидов Урала еще только начинается и представленные данные следует рассматривать как весьма предварительные.

Тануольский комплекс в Туве объединяет разнообразные по составу породы, среди которых наиболее распространены габброиды, диориты, тоналиты и гранодиориты. Несколько меньшим распространением пользуются плагιοграниты и биотитовые граниты. Внедрение интрузий тануольского комплекса происходило, по-видимому, в период инверсии Салаирской геосинклинали, когда обширные площади района испытывали воздымание. По существующим представлениям, на этом этапе геологического развития в Туве преобладали условия, близкие к режиму современных островных дуг, и образовавшиеся здесь гранитоиды генетически связаны с андезитовыми магмами.

Аналогичная картина наблюдается и в случае Южно-Калифорнийского батолита. В этом районе после внедрения габброидов образовались преобладающие по площади распространения тоналиты, адамеллиты и гранодиориты главной фазы, а затем небольшие штоки гранитов вплоть до их лейкократовых разностей. Все породы батолита отличаются повышенной известковистостью и невысоким содержанием калия в гранитоидах повышенной основности. Как и в случае других батолитов Кордильерского пояса, образование Южно-Калифорнийского батолита связывается с меловым андезитовым вулканизмом Западного побережья Северной Америки.

Массивы, относящиеся к таджилинскому габбро-диорит-гранодиоритовому комплексу на Горном Алтае [143], располагаются в зоне регионального Саврасинско-Курайского разлома и образуют небольшие гипабиссальные тела, вытянувшиеся цепочкой на расстояние свыше 100 км. Самый крупный Таджилинский массив имеет площадь всего около 5 км. Формирование пород комплекса происходит в два этапа. На раннем этапе сформировались габбро, габбро-диориты и меланократовые диориты (первая фаза), а на втором — кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. Породы второй фазы имеют очень небольшое распространение.

Редкоэлементный состав гранитоидов рассмотренных районов и среднее содержание редких элементов в породах данного геохимического типа значительно отличаются от плагиигранитов толleitового ряда (табл. 48). В первую очередь это касается калия и элементов, кристаллохимически связанных с ним (рубинидий, барий, свинец). Высокое среднее содержание рубидия определяется высокой концентрацией этого элемента в гранитоидах Южно-Калифорнийского батолита. Можно полагать, что в дальнейшем, с накоплением материала, эта цифра (100  $\gamma$ /г) несколько уменьшится.

По сравнению с андезитами гранитоиды андезитового ряда закономерно обогащаются теми элементами, которые должны накапливаться в результате процессов кристаллизационной дифференциации магм (K, Li, Rb, Ba, Sn, Pb) и несколько обедняются элементами группы железа (V, Ni, Co). Вследствие более интенсивного накопления рубидия, в гранитоидах андезитового ряда по сравнению с плагиигранитами толleitового ряда резко уменьшаются отношения K/Rb и Ba/Rb, а также резко возрастает отношение Rb/Ni+Co. Наконец, следует указать, что в гранитоидах андезитового ряда существенно возрастает концентрация фтора. Это можно рассматривать как показатель повышения роли летучих в этих кислых производных известково-щелочных базальтоидных магм. При этом нужно иметь в виду, что в гранитоидах андезитового ряда, так же как и в их материнских андезитовых магмах, роль фтора по сравнению с хлором значительно понижена. С этой точки зрения весьма показательны данные И. Н. Бушлякова и В. А. Валисова [24] о содержании фтора и хлора в биотитах гранитоидов Урала. Если учесть только те анализы, которые выполнялись на микроанализаторе УХА-5, и разделить гранитоиды на коровые и базальтоидные, то средние содержания (в %) фтора и хлора в биотитах из этих двух типов гранитоидов будут следующими

|                                | Fe   | Cl   | F/Cl |
|--------------------------------|------|------|------|
| Коровые гранитоиды . . . . .   | 0,83 | 0,03 | 27   |
| Базальтоидные гранитоиды . . . | 0,36 | 0,22 | 1,6  |

Таблица 48

## Редкоэлементный состав гранитоидов андезитового ряда

| Элемент  | Средний андезит<br>[169] | Гранитоиды андезитового<br>ряда Урала [177] | Тайнуольский ком-<br>плекс, Тува [134] | Таджилинский<br>комплекс, Горный<br>Алтай [143] | Южно-Калифор-<br>нийский батолит,<br>США [112] | Средний состав грани-<br>тоидов андезитового<br>ряда |
|----------|--------------------------|---|--|---|--|--|
| Калий    | 1,33                     | —   | 1,9                                    | —   | 2,2  | 2,0  |
| Фтор     | —                        | —   | 0,07                                   | —   | —  | 0,07   |
| Литий    | 10                       | 7,5   | 12                                     | —   | 37   | 18   |
| Рубидий  | 31                       | 85  | 53                                     | —   | 171  | 100  |
| Бериллий | —                        | 3,2   | 0,8                                    | 0,6   | —  | 1,5  |
| Стронций | 385                      | 140   | 390                                    | 300   | 212  | 260  |
| Барий    | 270                      | —   | 670                                    | 200   | 800  | 550  |
| Олово    | 0,8                      | 1,5   | 4,3                                    | 0,3   | —  | 2  |
| Свинец   | 6,7                      | 14  | 9,5                                    | 4   | 13   | 10   |
| Цинк     | —                        | —   | 60                                     | 26  | —  | 43   |
| Молибден | 1,1                      | 1,5   | —                                      | 0,5   | —  | 1  |
| Цирконий | 110                      | —   | 160                                    | 58  | 132  | 115  |
| Гафний   | 2,3                      | —   | 4                                      | —   | —  | 4  |
| Ниобий   | 4,3                      | 15  | 2,1                                    | —   | —  | 8  |
| Тантал   | —                        | —   | 0,4                                    | —   | —  | 0,4  |
| TR+Y     | 89                       | —   | 135                                    | —   | —  | 135  |
| Никель   | 18                       | 11  | 15                                     | 24  | 12   | 15   |
| Кобальт  | 24                       | 12  | 9                                      | 21  | 11   | 13   |
| Ванадий  | 175                      | 85  | 70                                     | 120   | 65   | 85   |
| Медь     | 54                       | —   | —                                      | 40  | —  | 40   |
| K/Rb     | 430                      | —   | 360                                    | —   | 130  | 200  |
| Va/Rb    | 8,7                      | —   | 13                                     | —   | 4,7  | 5,5  |
| Rb/Ni+Co | 0,75                     | 3,7   | 2,2                                    | —   | 7,4  | 3,6  |

Примечание. Калий, фтор — в %, остальные элементы — в  $\mu$ г.

В биотитах из гранитоидов андезитового ряда, распространенных на Урале, содержания фтора в два раза ниже, а хлора почти в семь раз выше, чем в биотитах из коровых гранитоидов, относящихся к другим геохимическим типам.

Весьма чувствительным индикатором для распознавания принадлежности гранитоидов к коровому (палингенному) или базальтоидному ряду является магнетит. Как показал В. А. Вахрушев [26], редкоэлементный состав аксессуарных магнетитов из гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области весьма четко выделяет среди них граниты, являющиеся производными базальтоидных магм (табл. 49).

Таблица 49

Средние содержания элементов-примесей (в  $\mu\text{г}$ ) в аксессуарном магнетите гранитоидов различных генетических типов

| Тип                        | Ti     | V    | Cr  | Mn   | Co | Ni  | Sn |
|----------------------------|--------|------|-----|------|----|-----|----|
| Батолитовый                | 3 776  | 728  | 476 | 2607 | 8  | 20  | 50 |
| Производные основной магмы | 13 924 | 1680 | 769 | 3713 | 32 | 130 | 20 |

Наибольшие отличия в содержаниях примесей в магнетитах отмечаются для кобальта и никеля — типичных элементов базальтоидных магм. В магнетитах из батолитовых (палингенных) гранитоидов их в 4—6 раз меньше, чем в магнетитах из гранитоидов — производных основной магмы.

Геологическое положение гранитоидов андезитового ряда, обычное их развитие в областях щелочноземельного базальтоидного магматизма и закономерное размещение андезито-дацитовых серий в зонах сочленения континентальных и океанических плит дает основание предполагать мантийную природу исходных магм для гранитоидов этого геохимического типа.

Имеющиеся примеры показывают, что гранитоиды андезитового ряда чаще образуют гипабиссальные и реже мезоабиссальные интрузивы. Несмотря на это, размеры интрузии могут достигать десятков тысяч квадратных километров, хотя обычные их размеры не превышают десятки и сотни квадратных километров. Интрузиям этого геохимического типа свойственна достаточно грубая кристаллизационная дифференциация, приводящая к образованию даже лейкократовых разностей гранитоидов. Однако главная их масса имеет повышенную основность, высокую известковистость и пониженную щелочность, особенно в отношении калия.

Развитие гипабиссальных и мезоабиссальных интрузий гранитоидов андезитового ряда может завершаться образованием

разнообразных рудных месторождений золото-шеелитового, золото-серебряного, полиметаллического, медно-молибденового и медно-колчеданного типа. Поэтому массивы гранитоидов андезитового типа должны рассматриваться как важные объекты для определения их потенциальной рудоносности и условий концентрирования рудного вещества на постмагматических этапах истории.

## ГРАНИТЫ ЛАТИТОВОГО РЯДА

Геохимический тип гранитов латитового ряда объединяет породы, являющиеся кислыми производными трахиандезитовой (латитовой) магмы. Эффузивные представители этого класса щелочных базальтоидов известны как высококалийевые трахиандезиты, латиты и шошониты. Петрографически гранитоиды латитового ряда и их базальтоидные предшественники объединяются в габбро-монцонит-сиенитовый формационный тип [83]. Как указывает Ю. А. Кузнецов, этот тип отличается весьма пестрым и неустойчивым составом. Он включает габбро с ортоклазом и биотитом, разнообразные монцонитовые породы, щелочные граниты и сиениты, а также породы с нормальной щелочностью (диориты, граносиениты, граниты и т. д.).

С точки зрения особенностей химического состава главным, несомненно, является их повышенная щелочность при значительной роли калия. Главной же минералогической особенностью этого типа пород следует считать ассоциацию основного плагиоклаза с ортоклазом, а среди темноцветных — пироксена с биотитом.

Интрузии этой формации чаще всего являются постскладчатыми и контролируются зонами глубинных разломов. Одним из классических районов развития пород этой формации является порфировый пояс Колорадо, где небольшие, но многочисленные гипабиссальные интрузии третичных монцонитов располагаются в зонах глубинных разломов. Как известно, с этим интрузивным комплексом связаны различные рудные месторождения и в том числе знаменитое молибденовое месторождение Клаймакс. В этом районе совершенно очевидна связь интрузивных монцонитоидов с многочисленными третичными эффузивами латитового (трахиандезитового) состава.

У нас в стране породы этого формационного типа имеют широкое распространение на Дальнем Востоке и в Забайкалье. На Дальнем Востоке наиболее известна верхнемеловая мяо-чанская интрузивная серия монцонитоидов, петрографически охарактеризованная очень подробно [57, 138]. Здесь гранитоиды латитового ряда также образуют многочисленные гипабиссальные интрузии. С интрузиями этой серии генетически связывается основное оруденение района.

В Забайкалье до последних лет были достаточно широко известны третичные трахиандезитовые базальты (шошониты), петрографически описанные И. В. Беловым [11].

Геохимические исследования, проведенные в последние годы в Приаргунье (юго-восточное Забайкалье), позволили установить, что здесь довольно широко развиты юрские гипабиссальные интрузии монцонитоидов и их латитовые эффузивные коагматы, с которыми связывают полиметаллическое и золотое оруденения. В дальнейшем было установлено, что весь внегеосинклинальный юрский гранитный магматизм Забайкалья в той или иной мере связан с этими высококалийными трахиандезитовыми магмами.

Внедрение этих базальтоидов предшествовало юрскому гранитному магматизму района, сопровождало его в виде мощных дайковых поясов и завершило магматизм этого района в нижнемеловое время.

Гранитоиды латитового ряда, объединяемые в габбро-монцонит-сиенитовые формации (по Ю. А. Кузнецову), известны и в других районах нашей страны и мира. В последние годы они стали объектами геохимических исследований в Средней Азии [105], на Кавказе [92], на Северо-Востоке страны [51] и т. д.

Для понимания генетического положения и взаимоотношений трахиандезитовых магм с другими породными ассоциациями весьма важны исследования в зонах островных дуг, где они выделяются в особую группу высококалийных андезитов [246].

Как уже отмечалось, в зоне перехода от океана к континенту наблюдается последовательная смена базальтоидов от толентовых через известково-щелочные до щелочных ассоциаций. Среди щелочных базальтоидов калиевые являются крайним членом и пространственно располагаются на наибольшем удалении от океанического желоба. По представлениям некоторых исследователей, высококалийные выплавки из мантийного вещества, по видимому, генерируются на больших глубинах, исчисляемых 200—300 км [209]. Однако появление столь необычных магм может быть объяснено и другим способом — малым размером селективных выплавок из мантийного вещества на более высоких уровнях.

Геохимическое изучение эффузивных представителей этих трахиандезитовых магм впервые было предпринято С. Р. Ноккольдсом и Р. Алленом при изучении пород Сьерры-Невады [112]. Изученные ими латиты из восточной части Сьерры-Невады показали одну очень важную геохимическую особенность — необычайно высокое содержание в породах бария и стронция.

Изучение латитов и их интрузивных аналогов — габбро-монцонитов показало, что кроме этих двух гранитных элементов, калиевые базальтоиды содержат ряд некогерентных для базальтовых магм редких элементов, а также отличаются высоким содержанием таких летучих компонентов, как фтор и бор.

Геохимическая характеристика гранитоидов латитового ряда и их базальтоидных предшественников дается на примере гипабиссальных интрузий монцонитондов Приаргунья и их эффузивных латитовых аналогов.

Внедрение магм калиевых щелочных базальтоидов в этом районе охватывает период, больший, чем 55 млн. лет (185—127 млн. лет) и совпадает по времени с мезозойской тектоно-магматической активизацией Восточного Забайкалья. Малые интрузии этих базальтоидов, так же как и их лавовые потоки, приурочены к зонам известных в Приаргунье скрытых глубинных разломов — Чупино-Акатуевскому и Покровско-Алгачинскому.

Эффузивы калиевых базальтоидов подразделяются на две толщи: нижнюю, сложенную трахибазальтами и латитами, и верхнюю, состоящую из трахибазальтов, латитов, кварцевых латитов и в очень малой степени — риолитов (~1%). Малые гипабиссальные интрузии калиевых базальтоидов и эффузивы нижней вулканогенной толщи одновозрастны, практически идентичны по составу и объединяются в акатуевский вулcano-плутонический комплекс калиевых щелочных базальтоидов. Породы верхней эффузивной толщи, более молодые по возрасту, выделяются в самостоятельный нерзаводский вулканогенный комплекс. Наиболее крупным среди интрузивов является Акатуевский массив, который обнажается на площади свыше 40 км<sup>2</sup> и отличается наибольшей дифференцированностью состава. Ранняя интрузивная фаза здесь представлена оливиновыми монцонитами и монцогаббро; следующая (главная) — монцонитами и кварцевыми монцонитами, а заключительная — сиенит-порфирами.

Схематическая геологическая карта этого массива приведена на рис. 13. Как видно, Акатуевский массив в основном сложен монцонитами главной фазы, причем более сильно эродированные центральные участки сложены меланократовыми монцонитами, а краевые и особенно апикальные части — более светлыми разновидностями, переходящими в кварцевые монцониты. В северной и восточной частях массива обнажаются оливиновые монцониты ранней фазы, представляющие останцы более ранней интрузии, испытавшей сильное контактное воздействие при внедрении монцонитов главной фазы. Восточная часть массива сложена кварц-монцонитовыми и сиенитовыми порфирами заключительной фазы, образующими крупные дайкообразные тела, вытянутые в северо-западном направлении и рвущие оливиновые монцониты. Аналогичные породы в виде даек выполняют сложную систему трещин к востоку и западу от массива.

Формирование пород ранней и главной интрузивных фаз Акатуевского массива происходило практически одновременно с образованием трахибазальтов и латитов в находящейся рядом Александровозаводской мульде. Однако сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры заключительной фазы петрохимических аналогов в эффузивной фации не имеют.



Рис. 13. Схематическая геологическая карта Акатуевского массива и его спутников

- |  |   |
|--|---|
| <p>1 — заключительная фаза акатуевского комплекса (сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, кварц-монцитонитовые порфиры и др.). Главная фаза Акатуевского массива;</p> <p>2 — монцитониты и кварцевые монцитониты главной фации;</p> <p>3 — монцитониты фации эндоконтакта;</p> <p>4 — аплитовые жилы;</p> <p>5 — ранняя фаза акатуевского комплекса (монцогаббро и оливинные монцитониты);</p> <p>6 — дайки лампрофиринов;</p> <p>7 — покровы риолитов;</p> <p>8 — субвулканические дайки кварц-санидиновых порфиринов;</p> | <p>9 — покровы кварцевых латитов;</p> <p>10 — дайки кварцевых порфиритов и гранодиорит-порфиритов;</p> <p>11 — туфы средних эффузивов;</p> <p>12 — латиты и трахибазальты нижней вулканогенной толщи;</p> <p>13 — субвулканические дайки трахибазальтовых порфиритов;</p> <p>14 — терригенные осадочные породы алгачинской юры;</p> <p>15 — карбонатные породы нижнего палеозоя;</p> <p>16 — палеозойские гранитоиды;</p> <p>17 — разрывные нарушения</p> |
|--|---|

Другие массивы также сложены преимущественно монцитонитами, относящимися к главной фазе рассматриваемого комплекса пород. Поздние фазы имеют значительно меньшее распространение и представлены в основном сиенит-порфирами. Только в

Запокровском массиве монцитоны главной фазы прорываются штоком порфиroidных гранитов, относящихся, судя по их составу и положению, к заключительной фазе описываемого комплекса.

Характеризуя развитие в Приаргунье обогащенных калием щелочных базальтоидов и их кислых производных, необходимо указать, что к этой же серии пород должны быть отнесены многочисленные лампрофиры, дайковые тела которых довольно часто встречаются в зонах глубинных разломов.

Анализ минеральных парагенезисов полнокристаллических пород акатуевского комплекса позволяет установить ряд особенностей их образования. В породах главной фазы по сравнению с ранней параллельно со снижением температур их кристаллизации возрастает активность щелочей. Максимальные значения потенциалов калия и натрия свойственны апикальным частям монцитонитовых интрузий.

Интрузивные тела монцитонитов главной фазы акатуевского комплекса обнаруживают вертикальную зональность, обусловленную процессами эманационной и кристаллизационной дифференциации. В апикальных частях массивов при этом образуются относительно лейкократовые разности монцитонитов, характеризующиеся повышенной щелочностью. Процессы камерной дифференциации в пределах отдельных интрузивных тел ранней (Далбыркейский массив) и главной (Акатуевский массив) фаз обычно проявляются в повышении коэффициента агаитности, общей и удельной железистости биотитов. Эти изменения в химическом составе биотитов из монцитонитов могут быть связаны с повышением щелочности среды на заключительных этапах кристаллизационной дифференциации. На этих этапах в зонах эндоконтактов интрузий наблюдаются процессы щелочного метасоматоза и перекристаллизации пород. В эндоконтактовых частях массивов, достаточно пронизываемых для флюидной фазы, происходит интенсивная биотитизация монцитонитов с разрушением пироксенов и выносом кальция. Можно ожидать, что биотитизация монцитонитов происходила в условиях повышенной щелочности.

В апикальных частях интрузий вследствие эманационного привноса щелочей и летучих происходит деанортитизация плагиоклаза и замещение его калневым полевым шпатом и образование лейкократовых разностей вплоть до кварцевых биотит-рогообманковых монцогранодиоритов.

Таким образом, в гипабиссальных монцитонитоидных интрузиях акатуевского комплекса вследствие специфики состава исходной магмы (повышенная щелочность при значительной роли калия) и вероятной насыщенности ее летучими (содержания фтора до 0,15%) наблюдались интенсивная эманационная и кристаллизационная дифференциация, которая на позднемагматических стадиях в условиях повышенной щелочности остаточных

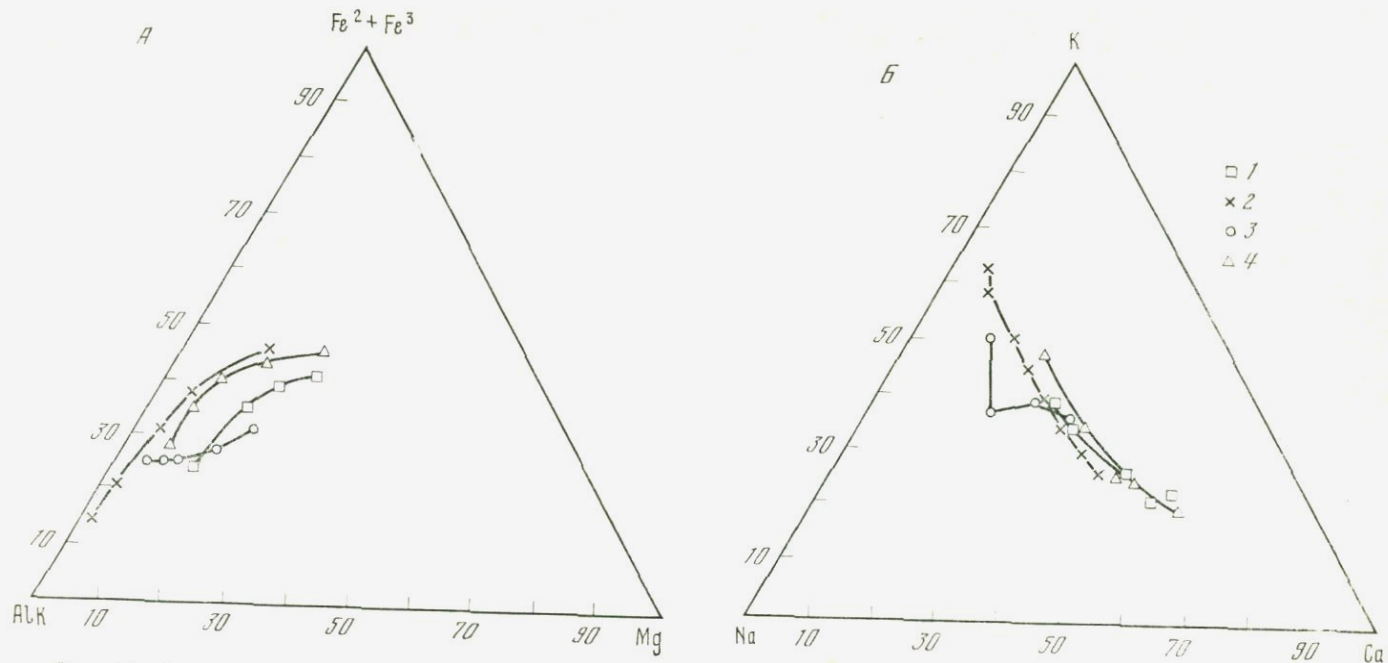


Рис. 14. Диаграммы щелочи — железо — магний (А) и калий — натрий — кальций (Б) для Акатуевского массива и эффузивов латитовых серий юго-восточного Забайкалья и гор Сьерра-Невада

1 — нижняя вулканогенная толща Александровозаводской мульды (латиты и трахибазальты);  
 2 — верхняя вулканогенная толща Александровозаводской мульды (латиты, кварцевые латиты, риолиты);

3 — Акатуевский массив (оливиновые монцитониты, монцитониты, сиенит-порфиры);  
 4 — эффузивы латитовой серии гор Сьерра-Невада

расплавов завершилась аутометасоматическими процессами биотитизации и калишпатизации в апикальных и эндоконтактных частях интрузий.

Химический состав исходных пород описываемой серии свидетельствует об основном характере родоначальной магмы, которая может быть отнесена к калиевой ветви щелочной оливин-базальтовой магмы (тип Сан-Франциско). По петрохимическим особенностям породы ближе всего к третичным эффузивам латитовой серии Сьерры-Невады [112], что отчетливо видно на рис. 14а, б.

О магмийном источнике этих своеобразных базальтоидных выплавов и их кислых дифференциатов свидетельствуют и данные об изотопных отношениях  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . В монцо-габбро ранней и сиенит-порфирах заключительной фаз акатуевского комплекса, а также в базальном покрове трахиандезитовых базальтов нижней толщи это отношение составляет 0,706, а в риолитах верхней толщи (нерзаводский комплекс) — 0,705.

Петрохимическая специфика серии монцонитовидов Приаргунья в еще большей степени отражается в их редкоэлементном составе (табл. 50).

Главной особенностью описываемой серии К-базальтоидов является некогерентность их редкоэлементного состава с базальтоидным типом магмы. Прежде всего она проявляется в отношении содержания летучих, и в частности воды и фтора. Как видно, в монцонитах и латитах Приаргунья наблюдается весьма высокое содержание фтора, которое в латитах нерзаводского комплекса достигает 0,21%. Это в 4 раза выше, чем в среднем диорите, и почти в 3 раза выше, чем в среднем граните.

О высоком содержании воды в монцонитоидах Приаргунья свидетельствуют следующие данные.

1. Широкое развитие гидроксилсодержащих минералов, особенно в меланократовых породах ранней интрузивной фазы и в ранних вкрапленниках.

2. Наличие разновидностей трахибазальтов и монцонитов с вкрапленниками моноклинного пироксена при отсутствии плагиоклаза в числе ранних выделений.

3. Парагенезис кальциевых фемических минералов с кислым плагиноклазом.

4. Низкие значения альбитового минала в составе калиевых полевых шпатов монцонитов, свидетельствующие о слабой смешимости альбитового и ортоклазового компонентов при кристаллизации полевых шпатов.

5. Раздельная кристаллизация калиевого и натриевого полевых шпатов в породах, химический состав которых приближается к сиенитовому.

6. Низкие температуры кристаллизации монцонитовых интрузий ( $\sim 600^\circ\text{C}$ ).

7. Отсутствие лейцита в лавах латит-трахибазальтов.

Таблица 50

## Редкоэлементный состав монцонитоидов Приаргуны и их эффузивных и субвулканических аналогов

| Порода, место взятия образца                                | Среднее содержание |      |      |         |      |     |     |         |         |  |
|---|--------------------|------|------|---------|------|-----|-----|---------|---------|--|
|   | %                  |      |      |         |      | γ/г |     |         |         |  |
|   | K                  | Na   | F    | Cl      | Ti   | Li  | Rb  | Tl      | Be      |  |
| 1   | 2                  | 3    | 4    | 5       | 6    | 7   | 8   | 9       | 10      |  |
| I (ранняя) интрузивная фаза                                 |                    |      |      |         |      |     |     |         |         |  |
| Оливиновый монцонит, Акатуевский массив                     | 3,7                | 3,3  | 0,14 | 0,08    | 0,73 | 34  | 115 | 0,36    | 3,4     |  |
| Монцогаббро, Далбыр-кейский массив                          | 3,0                | 3,0  | 0,16 | 0,13    | 0,99 | 22  | 89  | 1,3     | 2,5     |  |
| Среднее по фазе   | 3,3                | 3,1  | 0,15 | 0,10    | 0,86 | 28  | 102 | 0,8     | 3,0     |  |
| II (главная) интрузивная фаза                               |                    |      |      |         |      |     |     |         |         |  |
| Монцониты, Акатуевский массив                               | 3,5                | 3,3  | 0,12 | 0,10    | 0,53 | 29  | 116 | 0,9     | 3,5     |  |
| Монцониты, Мулинский шток                                   | 4,3                | 3,4  | 0,12 | не опр. | 0,62 | 46  | 166 | 0,9     | 5,9     |  |
| Монцониты, Каргантуйский массив                             | 3,3                | 3,3  | 0,09 | 0,11    | 0,56 | 36  | 120 | 0,7     | 3,1     |  |
| Монцониты, Бояншинский массив                               | 3,7                | 3,8  | 0,10 | 0,06    | 0,58 | 32  | 111 | 0,9     | 3,7     |  |
| Монцониты, Запокровский массив                              | 2,8                | 2,8  | 0,15 | 0,08    | 0,53 | 48  | 106 | 1,3     | 2,1     |  |
| Кварц-монцонитовые порфиры, Михайловский массив             | 3,4                | 3,2  | 0,15 | не опр. | 0,31 | 41  | 116 | 0,9     | 2,6     |  |
| Среднее по фазе   | 3,5                | 3,3  | 0,12 | 0,09    | 0,52 | 39  | 122 | 0,9     | 3,5     |  |
| III (заключительная) интрузивная фаза                       |                    |      |      |         |      |     |     |         |         |  |
| Сиенит-порфиры, Акатуевский массив                          | 3,6                | 4,0  | 0,05 | 0,06    | 0,22 | 20  | 97  | 0,5     | 3,3     |  |
| Кварц-сиенит-порфиры, Северный Акатуевский шток             | 4,5                | 3,3  | 0,06 | 0,08    | 0,45 | 23  | 109 | 1,0     | не опр. |  |
| Сиенит-порфиры, Бояншинский массив                          | 3,7                | 3,7  | 0,05 | 0,01    | 0,21 | 9   | 86  | 0,7     | 4,1     |  |
| Порфировидные граниты и гранит-порфиры, Запокровский массив | 3,4                | 3,2  | 0,07 | 0,05    | 0,23 | 35  | 178 | 0,9     | 2,5     |  |
| Сиенит-порфиры, Гуньгунджинский массив                      | 3,8                | 4,5  | 0,13 | 0,07    | 0,19 | 32  | 133 | 0,9     | 3,2     |  |
| Сиенит-порфиры, Мулинский массив                            | 5,35               | 4,05 | 0,11 | не опр. | 0,61 | 68  | 206 | не опр. | 6,35    |  |
| Среднее по фазе   | 4,0                | 3,8  | 0,08 | 0,05    | 0,32 | 31  | 135 | 0,8     | 3,9     |  |
| Аплиты, Акатуевский массив                                  | 4,5                | 2,8  | 0,04 | не опр. | 0,14 | 25  | 178 | 1,2     | 4,1     |  |
| Аплиты, Каргантуйский массив                                | 4,7                | 2,3  | 0,02 | 0,08    | 0,09 | 18  | 216 | 1,1     | 4,9     |  |
| Латиты акатуевского комплекса                               | 3,0                | 3,0  | 0,13 | не опр. | 0,53 | 29  | 70  | 0,7     | 3,2     |  |

| Среднее содержание                    |      |     |     |    |     |     |     |     |    |     |     | K/Rb | Ba/Rb | F/Li |
|---------------------------------------|------|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|------|-------|------|
| γ/г                                   |      |     |     |    |     |     |     |     |    |     |     |      |       |      |
| Ba                                    | Sr   | Sn  | Mo  | Pb | Zn  | V   | Cr  | Co  | Ni | Cu  |     |      |       |      |
| 11                                    | 12   | 13  | 14  | 15 | 16  | 17  | 18  | 19  | 20 | 21  | 22  | 23   | 24    |      |
| I (ранняя) интрузивная фаза           |      |     |     |    |     |     |     |     |    |     |     |      |       |      |
| 1900                                  | 2000 | 3,5 | 3,1 | 33 | 100 | 47  | 42  | 9,2 | 35 | 40  | 322 | 16,5 | 41    |      |
| 2050                                  | 1600 | 4,7 | 4,1 | 20 | 71  | 70  | 38  | 18  | 21 | 23  | 337 | 23,0 | 72    |      |
| 1970                                  | 1800 | 4,1 | 3,6 | 26 | 85  | 58  | 40  | 14  | 28 | 31  | 323 | 19,3 | 54    |      |
| II (главная) интрузивная фаза         |      |     |     |    |     |     |     |     |    |     |     |      |       |      |
| 1600                                  | 1200 | 4,0 | 1,9 | 25 | 50  | 32  | 40  | 6,3 | 21 | 22  | 301 | 13,8 | 41    |      |
| 2600                                  | 2200 | 3,7 | 5,6 | 27 | 59  | 48  | 35  | 9,2 | 23 | 35  | 259 | 15,6 | 26    |      |
| 1400                                  | 1200 | 4,3 | 2,3 | 33 | 48  | 55  | 55  | 7,1 | 26 | 40  | 275 | 11,7 | 25    |      |
| 2400                                  | 2800 | 3,9 | 2,9 | 42 | 54  | 59  | 71  | 9,6 | 43 | 25  | 333 | 21,6 | 31    |      |
| 1300                                  | 1100 | 3,6 | 3,2 | 12 | 48  | 122 | 74  | 15  | 26 | 13  | 264 | 12,2 | 31    |      |
| 1700                                  | 900  | 3,0 | 2,3 | 25 | 37  | 60  | 94  | 7   | 37 | 12  | 293 | 14,6 | 36    |      |
| 1900                                  | 1600 | 3,8 | 3,0 | 27 | 49  | 61  | 61  | 9   | 30 | 24  | 287 | 15,6 | 31    |      |
| III (заключительная) интрузивная фаза |      |     |     |    |     |     |     |     |    |     |     |      |       |      |
| 2600                                  | 1100 | 5,3 | 1,6 | 32 | 53  | 25  | 34  | 4,4 | 19 | 14  | 370 | 26,7 | 25    |      |
| 1000                                  | 185  | 5,4 | 2,1 | 41 | 71  | 11  | 0,4 | 1,6 | 14 | 11  | 413 | 9,2  | 26    |      |
| 2000                                  | 1300 | 2,9 | 1,8 | 25 | 4   | 29  | 26  | 5,6 | 19 | 16  | 430 | 23,2 | 55    |      |
| 1400                                  | 900  | 2,9 | 2,1 | 12 | 32  | 30  | 37  | 1,0 | 9  | 14  | 200 | 8,0  | 20    |      |
| 1000                                  | 300  | 3,8 | 2,4 | 26 | 64  | 14  | 20  | 1,8 | 5  | 6,3 | 290 | 7,9  | 40    |      |
| не определялось                       |      |     |     |    |     |     |     |     |    |     |     |      |       |      |
| 1600                                  | 740  | 4,1 | 2,0 | 27 | 55  | 22  | 29  | 2,9 | 13 | 12  | 296 | 11,9 | 26    |      |
| 1200                                  | 780  | 1,1 | 1,5 | 29 | 28  | 17  | 12  | 1,9 | 14 | 15  | 250 | 6,6  | 16    |      |
| 900                                   | 240  | 2,5 | 1,2 | 35 | 23  | 14  | 12  | 1,2 | 11 | 28  | 217 | 4,1  | 11    |      |
| 2000                                  | 2400 | 4,9 | 2,2 | 25 | 65  | 42  | 54  | 6,6 | 29 | 32  | 428 | 28,6 | 45    |      |

Таблица 50 (окончание)

| Порода, место взятия образца                     | Среднее содержание |      |      |         |      |     |     |     |     |  |
|--|--------------------|------|------|---------|------|-----|-----|-----|-----|--|
|  | %                  |      |      |         |      | γ/г |     |     |     |  |
|  | K                  | Na   | F    | Cl      | Ti   | Li  | Rb  | Tl  | Be  |  |
| 1  | 2                  | 3    | 4    | 5       | 6    | 7   | 8   | 9   | 10  |  |
| III (заключительная) интрузивная фаза            |                    |      |      |         |      |     |     |     |     |  |
| Кварц-латиты и латиты<br>нерзаводского комплекса | 3,14               | 2,86 | 0,21 | He опр. | 1,14 | 21  | 113 | 0,7 | 2,8 |  |
| Риолиты нерзаводского<br>комплекса               | 4,55               | 2,66 | 0,06 | »       | 0,23 | 32  | 207 | 1,3 | 3,9 |  |
| Лампрофиры Приар-<br>гунья                       | 2,1                | 2,0  | 0,13 | »       | 0,58 | 56  | 57  | 0,8 | 1,7 |  |
| Среднее по акатуевскому<br>комплексу             | 3,60               | 3,30 | 0,12 | 0,08    | 0,56 | 32  | 107 | 0,8 | 3,4 |  |
| Среднее по нерзаводско-<br>му комплексу          | 3,85               | 2,75 | 0,13 | He опр. | 0,68 | 26  | 160 | 1,0 | 3,3 |  |

Весьма важным отличием описываемых калиевых базальтоидов является высокое содержание в них бария и стронция. Как видно, среднее содержание бария и стронция в монцонитоидах и латитах акатуевского вулcano-плутонического комплекса составляет соответственно 1870 и 1630 γ/г. Отношение Ba/Rb в этом типе пород составляет 17,5 (против 5,5 в гранитоидах андезитового ряда). Содержание этих элементов весьма высоки в основных породах первой фазы (оливиновых монцонитах и монцогаббро), практически не уменьшаются в монцонитах главной фазы и начинают обнаруживать некоторую тенденцию к снижению в породах третьей фазы, особенно в аплитах.

Концентрации бария и стронция несколько понижаются в породах нерзаводского вулканогенного комплекса. Особенно это относится к стронцию, содержания которого в латитах и более поздних риолитах соответственно равны 520 и 240 γ/г. Два низких значения содержания стронция в кварц-сienит-порфирах Северо-Акатуевского штока и sienит-порфирах Гуньгунджинского массива, вероятно, объясняются развитием в них автоматоматических процессов калишпатизации, которые сопровождаются деанортитизацией плагиоклаза, и, по-видимому, некоторым выносом стронция.

Не менее важной особенностью редкометального состава монцонитоидов Приаргунья является весьма высокое содержание в них таких некогерентных для основных магм рудных и редких элементов, как бериллий, литий, свинец, олово и молибден. При этом важно то обстоятельство, что высокие концентрации этих элементов сохраняются практически во всех интрузивных фазах акатуевского комплекса. Мало они различаются и между

| Среднее содержание                    |      |     |     |    |     |    |     |      |      |     |     |      |     |  | K/Rb | Ba/Rb | F/Li |
|---------------------------------------|------|-----|-----|----|-----|----|-----|------|------|-----|-----|------|-----|--|------|-------|------|
| γ/г                                   |      |     |     |    |     |    |     |      |      |     |     |      |     |  |      |       |      |
| Ba                                    | Sr   | Sn  | Mo  | Pb | Zn  | V  | Cr  | Co   | Ni   | Cu  |     |      |     |  |      |       |      |
| 11                                    | 12   | 13  | 14  | 15 | 16  | 17 | 18  | 19   | 20   | 21  | 22  | 23   | 24  |  |      |       |      |
| III (заклучительная) интрузивная фаза |      |     |     |    |     |    |     |      |      |     |     |      |     |  |      |       |      |
| 1300                                  | 520  | 4,0 | 3,7 | 17 | 113 | 95 | 35  | 6,4  | 17   | 30  | 277 | 11,5 | 100 |  |      |       |      |
| 1400                                  | 240  | 3,9 | 2,2 | 31 | 58  | 13 | 11  | 1,1  | 4    | 9,5 | 220 | 6,7  | 19  |  |      |       |      |
| 1100                                  | 730  | 3,3 | 2,8 | 17 | 63  | 83 | 158 | 13,6 | 66   | 27  | 370 | 19,3 | 23  |  |      |       |      |
| 1870                                  | 1630 | 4,2 | 2,7 | 26 | 64  | 46 | 46  | 8,1  | 25   | 25  | 336 | 17,5 | 37  |  |      |       |      |
| 1350                                  | 380  | 4,0 | 2,9 | 24 | 65  | 54 | 23  | 3,8  | 10,5 | 20  | 240 | 8,4  | 50  |  |      |       |      |

монцонитоидами акатуевского и нерзаводского комплексов, хотя в отношении содержания ряда других элементов (Rb, Sr, Cr, Co и Ni) последний существенно отличается от акатуевского.

Обогащенность монцонитоидов Приаргунья летучими, прежде всего водой и фтором, дает основание предполагать, что их материнские расплавы можно рассматривать как первые дифференциальные выплавки из мантийного вещества, образующиеся на начальных этапах дегазации глубоких горизонтов верхней мантии, вскрываемых корневыми частями глубинных разломов. Насыщенность этих выплавок водой предопределяет высокую концентрацию в них щелочных (K, Na, Rb) и кристаллохимически родственных им редких щелочноземельных элементов (Sr и Ba), а также ряда рудных и редких элементов. Эта обогащенность исходных расплавов монцонитоидов редкими элементами и относительная их бедность элементами группы железа свидетельствуют о небольшом объеме первичных мантийных выплавок.

Насыщенность первичной магмы монцонитов Приаргунья летучими способствует длительному и интенсивному протеканию в них процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации. Вследствие этого кислые дифференциаты обогащаются рубидием, литием, бериллием, таллием, свинцом, тогда как содержания стронция, элементов группы железа, цинка, молибдена и олова в них уменьшаются.

В гипабиссальных условиях кислые дифференциаты монцонитоидных магм обычно дегазированы. Об этом свидетельствует значительное обеднение фтором пород поздней фазы акатуевского вулcano-плутонического комплекса и риолитов нерзаводского

комплекса. Можно предполагать, что при кристаллизации на более глубоких уровнях дифференциация монцонитоидных магм может привести к образованию кислых гранитных расплавов, насыщенных летучими в большей степени, чем исходные магмы.

В Приаргунье с интрузиями монцонитов генетически связано полиметаллическое, золото-полиметаллическое и золотое оруденения.

Есть основание предполагать, что в связи с этими интрузиями здесь в ближайшие годы будет открыто вольфрамовое (шеелитовое) и оловянное оруденения.

В последние годы довольно широкое развитие верхнеюрских-нижнемеловых латитов и их кислых дифференциатов (липаритов) было установлено и в Центральном Забайкалье [167]. Здесь латиты образуют в разрезе эффузивов две толщи, разделенные лавами липаритового состава. Латиты верхней и нижней толщ тождественны по своим петрохимическим и геохимическим характеристикам и весьма близки к латитам синхронного им нерзаводского комплекса. Редкоэлементный состав этих латитов и их кислых дифференциатов приведен в табл. 51, где сопоставляются также исходные магмы и их кислые дифференциаты Запокровского массива и нерзаводского комплекса, а также приведены средние данные по исходным монцонитам и их кислым дифференциатам для Забайкалья.

В монцонитоидно-латитовых сериях Забайкалья наблюдается достаточно интенсивная дифференциация магматического вещества. Граниты Запокровского штока, риолиты нерзаводского комплекса и липариты Центрального Забайкалья содержат почти вдвое больше рубидия, чем исходные монцонитовые магмы, закономерно понижаются содержания цинка и стронция. В результате значительно меняются отношения  $Ba/Rb$ ,  $K/Rb$  и  $Zn/Rb$ . В большинстве случаев кислые дифференциаты обеднены фтором и частично связанным с ним литием. Незаконмерное изменение отношения  $F/Li$  определяется тем, что в монцонитоидных магмах с высоким содержанием магнезия (2,5—3%) значительная часть лития концентрируется в железо-магниевого силикатах, и той тесной связи с фтором, которая наблюдается в кислых магмах, нет.

Пример тыринских липаритов (Центральное Забайкалье) показывает, что кислые дифференциаты иногда могут сохранять высокие содержания фтора.

Значительные содержания бария характеризуют и кислые дифференциаты монцонитоидов. Этим гранитоиды монцонитового ряда отличаются от гранитов других геохимических типов, имеющих близких к ним редкоэлементный состав. Уменьшение же отношения  $Ba/Rb$  в сторону кислых дифференциатов определяется существенным ростом содержания рубидия. Показателем интенсивной дифференциации вещества является и значительное

Таблица 51

## Редкоземельный состав некоторых монцонитоидов Забайкалья и их кислых дифференциатов

| Элемент  | Запокровский массив |         | Нерзаводской комплекс |         | Монцонитоиды Центрального Забайкалья |          | Среднее          |  |
|----------|---------------------|---------|-----------------------|---------|--------------------------------------|----------|------------------|--|
|          | монциты             | граниты | латиты                | риолиты | латиты                               | липариты | монциты и латиты | сиенит-порфиры, граниты, риолиты, липариты |
| Калий    | 2,8                 | 3,4     | 3,14                  | 4,55    | 3,0                                  | 4,3      | 3,2              | 4,3  |
| Натрий   | 2,8                 | 3,2     | 2,86                  | 2,66    | 2,6                                  | 1,8      | 2,9              | 3,1  |
| Фтор     | 0,15                | 0,07    | 0,21                  | 0,06    | 0,12                                 | 0,12     | 0,14             | 0,8  |
| Литий    | 48                  | 35      | 21                    | 32      | 50                                   | 24       | 45               | 29   |
| Рубидий  | 106                 | 178     | 113                   | 207     | 90                                   | 220      | 100              | 187  |
| Бериллий | 2,1                 | 2,5     | 2,8                   | 3,9     | 3,1                                  | 2,5      | 3,2              | 3,4  |
| Барий    | 1300                | 1400    | 1300                  | 1400    | 1050                                 | 900      | 1540             | 1350                                       |
| Стронций | 1100                | 900     | 520                   | 240     | 700                                  | 200      | 1300             | 390  |
| Бор      | Не опр.             | Не опр. | Не опр.               | Не опр. | 23                                   | 38       | 23               | 38   |
| Олово    | 3,6                 | 2,9     | 4,0                   | 3,9     | 3,5                                  | 3,0      | 4,0              | 3,7  |
| Свинец   | 12                  | 12      | 17                    | 31      | 11                                   | 19       | 20               | 26   |
| Цинк     | 48                  | 32      | 113                   | 58      | 70                                   | 60       | 74               | 57   |
| K/Rb     | 264                 | 200     | 277                   | 220     | 333                                  | 200      | 320              | 230  |
| Ba/Rb    | 12,2                | 8       | 11,5                  | 6,7     | 11,6                                 | 4,1      | 15,4             | 7,2  |
| F/Li     | 31                  | 20      | 100                   | 19      | 24                                   | 50       | 31               | 27   |
| Zn/Pb    | 4                   | 2,6     | 6,6                   | 1,9     | 6,3                                  | 3,1      | 3,7              | 2,2  |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в γ/г.

уменьшение в кислых дифференциатах элементов семейства железа (V, Ni, Co). Вместе с тем весьма показательно то обстоятельство, что концентрации рудных элементов, прежде всего олова и бериллия, в рассматриваемых рядах дифференциации практически не изменяются.

Изучение латитовых серий Центрального Забайкалья показало присутствие в них бора. Содержание бора в тыринских липаритах существенно возрастает по сравнению с исходными латитами (см. табл. 51).

Значительная роль бора в монцонитоидных магмах особенно отчетливо видна на Дальнем Востоке. Здесь наиболее типичная мяо-чанская серия гранитов монцонитового ряда представлена следующими породами (от ранних фаз к поздним): кварц-ортоклазовые габбро (изредка монцониты), кварцевые монцо-диориты (изредка кварцевые монцониты), монцо-гранодиориты, монцо-граниты, слегка монцонитоидные и нормальные граниты, лейкократовые аляскитовые граниты, послегранитные кварцевые порфиры и гранит-порфиры, послегранитные кварцевые диорит-порфиры и другие дайковые породы средней и высокой основности [57]. Все интрузии гранитов латитового ряда здесь занимают гипабиссальное положение.

Таблица 52

Средние содержания (в  $\mu\text{г}$ ) олова, бора, фтора и свинца в магматических породах Мяо-Чана

| Элемент | Кварцевые габбро-диориты (6)* | Кварцевые диорит-монцониты (18) | Кварцевые диорит-монцониты с наложенной калишпатизацией (6) | Кварцевые диорит-порфиры (10) | Гранодиорит-порфиры (7) | Турмалинизированный гранит (4) |
|---------|-------------------------------|---------------------------------|---|-------------------------------|-------------------------|--------------------------------|
| Олово   | 4,6                           | 5,3                             | 12  | 7,4                           | 11,6                    | 9,5                            |
| Бор     | 38,0                          | 23,4                            | 26  | 48                            | 129                     | 666                            |
| Фтор    | 800                           | Не опр.                         | Не опр.   | 595                           | 352                     | 250                            |
| Свинец  | 11,3                          | 20,6                            | 16  | 14,0                          | 15                      | 18,3                           |

\* В скобках число образцов.

К сожалению, специального геохимического изучения гранитоидов этого района пока не проводилось. В литературе имеются только отрывочные данные о содержании некоторых редких элементов в гранитоидах мяо-чанской серии. В недавней работе В. Л. Барсукова [9] приведены немногочисленные данные о содержании в этих гранитоидах олова, бора, фтора и свинца (табл. 52). Содержания олова в породах, не затронутых постмагматическими процессами, изменяются сравнительно мало (4,6—7,4  $\lambda\text{г}$ ). Они увеличиваются с повышением концентраций бора или при наложении процесса калишпатизации. Содержание фто-

Таблица 53

## Редкоэлементный состав гранитоидов латитового ряда

| Элемент  | Монзониты и латиты |               |                |               | Среднее | Гранитоиды латитового ряда |                |               | Среднее |
|----------|--------------------|---------------|----------------|---------------|---------|----------------------------|----------------|---------------|---------|
|          | Забайкалье         | Сьерра-Невада | Дальний Восток | Северо-Восток |         | Забайкалье                 | Дальний Восток | Северо-Восток |         |
| Калий    | 3,2                | 2,5           | —              | 1,93          | 2,54    | 4,3                        | —              | 2,65          | 3,5     |
| Натрий   | 2,9                | 2,5           | —              | 2,74          | 2,71    | 3,1                        | —              | 3,81          | 3,4     |
| Фтор     | 0,140              | —             | 0,036          | 0,107         | 0,094   | 0,80                       | 0,023          | 0,07          | 0,06    |
| Литий    | 45                 | 22            | —              | 18            | 28      | 29                         | —              | 14            | 21      |
| Рубидий  | 100                | 70            | —              | 43            | 70      | 187                        | —              | 64            | 125     |
| Галлий   | 0,9                | —             | —              | —             | 0,9     | 1,0                        | —              | —             | 1,0     |
| Бериллий | 3,2                | —             | 2,1            | 1,0           | 2,1     | 3,4                        | 2,1            | 1,1           | 2,2     |
| Стронций | 1300               | 1600          | —              | 770           | 1220    | 390                        | —              | 1000          | 700     |
| Барий    | 1540               | 1600          | —              | 1280          | 1470    | 1350                       | —              | 2000          | 1700    |
| Олово    | 4,0                | —             | 5,6            | 3,6           | 4,4     | 3,7                        | 6,3            | —             | 5       |
| Молибден | 3,0                | 2,6           | 1,5            | —             | 2,4     | 2,2                        | 1,5            | 1,4           | 1,7     |
| Вольфрам | —                  | —             | 1,0            | —             | 1,0     | —                          | 3,0            | —             | 3,0     |
| Свинец   | 20                 | 16            | 16             | 12            | 16      | 26                         | 24             | 19            | 23      |
| Цинк     | 74                 | —             | 86             | 173           | 110     | 57                         | 50             | 100           | 70      |
| Бор      | 23                 | —             | 13,5           | 23            | 20      | 38                         | 19             | 12            | 23      |
| Ванадий  | 74                 | 210           | —              | 284           | 185     | 18                         | —              | 73            | 45      |
| Хром     | 44                 | 85            | —              | 81            | 70      | 20                         | —              | 8,5           | 14      |
| Никель   | 35                 | 44            | —              | 44            | 40      | 8                          | —              | 6,5           | 7       |
| Кобальт  | 11                 | 26            | —              | 29            | 22      | 2                          | —              | 4,3           | 3       |
| Медь     | 28                 | —             | —              | 80            | 54      | 11                         | —              | 6,5           | 8       |
| Золото   | —                  | —             | —              | 4,1           | 4,1     | —                          | —              | 2,9           | 2,9     |
| Серебро  | —                  | —             | —              | 0,15          | 0,15    | —                          | —              | 0,19          | 0,19    |
| K/Rb     | 320                | 357           | —              | 450           | 360     | 230                        | —              | 414           | 280     |
| Ba/Rb    | 15,4               | 23            | —              | 30            | 20      | 7,2                        | —              | 31            | 14      |
| Rb/Ni+Co | 2,2                | 1,0           | —              | 0,6           | 1,1     | 18,7                       | —              | 6             | 12,5    |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, золото — в мг/т, остальные — в γ/г.

ра во всех кислых разностях этой монцонитовой серии понижено, хотя в исходных магмах оно не столь велико, как в монцонитоидах Забайкалья. Существенная роль бора проявляется главным образом в кислых дифференциатах, что, несомненно, играет важную роль и при постмагматических процессах (см. табл. 52).

К сожалению, достаточно полная характеристика редкоэлементного состава этих гранитоидов пока отсутствует. При исследовании геохимии гранитоидов [108] в них изучалось распределение ограниченного числа редких элементов (Be, Sn, Mo, W, Pb, Zr, F и B). При определении средней распространенности этих элементов в породах, представляющих исходные монцонитовые магмы и их кислые дифференциаты, были учтены данные по Усть-Татибинскому, Средне-Арминскому, Усть-Арминскому, Ямутинзенскому, Ловлягинскому массивам, а также по Усть-Микулинскому, Зимнему и Лаулинскому штокам. Полученные средние значения находятся в хорошем соответствии с данными по другим районам (табл. 53). Исключением является только низкое содержание в этих гранитоидах фтора (0,036—0,023%). В последние годы при изучении интрузий, развитых в районе Эвенского рудного узла на Северо-Востоке СССР, М. Н. Захаровым [217] были найдены палеогеновые монцогаббро и их кислые дифференциаты.

Редкоэлементный состав монцо-габбро весьма сходен с латитами Сьерры-Невады, особенно по содержаниям элементов семейства железа (ванадий, хром, никель, кобальт).

В кислом дифференциате этих монцонитоидов (аплитовидные граниты) закономерно увеличивается содержание рубидия и свинца и уменьшается содержание цинка, ванадия, хрома, никеля, кобальта и меди. Как и в забайкальских гранитоидах латитового ряда, содержание фтора в кислых дифференциатах этих монцонитоидов убывает.

Рассматривая соотношения между редкими элементами в исходных монцонитах и их кислых дифференциатах, нетрудно заметить при кристаллизационной дифференциации этих магм увеличение содержаний в кислых дифференциатах рубидия и понижение в них концентраций никеля и кобальта. Поэтому одним из критериев дифференциации базальтоидных магм латитового состава может являться отношение  $Rb/Ni + Co$ . В случае монцонитов и латитов (исходные магмы) оно равно 1,1, в то время как в кислых дифференциатах увеличивается до 12,5.

Описанный геохимический тип гранитоидов латитового ряда, по-видимому, играет большую роль в металлогении, и дальнейшее его изучение будет иметь крупное научное и практическое значение.

Проблеме типизации редкометалльных гранитоидов посвящена обширная литература [35, 71, 173]. Как известно, редкометалльное оруденение, в котором наблюдаются промышленные концентрации ниобия, тантала, бериллия, вольфрама и других металлов, связано с различными гранитоидами. При этом месторождениями редких металлов являются сами граниты, в которых отмечаются участки повышенных концентраций редких элементов. Вследствие этого типизация редкометалльных гранитоидов основывается на различных признаках.

В одних случаях за основу принимаются те ведущие рудные компоненты, которые характерны для данного гранита: танталосодержащие, ниобий-танталовые, колумбитоносные и т. д. В других предпочтение отдается тому процессу, в результате которого в граните возникли рудные концентрации. Например, А. А. Беус [21] предложил даже специальный термин апограниты, подразумевая под этим продукты альбитизации и грейзенизации гранитов, содержащие промышленные концентрации Ta, Nb и других редких элементов. Однако все гранитоиды, несущие то или иное редкометалльное оруденение, отличаются повышенной щелочностью и с этой точки зрения относятся к щелочным или субщелочным типам гранитов. Как уже отмечалось выше, граниты, отличающиеся повышенной щелочностью, могут образовываться несколькими способами. Поэтому принятый нами за основу геохимической классификации гранитоидов генетический принцип должен быть использован и в данном случае.

Щелочные граниты, с которыми связываются тантало-ниобиевые редкометалльные месторождения (колумбитовые, пироксеновые, фергусонитовые и т. д.), а также эффузивные аналоги этих гранитов (пантеллериты и комендиты) известны в немногих местах и выделяются нами в группу агпаитовых редкометалльных гранитоидов. Их эффузивные аналоги, по многочисленным наблюдениям, генетически связываются с трахитами, а последние — с щелочными сливиновыми базальтами.

Базальтоидные предшественники агпаитовых редкометалльных гранитов описаны в юго-восточной Монголии [69]. В настоящее время наиболее типичными представителями агпаитовых редкометалльных гранитов могут считаться впервые описанные В. И. Коваленко [71] щелочные гранитоиды Южной Гоби (МНР). В этом районе массивы щелочных редкометалльных агпаитовых гранитов объединяются в особый Южно-Гобийский пояс щелочных гранитоидов. Среди массивов этих гранитов самым крупным (больше 1000 км<sup>2</sup>) является Хан-Богдинский массив.

Все массивы Южно-Гобийского пояса щелочных гранитоидов приурочены к субширотному разрывному нарушению, расположенному на стыке Южно-Монгольских герцинид и верхнепале-

озойского Солонкерского прогиба. Они занимают гиабиссальное положение.

Породы главных фаз большинства массивов агпайтовых щелочных гранитоидов представлены средне- и крупнозернистыми моношпатовыми, рибекитовыми и рибекит-эгириновыми гранитами с массивной и пятнистой текстурами. К породам поздних фаз относятся щелочно-гранитные пегматиты, экериты, грорудиты и т. д.

Главными минералами в моношпатовых, рибекитовых и рибекит-эгириновых гранитах являются пертитовый калиевый полевой шпат (60—65%) состава  $Ort_{43-63} Ab_{37-57}$  и кварц (30—35%). В качестве второстепенных минералов отмечаются щелочной амфибол (3—4%), эгирин (1,5—2%) и плагиоклаз № 5—12 (1—2%).

По составу щелочных амфиболов агпайтовые гранитоиды Южно-Гобийского пояса разделяются на две группы. В одной группе состав амфиболов изменяется от рибекита до существенно кальциевых амфиболов типа кальциевых рибекитов, катафоритов и гастингситов, в то время как для другой характерны малокальциевые амфиболы рибекит-арфведсонитовой изоморфной серии. Гранитоиды этой группы, слагающие, в частности, Хан-Богдинский массив, отличаются богатством и разнообразием аксессуарных минералов, которые представлены ильменитом, эльпидитом, монацитом, астрофиллитом, торитом, цирконом, корундом, сфеном, редкоземельными фторкарбонатами, тантало-ниобатами, титано-силикатами и т. д.

Особенной сложностью отличаются апикальные части массивов агпайтовых редкометальных гранитов. Например, в апикальной части Хан-Богдинского массива наряду с мелкозернистыми эндоконтактовыми разностями пород отмечается большое количество шлировых и поздних жильных грубозернистых щелочногранитных пегматитов, пегматоидных гранитов и мелкозернистых грорудитов и экеритов. Для этих альбитсодержащих двушпатовых пород характерны полосчатые текстуры, обусловленные чередованием полос с различным содержанием щелочного амфибола и эгирина. Темные полосы более богаты арфведсонитом, а светлые — калиевым полевым шпатом и эгирином. Весьма важным обстоятельством является то, что в пространственной близости с Хан-Богдинским массивом агпайтовых редкометальных гранитоидов находится единственный в Южно-Гобийском поясе Лугингольский массив псевдолейцитовых и нефелинсодержащих сиенитов. В его составе выделяются щелочные габброиды, нефелинсодержащие сиениты, псевдолейцитовые дайковые породы типа лейцитофира, дайковые нефелиновые сиениты, тингуаниты, кварцевые порфиры и граносиениты.

О проблемах генетических связей между этими породами, относящимися по существующим классификациям к калиевым нефелиновым сиенитам, и агпайтовыми редкометальными гра-

нитами, говорить пока рано. Однако их пространственная и временная совмещенность не могут являться простым совпадением и, по-видимому, обусловлены скрытыми от наблюдения генетическими причинами.

Главной особенностью химического состава агпаитовых редкометалльных гранитов, в частности гранитоидов Хан-Богдинского массива, является уникально высокий коэффициент агпаитности (2).

В процессе эволюции щелочных гранитоидов Хан-Богдинского массива образование более поздних экеритов и щелочногранитных пегматитов сопровождается возрастанием коэффициента агпаитности пород при некотором обогащении их нормативным кварцем и снижении содержания кремнезема.

Наибольшее разнообразие химического состава агпаитовых гранитоидов отмечается в породах слоистого комплекса с участием экеритов и пегматитов: от состава резко агпаитового сиенита до малоглиноземистого щелочного гранита.

Главной геохимической особенностью агпаитовых редкометалльных гранитоидов являются повышенное содержание в них редкоземельных элементов — иттрия, циркония, гафния, ниобия и тантала, а также крайне низкие концентрации бария и стронция. Кроме того, в поздних дифференциатах (щелочногранитные пегматиты, экериты и грорудиты) наблюдается накопление фтора, лития, рубидия и цинка. Особенности редкоэлементного состава агпаитовых редкометалльных гранитов Южно-Гобийского пояса (МНР) представлены в табл. 54 [71].

Как видно, в различных массивах содержания редких элементов могут несколько изменяться. Особенно это относится к фтору и элементам, в той или иной степени геохимически связанным с ним (литий, бериллий). Высокие концентрации редких элементов отмечаются в куполовидных выступах интрузивных тел, сложенных поздними дифференциатами. Здесь содержания лития достигают 480, а рубидия — 460  $\mu\text{г}$ . Однако самые высокие содержания отмечаются для циркония (5%), редких земель (0,5%) и ниобия (0,08%). При составлении таблицы, в которой обобщается весь известный материал, от многих данных пришлось отказаться. В частности, были исключены из рассмотрения данные по молодым гранитам Нигерии, щелочные разности которых по уровням содержания стронция, бария, циркония, гафния, ниобия и тантала очень напоминают агпаитовые редкометалльные гранитоиды, хотя отличаются от них низким коэффициентом агпаитности и необычайно высокими содержаниями фтора.

В щелочных гранитах с астрофиллитом его содержание достигает 2,67% [173]. В связи с этими отличиями в составе щелочные граниты Нигерии из рассмотрения были исключены, так же как и щелочные граниты других районов (Казахстан, Тува и т. д.), которые отличаются от типичных агпаитовых редкоме-

Таблица 54

## Редкоэлементный состав агпайтовых щелочных гранитоидов Южно-Гобийского пояса (МНР)

| Элемент  | Хан-Богдинский массив |         |           | Хар-Хадский массив                                  |                               |                     | Среднее для главной фазы агпайтовых гранитов |
|----------|-----------------------|---------|-----------|---|-------------------------------|---------------------|--|
|          | главная фаза          | экериты | пегматиты | экериты и пегматиты, обогащенные редкими элементами | щелочные граниты главной фазы | экериты и грорудиты |  |
| Калий    | 3,6                   | 3,3     | 3,6       | 3,0   | 4,1                           | 3,3                 | 3,8  |
| Натрий   | 3,5                   | 3,8     | 3,5       | 3,1   | 3,2                           | 3,8                 | 3,3  |
| Фтор     | 0,144                 | 0,218   | 0,210     | 0,125   | 0,020                         | 0,090               | 0,08   |
| Литий    | 75                    | 161     | 143       | 120   | 12                            | 132                 | 43   |
| Рубидий  | 180                   | 209     | 189       | 228   | 103                           | 347                 | 140  |
| Бериллий | 6,0                   | 7,3     | 6,0       | 14,8  | 2,3                           | 9,0                 | 4,1  |
| Барий    | 19,5                  | 21,0    | 27,9      | Не опр.   | 60                            | 40                  | 40   |
| Стронций | 7,6                   | 6,0     | 7,1       | »   | 20                            | 30                  | 14   |
| Свинец   | 23                    | 18      | 20        | 94  | 10                            | 24                  | 16   |
| Цинк     | 133                   | 128     | 176       | 333   | 54                            | 350                 | 93   |
| Олово    | 6,9                   | 18,1    | 7,1       | 23,0  | 3,7                           | 14,0                | 5,3  |
| Ниобий   | 75                    | 62      | 253       | 327   | Не опр.                       | Не опр.             | 75   |
| Тантал   | 7,4                   | 3,6     | 18,7      | 12,1  | »                             | »                   | 7,4  |
| Цирконий | 3820                  | 9450    | 18 380    | 16 540  | »                             | »                   | 3820   |
| Гафний   | 80                    | 203     | 413       | 348   | »                             | »                   | 80   |
| Церий    | 174                   | 400     | 1 244     | 1 168   | »                             | »                   | 174  |
| Лантан   | 87                    | 240     | 845       | 510   | »                             | »                   | 87   |
| Иттрий   | 88                    | 286     | 396       | 535   | »                             | »                   | 88   |
| K/Rb     | 200                   | 158     | 190       | 132   | 398                           | 95                  | 270  |
| Va/Rb    | 0,10                  | 0,10    | 0,14      | —   | 0,58                          | 0,12                | 0,3  |
| F/Li     | 19                    | 13,5    | 15        | 10,5  | 17                            | 6,7                 | 18   |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\mu$ г.

тальных гранитов низким коэффициентом агпаитовости, и, по-видимому, имеют иное происхождение.

Редкоэлементный состав этого типа гранитоидов отличается весьма высоким содержанием циркония, тантала и редких земель и очень низким — бария и особенно стронция (табл. 55). Содержания циркония в агпаитовых редкометалльных гранитоидах более чем в 10 раз превышают его концентрацию в среднем граните, по А. П. Виноградову, а гафния — даже в 60 раз.

Агпаитовые редкометалльные граниты в этом отношении могут сравниться только с некоторыми генетически близкими им типами щелочных пород. Подобные концентрации были отмечены В. И. Герасимовским для агпаитовых щелочных пород Ловозерского и Илимауссакского массивов, где содержания циркония соответственно составляли 0,35 и 0,43%, а гафния — 83 и 97  $\mu\text{г}$  [33, 34]. В отличие от агпаитовых редкометалльных гранитоидов в щелочных породах Ловозерского массива наблюдаются сравнительно высокие содержания стронция и бария (600 и 700  $\mu\text{г}$  соответственно) при весьма неравномерном характере их распределения. Эта неравномерность распределения Sr и Ba в еще большей степени характерна для пород Илимауссакского массива, среди которых наблюдаются щелочные граниты, геохимический облик которых отвечает типу агпаитовых редкометалльных гранитов. Агпаитовые редкометалльные гранитоиды Илимауссакского массива объединяет с гранитоидами Южной Гоби сходство в геологической позиции и происхождении. В соответствии с представлениями Х. Серенсена [243] присутствие габброидов в составе интрузий щелочной провинции Юго-Западной Гренландии свидетельствует о том, что щелочные интрузии этого района образовались в результате дифференциации в глубинных очагах основных расплавов, отвечающих по составу щелочному оливиновому базальту. При этом предполагается, что в глубинном очаге происходит обособление нижнего горизонта оливинового габбро от верхней части, приобретающей в результате процесса дифференциации сиенитовый состав. Агпаитовые же редкометалльные граниты (щелочные граниты) рассматриваются при этом как поздний дифференциат переместившейся на более высокие гипсометрические уровни сиенитовой магмы.

С точки зрения генезиса агпаитовых редкометалльных гранитоидов очень интересным является изучение Лугингольского щелочного массива в Южной Гоби, где наряду с наиболее распространенными нефелинсодержащими и лейцитсодержащими сиенитами развиты наиболее ранние в массиве щелочные габброиды, а также разнообразные жильные породы щелочного состава, ряд которых завершается граносиенитами. Для пород Лугингольского массива характерны весьма высокие содержания фтора и углекислоты (0,33 и 0,60 % соответственно). Содержание в них циркона также существенно повышено (более

Таблица 55

## Редкометалльный состав агпайтовых щелочных гранитоидов и их эффузивных аналогов

| Элемент  | Агпайтовые гранитоиды Южно-Гобийского пояса (МНР) | Щелочные граниты Илимаусакского массива (Гренландия) | Экериты района Осло (Норвегия) [210] | Панталлерит (Панталлерия) [236] | Комендит (Новая Зеландия) [214] | Среднее для агпайтовых редкометалльных гранитов |
|----------|---|--|--------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---|
| Калий    | 3,8   | 3,2  | 3,7                                  | 3,9                             | 3,6                             | 3,6   |
| Натрий   | 3,3   | 4,2  | 3,5                                  | 4,7                             | 4,3                             | 4,0   |
| Фтор     | 0,08  | 0,27   | —                                    | 0,27                            | 0,21                            | 0,20  |
| Литий    | 43  | 248  | 61                                   | —                               | 66                              | 104   |
| Рубидий  | 140   | 623  | 270                                  | 166                             | 147                             | 270   |
| Бериллий | 4,1   | 29   | 8                                    | 9                               | 9,1                             | 11,8  |
| Барий    | 40  | 50—150   | 45                                   | 50                              | 21                              | 40  |
| Стронций | 14  | 30—100   | 12                                   | 2,4                             | 2                               | 12  |
| Свинец   | 16  | 124  | 40                                   | 21                              | 31                              | 46  |
| Цинк     | 93  | 742  | —                                    | 434                             | 290                             | 390   |
| Олово    | 5,3   | 49   | 5                                    | 12,7                            | 6,5                             | 17,7  |
| Ниобий   | 75  | 883  | 210                                  | 347                             | 85                              | 320   |
| Тантал   | 7,4   | 49   | —                                    | 17,7                            | —                               | 18,5  |
| Цирконий | 3820  | 3060   | 810                                  | 1875                            | 1300                            | 2170  |
| Гафний   | 80  | 93   | —                                    | —                               | 19,5                            | 63  |
| Церий    | 174   | —  | —                                    | —                               | 154                             | 164   |
| Лантан   | 87  | —  | 87                                   | 319                             | 106                             | 120   |
| Иттрий   | 88  | —  | 103                                  | 163                             | 157                             | 102   |
| Ванадий  | —   | —  | 2                                    | —                               | —                               | (2)   |
| Никель   | —   | —  | 10                                   | —                               | —                               | (10)  |
| Галлий   | —   | —  | 27                                   | —                               | —                               | (27)  |
| Скандий  | —   | —  | 4                                    | —                               | —                               | (4)   |
| Цезий    | —   | —  | 1,9                                  | —                               | —                               | (1,9)   |
| Таллий   | —   | —  | 1,7                                  | —                               | —                               | (1,7)   |
| K/Rb     | 270   | 51   | 140                                  | 235                             | 245                             | 133   |
| Va/Rb    | 0,3   | 0,15   | 0,17                                 | 0,3                             | 0,14                            | 0,15  |
| F/Li     | 18  | 11   | —                                    | —                               | 32                              | 17  |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\mu$ г.

500  $\gamma/\text{г}$ ). Нужно полагать, что детальное геохимическое изучение пород Лугингольского массива, где сосуществуют щелочные габброиды, сиениты и поздние щелочные гранитоиды (граносиениты), позволит более глубоко рассмотреть вопросы геохимии этой интереснейшей серии генетически связанных пород.

Принимая во внимание все минералого-геохимические особенности щелочных гранитоидов, можно предполагать, что исходные базальтоидные магмы, самыми поздними дифференциатами которых являются агпайтовые редкометалльные граниты, отличались повышенными концентрациями таких летучих, как фтор, уголекислота, хлор, и весьма низкими содержаниями самого главного летучего компонента гранитоидных магм — воды.

Высокое содержание фтора в щелочных членах рассматриваемого генетического ряда подтверждается данными по Илимауссакскому и Лугингольскому массивам. Насыщение остаточных расплавов этими летучими приводит к резкому концентрированию в них и тех редких элементов, которые в условиях высокотемпературных расплавов образуют с ними устойчивые соединения (литий, рубидий, бериллий, олово, а также цинк, ниобий и тантал). По-видимому, содержание этих элементов в агпайтовых редкометалльных гранитах в значительной мере определяется режимом таких летучих, как фтор, хлор и уголекислота. Относительно низкие концентрации фтора в агпайтовых гранитоидах Хан-Богдинского и Хар-Хадского массивов определяет низкие концентрации в них лития, рубидия, бериллия, олова и т. д. Можно предполагать, что по сравнению с материнскими щелочными и исходными щелочно-базальтоидными, магмы агпайтовых гранитоидов Южно-Гобийского пояса были сильно дегазированы. Наблюдающаяся в этих магмах тесная связь фтора с литием подчеркивается близостью отношения  $F/Li$  в агпайтовых гранитоидах, насыщенных фтором в разной степени. В монгольских агпайтовых гранитоидах фтор накапливается только в тех дифференциатах, которые формируются на самых поздних этапах эволюции расплавов (экериты, грорудиты и пегматиты).

Таким образом, значительная изменчивость концентраций фтора (0,27—0,02%) и лития (248—12  $\gamma/\text{г}$ ) в интрузиях агпайтовых редкометалльных гранитов определяется разной степенью его накопления в поздних дифференциатах глубинных очагов и возможностями дегазации остаточных расплавов в гипабиссальных условиях.

Причины интенсивного концентрирования в агпайтовых щелочных породах и гранитоидах циркония, гафния, редких земель, ниобия и тантала пока остаются неясными. Наиболее интенсивное накопление циркония, гафния, редких земель и ниобия наблюдается в пегматитах (см. табл. 54, 55). В этих поро-

дах содержание циркония почти в 100 раз выше, чем в среднем граните, а гафния — в 400 раз. Можно предположить, что интенсивное накопление этих редких элементов в остаточных расплавах связано с концентрированием в них углекислоты и хлора.

Геохимический тип агпантовых редкометальных гранитов важен тем, что апикальные части их гипабиссальных интрузий уже на магматическом этапе обогащаются рядом редких элементов. Последующие высокотемпературные постмагматические процессы типа грейзенизации только усиливают этот эффект концентрирования редких элементов, превращая сами граниты в значительные по запасам месторождения редкометального сырья.

### ПАЛИНГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОГО РЯДА

Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда являются одним из самых распространенных типов гранитоидов. Они образуются в результате палингенного плавления корового материала при положительных движениях земной коры, на этапах инверсии геосинклиналей, а также при тектоно-магматической активизации. Возникая на глубинах 18—20 км, они могут образовывать гигантские батолиты типа Сусамырского, частично перемещаясь на более высокие уровни, давать многочисленные мезоабиссальные батолиты и, наконец, достигать гипабиссальных уровней, образуя на этих малых глубинах крупные и мелкие интрузии. Таким образом, палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда могут образовывать магматические тела на различных уровнях коры. Вместе с тем, как уже указывалось выше, палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда имеют обычно в качестве субстрата для палингенного плавления осадочно-метаморфические толщи с низкой степенью метаморфизма. Это обеспечивает присутствие в исходных магмах значительных количеств летучих, и прежде всего воды. Насыщенность исходных магм летучими определяет характер и глубину процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации магматических расплавов. Полнота процессов дифференциации в наибольшей степени проявляется в абиссальных батолитах, где она протекает в течение 30—40 млн. лет и приводит к возникновению кислых дифференциатов, качественно отличающихся от материнских магм (аласкитовые магмы плюмазитовых редкометальных лейкогранитов). Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда образуются преимущественно в областях молодой складчатости, и с них обычно начинаются генетически связанные серии гранитоидов. Базальтоидные магмы в образовании палингенных магм, по-видимому, играют подчиненную роль, являясь одним из возможных источников тепла. Поэтому в магматических комплексах, образованных палингенными гра-

нитоидами известково-щелочного ряда, габброиды или габбро-диоритовые породы имеют весьма ограниченные масштабы развития, не идущие ни в какое сравнение с гранитоидами главных фаз: первая (габброндная) фаза даже в абиссальных батолитах составляет всего 2—3% от его общего объема; поздние кислые дифференциаты известково-щелочных гранитоидных магм обычно не превышают 10—16% от общей массы батолита.

С палингенными гранитоидами известково-щелочного ряда и их кислыми производными, отличающимися высоким уровнем содержания летучих, связано разнообразное эндогенное оруденение.

Широкая распространенность палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда предопределила большую изученность их геохимии. Поэтому средний гранит, по А. П. Виноградову [30], по своему редкоэлементному составу больше всего соответствует среднему палингенному граниту известково-щелочного ряда.

Автору посчастливилось еще на первых этапах исследований по геохимии редких элементов в гранитоидах изучить особенности распределения в Сусамырском батолите палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда. Выше уже отмечалось, что этот абиссальный батолит имеет огромные размеры и может считаться эталоном для такого рода образований.

Сусамырский батолит располагается в северной структурно-фациальной зоне Центрального Тянь-Шаня, отделяющейся от южной зоны рядом крупных глубинных разломов, система которых известна под названием «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» [110].

По представлениям В. А. Николаева, в Северном Тянь-Шане выделяются две основные структурно-фациальные зоны второго порядка: область Талассо-Сусамырских поднятий, являющихся ядром каледонских антиклинальных структур, и область Чу-Илийских депрессий с проявлениями варисской складчатости.

Для области Талассо-Сусамырских поднятий геосинклинальный режим характерен в протерозое и нижнем палеозое. Мощность отложений протерозоя в центральной части этой области равна 7 тыс. м, а мощность ордовика в восточной и северо-восточной ее частях достигает 4 тыс. м. Геосинклинальный этап развития области завершился в конце ордовика интенсивной складчатостью, инверсией геосинклинали и внедрением огромных масс гранитоидов.

Сформировавшееся таким образом каледонское гранитное ядро в течение длительного времени существовало в виде крупного геантиклинального поднятия, а в дальнейшем превратилось в крупную внутриконтинентальную подвижную зону. Изверженные горные породы каледонского возраста развиты в области Талассо-Сусамырских поднятий чрезвычайно широко, занимая до  $\frac{3}{4}$  площади района. В главном батолитовом интрузивном комплексе выделяются три интрузивные фазы: I фаза — штоки и

ксенолиты габбро-диоритов, диоритов и других более щелочных разностей основных и средних пород (около 2% площади батолита); II фаза (главная) — батолитовая интрузия серых порфировидных и неравнозернистых гранитов, адамеллитов, гранодиоритов и реже тоналитов и кварцевых диоритов (около 90% площади); III фаза — массивы лейкократовых серых, розовых и красных среднезернистых гранитов (около 10% площади). Жильная серия представлена жильными гранитами и гранитапли-тами.

Гранитоиды главной фазы повсеместно имеют характерный облик. Это крупнокристаллические породы в неизменных разностях розовато-серого цвета, с порфировидными выделениями калиевого полевого шпата. В центральных частях батолита порфировидность выражена слабее. Наиболее распространены гранодиориты с постепенными переходами в адамеллиты и граниты. Все гранитоиды могут быть разделены на две группы: гранодиориты, приуроченные преимущественно к периферическим частям батолита, и адамеллиты с неравнозернистыми гранитами, которые приурочены главным образом к центральным частям интрузива. В гранодиоритовых разностях содержание биотита обычно составляет 7—8%, а роговой обманки — 1—2%. В гранитных разностях содержание биотита не превышает 4—5%, а роговая обманка практически отсутствует.

Граниты III фазы образуют небольшие массивы, площадью до 20—25 км<sup>2</sup>, приуроченные к зонам крупных тектонических нарушений.

Типичным представителем палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда является батолит горских гранитов Рудногорско-Тюрингинской зоны [55]. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что горские граниты, представленные гранодиоритами, адамеллитами и биотитовыми гранитами, образуют крупный батолит, сформировавшийся при положительных движениях коры в конце судетской фазы складчатости. Внедрившиеся после них рудогорские лейкократовые граниты сильно насыщены летучими и по геохимической характеристике относятся к типу плюмазитовых редкометальных лейкогранитов. Временной перерыв между ними составил 30—50 млн. лет. В этот промежуток времени магматическая деятельность в Рудных горах была ограничена и проявилась в формировании массивов двуслюдяных гранитов кфельского типа [215] и во внедрении даек гранит-порфиров, аплитов и лампрофиров. Рудногорский батолит, сложенный горскими и рудогорскими гранитами, discordантен по отношению к варисским структурам, стратиграфическим и метаморфическим зонам. Рудогорские и преобладающая часть горских гранитов внедрились из более глубоких горизонтов, хотя для некоторых участков горских гранитоидов в южной части Карловарского массива нельзя исключить возможность образования в результате гранитизации.

Таким образом, для большей части массивов горских гранитов можно предполагать существование глубинного очага типа абиссального батолита, тогда как обнажающиеся массивы — часть мезоабиссального батолита. В этом случае кфельские граниты должны считаться кислым дифференциатом мезоабиссальных интрузий горских гранитов (фаза дополнительных интрузий), а рудогорские граниты — поздним кислым дифференциатом абиссального очага палингенной магмы, материнского как для горских, так и для рудогорских гранитов.

В настоящее время горские (Gebirgsgranite) граниты объединяют в древний интрузивный комплекс (Older Intrusive Complex), а рудогорские (Erzgebirgsgranite) — в молодой интрузивный комплекс (Younger Intrusive Complex) [201]. При этом кфельские гранитоиды относятся к древнему интрузивному комплексу. Данные о редкоэлементном составе горских гранитов представлены в табл. 56. Несмотря на некоторые различия между дан-

Таблица 56

**Редкоэлементный состав горских гранитоидов (Чехословакия — ГДР)**

| Элемент  | Горские граниты |      | Двуслюдяные (кфельские) граниты |      | Среднее для главной фазы горских гранитов |
|----------|-----------------|------|---------------------------------|------|---|
|          | 1               | 2    | 1                               | 2    |   |
| Калий    | 4,2             | 4,2  | 3,5                             | 4,1  | 4,2                                       |
| Натрий   | 2,3             | 2,5  | 2,6                             | 2,2  | 2,4                                       |
| Фтор     | 0,09            | 0,08 | 0,10                            | 0,07 | 0,09                                      |
| Литий    | 50              | 130  | 190                             | 100  | 90  |
| Рубидий  | 150             | 320  | 400                             | 310  | 230                                       |
| Бериллий | —               | 6    | 7                               | —    | 6   |
| Стронций | 310             | 120  | 68                              | 100  | 220                                       |
| Барий    | 1800            | 470  | 260                             | 440  | 1100                                      |
| Свинец   | 34              | 40   | 32                              | 27   | 37  |
| Цинк     | 48              | —    | —                               | 29   | 48  |
| Олово    | 2,8             | 9    | 15                              | 7    | 6   |
| Вольфрам | 1,6             | —    | —                               | 4,7  | 1,6                                       |
| Цирконий | —               | 110  | 50                              | —    | 110                                       |
| Ниобий   | —               | 19   | 15                              | —    | 19  |
| Галлий   | —               | 17   | 22                              | —    | 17  |
| Бор      | —               | 28   | 36                              | —    | 28  |
| Ванадий  | —               | 13   | 6                               | —    | 13  |
| Хром     | —               | 7    | 3                               | —    | 7   |
| Никель   | —               | 5    | 3                               | —    | 5   |
| Медь     | —               | 4    | 2                               | —    | 4   |
| K/Rb     | 280             | 130  | 90                              | 130  | 180                                       |
| Ba/Rb    | 13              | 1,5  | 0,6                             | 1,4  | 5   |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в γ/г.

1 — по данным В. Зоубека и др. [55]; 2 — по данным Г. Тишендорфа [233].

ными Г. Тишендорфа [233] и нашими [55], средние содержания редких элементов в горских гранитах достаточно близки содержаниям этих элементов в таких типичных палингенных гранитоидах известково-щелочного ряда, как гранитоиды Сусамырского и Кыринского батолитов. Среднее содержание редких

Т а б л и ц а 57

Редкоэлементный состав восточносаянских палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда

| Элемент  | Саянский комплекс (Ptz <sub>2</sub> ) |       | Игнокский комплекс (Ptz <sub>3</sub> ),<br>главная фаза | Среднее для саянских палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда |
|----------|---------------------------------------|-------|---|--|
|          | интрузивная фаза                      |       |   |  |
|          | I                                     | II    |   |  |
| Натрий   | 2,3                                   | 2,5   | 2,7   | 2,5  |
| Калий    | 2,4                                   | 3,9   | 2,3   | 2,9  |
| Фтор     | 0,057                                 | 0,054 | 0,044   | 0,05   |
| Литий    | 33                                    | 78    | 25  | 45   |
| Рубидий  | 103                                   | 286   | 96  | 160  |
| Таллий   | 1,0                                   | 1,6   | 0,9   | 1,2  |
| Бериллий | 2,4                                   | 4,2   | 1,9   | 2,8  |
| Стронций | 510                                   | 170   | 520   | 400  |
| Барий    | 800                                   | 440   | 980   | 740  |
| Олово    | 10                                    | 13    | 4,2   | 9,1  |
| Молибден | 1,0                                   | 0,7   | 0,8   | 0,8  |
| Вольфрам | 3,7                                   | 2,5   | 3,3   | 3,2  |
| Свинец   | 24                                    | 48    | 18  | 30   |
| Цинк     | 95                                    | 40    | 58  | 64   |
| Галлий   | 16                                    | 20    | 19  | 18   |
| Σ(TR+Y)  | 570                                   | 360   | 510   | 480  |
| Цирконий | 240                                   | 140   | 200   | 190  |
| Кобальт  | 26                                    | 5     | —   | 15   |
| Бор      | 10                                    | 24    | —   | 17   |
| K/Rb     | 230                                   | 140   | 240   | 180  |
| Ba/Rb    | 7,7                                   | 1,5   | 10,2  | 4,6  |

Примечание. Натрий, калий, фтор — в %, остальные — в  $\mu\text{г/г}$ .

элементов для горских гранитов в кфельских гранитоидах в расчет не принималось в связи с малой распространенностью последних и неполной ясностью генетического положения.

Типичные представители палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда — отложения среднепротерозойского саянского и верхнепротерозойского игнокского комплексов в Восточном Саяне, которые изучены петрографически и геохимически Г. Я. Абрамовичем в СибГЕОХИ [2].

Гранитоиды саянского комплекса слагают в Восточном Саяне, по-видимому, мезоабиссальный батолит, формировавшийся на

глубинах 3,5—8 км и обнажающийся отдельными массивами площадью 10—60 км<sup>2</sup>. Он локализуется вдоль зоны Главного Саянского разлома и представлен двумя интрузивными фазами, имеющими почти одинаковую распространенность. В составе первой фазы, занимающей около 40% площади обнаженных гранитоидов комплекса, преобладают биотитовые, биотит-амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты, а в составе второй фазы (60% площади) — биотитовые и двуслюдяные граниты.

Гранитоиды комплекса принадлежат к известково-щелочному типу, характеризуются высокой глиноземистостью и кремнекислотностью, возрастающим к поздней фазе содержанием щелочей при равных соотношениях натрия и калия.

Игнонский комплекс представлен гипабиссальными штоками площадью до 15 км<sup>2</sup> и дайковыми полями, распространенными в зонах глубинных разломов. Штоки сложены амфибол-биотитовыми тоналитами с подчиненными гранодиоритами и кварцевыми диоритами (главная фаза). Редкоэлементный состав гранитоидов Восточного Саяна приведен в табл. 57.

Присутствие фтора в гранитоидах саянского комплекса подтверждает, что дегазация второй фазы на стадии дифференциации магмы в глубинном очаге отсутствует. Содержания калия, рубидия, таллия, стронция, бария, свинца и цинка указывают на достаточно глубокую кристаллизационную дифференциацию в магматическом очаге; от первой ко второй фазе отношение  $Zn/Pb$  изменяется от 4 до 0,9, а  $Ba/Rb$  уменьшается от 7,7 до 1,5. Гранитоиды обеих фаз, по-видимому, связаны единым глубинным очагом, процесс дифференциации которого не завершился образованием аляскитовой магмы плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов и прервался внедрением гранитоидных магм промежуточного состава (гранитоиды второй фазы).

Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда широко распространены в Восточном Забайкалье. Здесь они развиты в пределах Даурского свода (кыринский пермо-триасовый комплекс), Кукульбейского антиклинория (верхнеундинский пермо-триасовый комплекс), а также в пределах Борщевочного хребта (амуджинско-сретенский верхнеюрский комплекс). В первых двух случаях гранитоиды образуют мезоабиссальные батолиты значительных размеров, формировавшиеся на глубинах 5—8 км. В первой публикации о геохимических типах гранитоидов породы кыринского комплекса были приняты в качестве эталона геохимического типа палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда [165].

Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса образуют преимущественно гипабиссальные интрузии.

Как видно из сравнения табл. 57 и 58, палингенные известково-щелочные гранитоиды протерозоя Восточного Саяна и мезозоя Восточного Забайкалья весьма близки по составу редких щелочных (литий, рубидий) и щелочноземельных (стронций,

барий) элементов, являющихся важными индикаторами геохимических особенностей протекания процессов дифференциации гранитоидных магм.

Геохимическое изучение гранитоидов Восточной Монголии [99] позволило выделить среди гранитоидов этого района два типа

Т а б л и ц а 58

Редкоэлементный состав восточнозabayкальских палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда

| Элемент         | Комплекс        |                      |                             | Среднее для главной фазы палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда |
|-----------------|-----------------|----------------------|-----------------------------|--|
|                 | кыринский [161] | верхнеундинский [75] | амуджикано-средненский [86] |  |
| Натрий          | 2,9             | 2,7                  | 3,0                         | 2,9  |
| Калий           | 3,3             | 3,0                  | 3,2                         | 3,2  |
| Фтор            | 0,08            | 0,07                 | 0,08                        | 0,08   |
| Литий           | 36              | 45                   | 70                          | 50   |
| Рубидий         | 140             | 130                  | 145                         | 140  |
| Бериллий        | 3,5             | 1,5                  | 4,6                         | 3,2  |
| Стронций        | 300             | —                    | 480                         | 390  |
| Барий           | 750             | —                    | 800                         | 770  |
| Олово           | 5,3             | 5,1                  | 5,0                         | 5,1  |
| Молибден        | 1,6             | 1,1                  | 1,6                         | 1,4  |
| Вольфрам        | 2,0             | —                    | —                           | 2,0  |
| Свинец          | 25              | 12                   | 30                          | 22   |
| Цинк            | 45              | 50                   | 39                          | 45   |
| Цирконий        | 200             | —                    | —                           | 200  |
| Ниобий          | 20              | —                    | 7                           | 14   |
| Тантал          | 3,5             | —                    | 1                           | 2  |
| $\Sigma$ (TR+Y) | 210             | —                    | —                           | 210  |
| K/Rb            | 240             | 230                  | 224                         | 230  |
| Ba/Rb           | 5               | —                    | 5,5                         | 5,5  |

П р и м е ч а н и е. В случае верхнеундинского комплекса были использованы данные по наиболее распространенной главной фазе, объединяющей газимурские и верхнеундинские гранитоиды.

Натрий, калий, фтор — в %, остальные — в  $\mu$ г.

(гранодиорит-гранитный и гранитов стандартного типа), которые в основной своей массе могут быть отнесены к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда. Как и в Восточном Забайкалье, гранитоиды этой части МНР относятся либо к пермо-триасу (раннемезозойский цикл), либо к юре (позднемезозойский цикл).

В северо-восточной части МНР, в пределах сводового Хэнтэйского поднятия, являющегося южным продолжением Даурского свода, развиты пермо-триасовые гранитоиды, аналогичные кы-

ринскому комплексу. В районе Хэнтэя амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты главной фазы кыринского комплекса [55] отвечают породам гранодиорит-гранитного типа [99], а мелко-среднезернистые биотитовые и лейкократовые граниты фазы дополнительных интрузий кыринского комплекса — гранитам стандартного типа (табл. 59).

Гранитоиды гранодиорит-гранитного типа Хэнтэйского свода изначально отличались от гранитоидов главной фазы Кыринского батолита меньшим содержанием фтора и рубидия и более

Таблица 59

Редкоэлементный состав (в %) пермо-триасовых палингенных гранитоидов Даурского и Хэнтэйского сводов

| Элемент  | Гранитоиды главной фазы кыринского комплекса (Даурский свод) | Гранитоиды гранодиорит-гранитного типа (Хэнтэйский свод) | Гранитоиды фазы дополнительных интрузий кыринского комплекса (Даурский свод) | Гранитоиды стандартного типа (Хэнтэйский свод) |
|----------|--|--|--|--|
| Фтор     | 0,08   | 0,04   | 0,02   | —  |
| Литий    | 36   | 34   | 42   | 53   |
| Рубидий  | 140  | 110  | 200  | 240  |
| Стронций | 300  | 400  | 80   | 70   |
| Барий    | 750  | 900  | 270  | 250  |
| Свинец   | 25   | 17   | 32   | 24   |
| Цинк     | 45   | 50   | 34   | 33   |

высоким содержанием стронция и бария. Кристаллизационная дифференциация исходной гранодиорит-гранитной магмы гранитов стандартного типа Хэнтэйского района прошла, по-видимому, несколько глубже, чем в зоне Кыринского батолита. Это подтверждается некоторым увеличением содержания рубидия и уменьшением стронция и бария. Как и в Даурском своде, гранитоиды гранодиорит-гранитного типа Хэнтэя (главная фаза пермо-триасового гранитного комплекса) слагают крупные интрузивные тела площадью до 1000 км<sup>2</sup>, резко дискордантные по отношению к вмещающим палеозойским структурам.

Образованию гранитоидов главной фазы Хэнтэйского батолита предшествовало внедрение небольших массивов диоритов и габбро-диоритов, имеющих форму штоков и располагающихся преимущественно по периферии крупных гранитных плутонов.

Породы, которые могут быть отнесены к фазе дополнительных интрузий пермо-триасового (раннемезозойского) комплекса гранитоидов в районе Хэнтэя, по-видимому, занимают большие площади, чем аналогичные интрузии в районе Даурского свода. Поэтому можно предположить, что в районах Хэнтэя эти более поздние образования находятся в соотношении, аналогичном I и II фазам протерозойского саянского комплекса Восточного

Саяна: гранитоиды гранодиорит-гранитного и стандартного типов — продукты единого глубинного очага палингенной гранитной магмы известково-щелочного состава. Следовательно, в этом районе процесс дифференциации глубинного очага, вероятно, прошел и дальше, так как после гранитов стандартного типа здесь произошло внедрение гипабиссальных интрузий аляскитовой магмы (плюмазитовых редкометальных лейкогранитов),

Т а б л и ц а 60

Редкоэлементный состав палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда Восточной Монголии

| Элемент  | Тип гранитоидов       |                                      | Среднее |
|----------|-----------------------|--------------------------------------|---------|
|          | гранодиорит-гранитный | стандартный (ранне-мезозойский цикл) |         |
| Калий    | 2,9                   | 3,8                                  | 3,3     |
| Натрий   | 3,0                   | 2,7                                  | 2,9     |
| Фтор     | 0,07                  | 0,07                                 | 0,07    |
| Литий    | 31                    | 40                                   | 36      |
| Рубидий  | 112                   | 232                                  | 172     |
| Таллий   | 1,0                   | 0,7                                  | 0,8     |
| Бериллий | 1,9                   | 3,9                                  | 2,9     |
| Стронций | 470                   | 145                                  | 310     |
| Барий    | 980                   | 420                                  | 700     |
| Олово    | 3,8                   | 5,1                                  | 4,5     |
| Вольфрам | 2,9                   | 3,5                                  | 3,4     |
| Свинец   | 20                    | 20                                   | 20      |
| Цинк     | 49                    | 33                                   | 41      |
| Бор      | 23                    | 19                                   | 21      |
| K/Rb     | 260                   | 160                                  | 190     |
| Ba/Rb    | 8,7                   | 1,8                                  | 4,1     |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\mu$ г.

апикальная фация которых выделяется В. И. Коваленко [71] в тип литий-фтористых гранитов.

При геохимических исследованиях в восточной части Монголии было обследовано свыше 50 массивов, основная часть которых сложена гранитоидами гранодиорит-гранитного и стандартного типов. Большая часть этих гранитоидов может быть отнесена к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда. Поэтому при определении среднего содержания редких элементов в гранитоидах этого геохимического типа сначала были определены средние содержания этих элементов в главных фазах массивов гранитоидов гранодиорит-гранитного типа и гранитов стандартного типа, а затем получено среднее между ними (табл. 60).

В гранитах стандартного типа, относимых нами к гранитоидам второй интрузивной фазы глубинного очага палингенной гранитоидной магмы известково-щелочного состава, наблюдается незначительное повышение содержаний рубидия, лития, бериллия, снижение концентраций стронция, бария и цинка. При этом в породах не снижается содержание фтора, а калий преобладает над натрием.

Следовательно, граниты «стандартного» типа — более кислый дифференциат глубинного магматического очага, в котором при процессе кристаллизационной дифференциации не дегазировались остаточные расплавы. В этом отношении граниты стандартного типа напоминают не только граниты II фазы протерозойского саянского комплекса, но также и двуслюдяные кфельские граниты в Рудных горах, хотя последние распространены значительно меньше горских. Однако во всех трех случаях сохраняется уровень содержаний фтора в последующих дериватах глубинного очага. Это, по-видимому, важный показатель возможности образования в глубинном очаге поздних аляскитовых магм, насыщенных летучими.

Для расчета среднего редкоэлементного состава геохимического типа палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда использованы данные по пяти различным районам мира (табл. 61): протерозойские (Восточный Саян), каледонские (Центральный Тянь-Шань), варисские (Рудные горы) и мезозойские (Восточное Забайкалье и МНР) гранитоиды. Несмотря на различный возраст и геологическое положение (абиссальные и мезоабиссальные батолиты и гипабиссальные интрузии), все гранитоиды данного геохимического типа характеризуются постоянством редкоэлементного состава и особенно таких важных индикаторных элементов, как рубидий, стронций и барий, а также отношений  $K/Rb$  и  $Ba/Rb$ . Средний редкоэлементный состав палингенных гранитов известково-щелочного ряда весьма близок к составу среднего гранита, по А. П. Виноградову [30]. Особенно это касается фтора, рубидия, стронция и бария. Для ряда элементов (тантал, медь, германий, ванадий, хром, никель, кобальт) количество данных весьма ограничено, поэтому принимаемые средние содержания взяты в скобки (см. табл. 61). Естественно, что с накоплением новых данных и привлечением имеющихся данных по содержанию редких элементов в гранитоидах этого геохимического типа из других районов мира средний редкоэлементный состав палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда будет пополняться и уточняться. Наблюдающееся постоянство составов гранитоидов дает основание полагать, что для ведущих редких элементов эти изменения в будущем окажутся незначительными.

Таблица 61. Редкоэлементный состав палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда

| Элемент                      | Гранитоиды главной фазы Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань) | Горские граниты Рудных гор (ЧССР и ГДР) | Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда |                      |                    | Среднее | Средний гранит. по А. П. Виноградову [30] |
|------------------------------|---|---|--|----------------------|--------------------|---------|---|
|                              |   |   | Восточный Саян                                   | Восточное Забайкалье | Восточная Монголия |         |   |
| Натрий                       | 2,7   | 2,4                                     | 2,5  | 2,9                  | 2,9                | 2,7     | 2,8                                       |
| Калий                        | 3,2   | 4,2                                     | 2,9  | 3,2                  | 3,3                | 3,6     | 3,3                                       |
| Фтор                         | 0,10  | 0,09                                    | 0,05   | 0,08                 | 0,07               | 0,08    | 0,08                                      |
| Литий                        | 32  | 90                                      | 45   | 50                   | 36                 | 50      | 40  |
| Рубидий                      | 170   | 230                                     | 160  | 140                  | 172                | 175     | 200                                       |
| Таллий                       | 1,3   | 0,4                                     | 1,2  | 0,9                  | 0,8                | 0,9     | 1,5                                       |
| Бериллий                     | —   | 6                                       | 2,8  | 3,2                  | 2,9                | 3,0     | 5,5                                       |
| Стронций                     | —   | 220                                     | 400  | 390                  | 310                | 330     | 300                                       |
| Барий                        | —   | 1100                                    | 740  | 770                  | 700                | 830     | 830                                       |
| Олово                        | —   | 6                                       | 9,1  | 5,1                  | 4,5                | 6,2     | 3   |
| Молибден                     | 0,6   | —                                       | 0,8  | 1,4                  | 1,5                | 1,1     | 1   |
| Вольфрам                     | —   | 1,6                                     | 3,2  | 2,0                  | 3,4                | 2,5     | 1,5                                       |
| Свинец                       | 25  | 37                                      | 30   | 22                   | 20                 | 27      | 20  |
| Цинк                         | 56  | 48                                      | 64   | 45                   | 41                 | 51      | 60  |
| Цирконий                     | —   | 110                                     | 190  | 200                  | 270                | 190     | 200                                       |
| Ниобий                       | —   | 19                                      | —  | 14                   | 24                 | 19      | 20  |
| Тантал                       | —   | —                                       | —  | 2                    | 3,8                | (2,9)   | 3,5                                       |
| $\Sigma(\text{TR}+\text{Y})$ | 410   | —                                       | 480  | 210                  | 210                | 330     | 190                                       |
| Бор                          | —   | 28                                      | 17   | —                    | 21                 | 22      | 15  |
| Медь                         | 12  | 4                                       | —  | —                    | —                  | (8)     | 20  |
| Галлий                       | 17  | 17                                      | 18   | —                    | —                  | 17      | 20  |
| Германий                     | 1,6   | —                                       | —  | —                    | —                  | (1,6)   | 1,4                                       |
| Ванадий                      | —   | 13                                      | —  | 30                   | —                  | (21)    | 40  |
| Хром                         | —   | 7                                       | —  | 70                   | —                  | (38)    | 25  |
| Никель                       | —   | 5                                       | —  | 29                   | —                  | (17)    | 8   |
| Кобальт                      | —   | —                                       | 15   | 7                    | —                  | (11)    | 5   |
| K/Rb                         | 190   | 180                                     | 180  | 230                  | 190                | 200     | 160                                       |
| Va/Rb                        | —   | 5                                       | 4,6  | 5,5                  | 4,1                | 5       | 4,2                                       |

Примечание. Натрий, калий, фтор — в %, остальные — в  $\mu\text{г}$ .

Гранитоиды этого геохимического типа исследователями называются по-разному: редкометалльные, оловоносные, литий-фтористые и т. д. В рамках международной программы геологической корреляции «Минерализация, связанная с кислым магматизмом (MAWAM)» наибольшее внимание уделяется этому типу гранитоидов. Об этом свидетельствует программа международного симпозиума MAWAM, который был проведен осенью 1974 г. в Карловых Варах (Чехословакия). Организаторами симпозиума, как и всей программы MAWAM, являются чехословацкие (М. Штемпрок), немецкие (Г. Тишendorф) и французские (Л. Бюрноль) геохимики, изучающие геохимию плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов Рудных гор и Центрального французского массива и минерализацию, связанную с ними.

Граниты, особенно в апикальных частях магматических тел, резко обогащены такими редкими элементами, как литий, рубидий, олово, вольфрам, ниобий, тантал, бериллий, фтор и т. д. Нередко концентрации этих элементов в купольных структурах гипабиссальных интрузий достигают промышленных уровней. В подобных интрузиях образуются огромные по масштабам элювиальные россыпи касситерита (Малайзия, Индонезия), а также высокотемпературные рудные концентрации (грейзены, цвиттеры и т. д.). Классические примеры грейзеновых редкометалльных месторождений известны в Рудных горах (Цинновец и др.). Эти рудные концентрации пространственно всегда тесно связаны с материнскими интрузиями и поэтому их генетическая близость сомнений не вызывает.

Гидротермальное оруденение, генерированное подобными гранитоидами, известно меньше. Типичными примерами гидротермального оловянного оруденения, связанного с гранитоидами данного геохимического типа, являются Корнуолл (Англия) и Хапчеранга (Восточное Забайкалье).

Прежде чем рассматривать геохимические особенности этой группы гранитоидов, необходимо определить наиболее целесообразное название этого типа.

Называть эти гранитоиды редкометалльными нецелесообразно, так как кроме них известны редкометалльные гранитоиды еще двух типов (агпайтовые и палингенные щелочного ряда). Оловоносными называют гранитоиды латитового ряда, которые обладают не меньшей потенциальной рудоносностью, чем рассматриваемые гранитоиды. Термин литий-фтористые граниты представляется также неудачным, так как граниты, относящиеся к этому типу, по существу являются всего лишь апикальной фацией аляскитовых гранитов, пересыщенной фтором, литием и другими редкими элементами.

Принимая во внимание особенности химического состава этих гранитоидов, их насыщенность водой и другими летучими,

достаточно высокую глиноземистость и целесообразность противопоставления их агпантовым редкометальным гранитоидам, можно называть их плюмазитовыми редкометальными лейкогранитами. Этим названием подчеркивается лейкократовый (аляскитовый) характер гранитоидных магм, насыщенных летучими и связанными с ними редкими элементами.

Генетически эти гранитоиды являются самыми поздними дифференциатами крупных глубинных (абиссальных) очагов палингенных гранитоидных магм известково-щелочного ряда. Обычно плюмазитовые редкометальные лейкограниты образуют гипабиссальные интрузии, которые могут достигать значительных размеров. Гипабиссальное положение таких интрузий и их насыщенность летучими предопределяет интенсивное развитие в них процессов эманационной дифференциации магм, а также последующих метасоматических процессов.

В настоящее время детальное геохимическое изучение плюмазитовых редкометальных лейкогранитов осуществляется в районах Восточного Забайкалья, Восточной Монголии, Рудных гор в Чехословакии и ГДР и в Центральном французском массиве.

Интрузии гранитоидов этого геохимического типа известны значительно шире. Районом их наибольшего развития, несомненно, является юго-восточная Азия (Бирма, Таиланд, Малайзия, Индонезия). В нашей стране районами развития плюмазитовых редкометальных лейкогранитов являются Северо-Восток, Дальний Восток, Восточное Забайкалье, Центральный Казахстан, Северный Тянь-Шань. По-видимому, гранитоиды этого типа развиты в Австралии, Нигерии, на Аляске и в ряде других стран.

При анализе геохимических особенностей этого типа гранитоидов необходимо достаточно четко ограничить круг вопросов, подлежащих рассмотрению. Представляется, что наиболее важным является установление геохимической характеристики исходной лейкократовой (аляскитовой) магмы. Ее внедрение, становление, дифференциация и кристаллизация приводят к появлению в верхних (апикальных) частях гипабиссальных интрузий многочисленных фаций с различной степенью концентрирования редких элементов. Эти фации, отличающиеся высоким уровнем концентрирования редких элементов на позднемагматическом этапе, в последнее время чаще всего называют литий-фтористыми гранитами [71]. По-видимому, при установлении геохимических особенностей плюмазитовых редкометальных лейкогранитов вторым важным вопросом является характеристика литий-фтористых гранитов. Располагаясь в купольных участках и распространяясь в разных интрузиях на глубину 0,5—2 км, эта литий-фтористая фациальная разновидность плюмазитовых редкометальных лейкогранитов часто принимается за главную разновидность гранитоидов этого геохимического типа. Естественно, что это приводит к ошибкам в интерпретации результатов и позволяет некоторым исследователям до сих пор говорить об

изначальной первично-магматической металлогенической специализации гранитоидных магм этого типа.

Интенсивное развитие в участках распространения литий-фтористой фации автосоматических и других постмагматических процессов вызывает существенные изменения концентраций редких элементов, что сильно затрудняет выявление закономерностей поведения редких элементов на магматическом этапе. Некоторые исследователи до сих пор не считают возможным образование высоких концентраций редких элементов чисто магматическим путем и основную роль возлагают на автосоматические процессы альбитизации аляскитовых гранитов (образование апогранитов).

Доказано, что литий-фтористая фация плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов может образовываться магматическим путем. Однако было бы ошибочно полностью отрицать роль метасоматических процессов в перераспределении рудного вещества гипабиссальных интрузий на постмагматических этапах. Эти процессы могут проявляться в большей или меньшей степени, но в большинстве интрузии плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов этим постмагматическим процессам предшествует интенсивная эманационная дифференциация аляскитовых магм, которая приводит к образованию в апикальных частях интрузии фации литий-фтористых гранитов. Геохимическое изучение гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов Восточной Монголии, предпринятое в последние годы (В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, П. В. Коваль, В. С. Антипин, Н. В. Владыкин и др.), позволяет определить для этого обширного района средний редкоэлементный состав исходной аляскитовой магмы гранитоидов этого геохимического типа (табл. 62), а также наиболее вероятный состав литий-фтористой фации этих гранитоидов (табл. 63).

Редкоэлементный состав неизменных аляскитовых гранитов, являющихся главной фазой соответствующих массивов плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, характеризуется повышенным содержанием фтора, рубидия и лития и пониженным — стронция и бария. По сравнению с гранитоидами известково-щелочного ряда существенно изменяются отношения  $Ba/Rb$  и  $K/Rb$ . Содержания рудных элементов, прежде всего олова, вольфрама и бериллия, по сравнению с генетически родственными аляскитам палингенными гранитоидами известково-щелочного ряда увеличиваются незначительно. Данных для редкоземельных элементов пока недостаточно, поэтому среднее содержание взято в скобки (см. табл. 62).

По сравнению с исходной аляскитовой магмой в составе литий-фтористой фации плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов Восточной Монголии возрастает содержание фтора, лития и рубидия (лития — в 4 раза, а рубидия — почти в три). Значительно возрастают содержания олова и тантала (в 6 и 8 раз

Таблица 62

## Редкоэлементный состав аляскитовых гранитоидов Восточной части МНР

| Элемент                      | Жанчивланский массив, аляскитовый гранит главной фазы | Бага-Газрынский массив, аляскиты главной фазы | Борун-Цогтинский массив (восточный) аляскиты | Юдугынский (западный) аляскиты I фазы | Югодзырский рудный узел крупнозернистые аляскиты (хухутуйские) | Ара-Унчжунский массив порфириновый биотитовый гранит главная фаза | Цаган-Дабильский массив, порфириновый гранит | Среднее для аляскитовых главных фаз |
|------------------------------|---|---|--|---------------------------------------|--|---|--|-------------------------------------|
| Калий                        | 4,4   | 4,2   | 3,3  | 4,1                                   | 4,3  | 4,3   | 3,8  | 4,1                                 |
| Натрий                       | 2,9   | 2,6   | 4,1  | 2,9                                   | 3,1  | 3,1   | 2,8  | 3,1                                 |
| Фтор                         | 0,36  | 0,29  | 0,31   | 0,30                                  | 0,25   | 0,16  | 0,25   | 0,27                                |
| Литий                        | 195   | 147   | 86   | 136                                   | 73   | 58  | 83   | 110                                 |
| Рубидий                      | 511   | 387   | 308  | 470                                   | 334  | 264   | 275  | 367                                 |
| Таллий                       | 1,4   | 1,6   | 1,1  | 3,4                                   | 0,5  | 1,0   | —  | 1,5                                 |
| Бериллий                     | 9,9   | 11,1  | 4,0  | 4,3                                   | 5,6  | 5,7   | 8,0  | 7,0                                 |
| Стронций                     | 21  | 14  | 4  | 10                                    | 9  | 100   | 200  | 50                                  |
| Барий                        | 84  | 69  | 6?   | 50                                    | 45   | 300   | 360  | 130                                 |
| Олово                        | 12  | 7,4   | 4,2  | 13,8                                  | 5,2  | 4,8   | 9,7  | 8,1                                 |
| Вольфрам                     | 4,2   | 5,1   | 2,3  | 6,4                                   | 3,2  | 1,6   | 1,8  | 3,5                                 |
| Молибден                     | 2,0   | 1,3   | 1,2  | —                                     | —  | 2,3   | —  | 1,7                                 |
| Свинец                       | 21  | 23  | 27   | 49                                    | 30   | 14  | 24   | 27                                  |
| Цинк                         | 37  | 26  | 69   | 38                                    | 43   | 25  | 34   | 39                                  |
| Ниобий                       | 23  | 35  | 59   | 27                                    | —  | —   | —  | 36                                  |
| Тантал                       | 4   | 6,3   | 3,3  | 3                                     | —  | —   | —  | 4,1                                 |
| Цирконий                     | 260   | 220   | 74   | 186                                   | —  | —   | —  | 185                                 |
| Гафний                       | 9,3   | 11  | 5  | 8,5                                   | —  | —   | —  | 8,4                                 |
| $\Sigma(\text{TR}+\text{Y})$ | 360   | 425   | —  | —                                     | —  | —   | —  | (390)                               |
| Бор                          | 14  | 11  | 10   | 15                                    | 25   | 26  | 38   | 20                                  |
| K/Rb                         | 86  | 110   | 110  | 87                                    | 130  | 160   | 140  | 110                                 |
| Ba/Rb                        | 0,16  | 0,18  | 0,02?  | 0,11                                  | 0,13   | 1,1   | 1,3  | 0,3                                 |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\mu\text{г}$ .

Таблица 63

## Редкоэлементный состав литий-фтористой фации аляскитовых гранитоидов Восточной части МНР

| Элемент  | Жанчивланский массив, альбит-лепидолитовые граниты | Бага-Газрынский массив, амазонит-альбитовые пегматоидные граниты | Борун-Цогтинский массив (восточный), амазонит-альбитовые граниты | Юдугуйнский (западный), амазонит-альбитовые граниты | Югодзырский рудный узел, аляскиты г. Ульдзурин-Обо | Ара-Унчжувский массив, микроклин-альбитовый гранит II фазы | Цаган-Дабинский массив, микроклин-альбитовый гранит | Среднее |
|----------|--|--|--|---|--|--|---|---------|
| Калий    | 3,4  | 4,4  | 3,7  | 3,2   | 3,9  | 3,6  | 2,6   | 3,5     |
| Натрий   | 4,8  | 2,5  | 3,6  | 3,5   | 2,9  | 3,4  | 4,0   | 3,5     |
| Фтор     | 0,63   | 1,44   | 0,34   | 0,34  | —  | 0,30   | 0,21  | 0,55    |
| Литий    | 878  | 630  | 150  | 403   | 347  | 330  | 456   | 456     |
| Рубидий  | 1500   | 960  | 529  | 1106  | 751  | 854  | 1008  | 960     |
| Таллий   | 3,7  | 4,9  | 2,6  | 6,6   | 1,6  | —  | —   | 3,9     |
| Бериллий | 4,9  | 15,0   | 4,6  | 4,2   | —  | 5,7  | 18,0  | 8,7     |
| Стронций | 6  | 7  | 4  | 5   | 14   | 20   | 20  | 11      |
| Барий    | 9  | 12   | 11   | 15  | 48   | 35   | 60  | 27      |
| Олово    | 102  | 10   | 10,6   | 18  | 91   | 21   | 94  | 49,5    |
| Вольфрам | 2,7  | 19,2   | 2,9  | 6,0   | 16,8   | 4,4  | (80) ?  | 8,7     |
| Молибден | 1,8  | 1,2  | 1,0  | —   | —  | 1,6  | —   | 1,4     |
| Свинец   | 24   | 24   | 60   | 106   | 34   | 33   | 52  | 47      |
| Цинк     | 35   | 56   | 63   | 188   | 74   | 34   | 17  | 67      |
| Ниобий   | 75   | 70   | 28   | 91  | 66   | —  | 50  | 63      |
| Тантал   | 49   | 58   | 6  | 16,1  | 9  | —  | 50  | 31      |
| Цирконий | 78   | 112  | 59   | 160   | 150  | —  | 72  | 105     |
| Гафний   | 12,7   | 11   | 6  | 19  | 11,4   | —  | 9,4   | 11,5    |
| Σ (TR+Y) | 35   | —  | —  | —   | —  | —  | —   | (35)    |
| Бор      | 10   | —  | 10   | 13  | 22   | 22   | (71) ?  | 15      |
| K/Rb     | 23   | 46   | 70   | 30  | 52   | 42   | 26  | 36      |
| Ba/Rb    | 0,006  | 0,012  | 0,020  | 0,014   | 0,06   | 0,04   | 0,06  | 0,03    |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\mu\text{г}$ .

Т а б л и ц а 64

## Редкоэлементный состав плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов и их литий-фтористых разновидностей (Рудные горы, ЧССР и ГДР)

| Элемент  | Карловарский массив [231] |      | Рудные горы, ГДР [201] |      | Рудные горы, ЧССР [55] |      | Среднее для главной фазы плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов | Среднее для литий-фтористой фации |
|----------|---------------------------|------|------------------------|------|------------------------|------|---|-----------------------------------|
|          | 1                         | 2    | 1                      | 2    | 1                      | 2    |   |                                   |
| Калий    | 4,0                       | 3,8  | 3,9                    | 3,7  | 3,9                    | 3,7  | 3,9   | 3,7                               |
| Натрий   | 2,4                       | 2,3  | 2,5                    | 2,6  | 2,3                    | 2,3  | 2,4   | 2,4                               |
| Фтор     | 0,07                      | 0,48 | 0,24                   | 0,63 | 0,25                   | 0,42 | 0,19  | 0,51                              |
| Литий    | 186                       | 414  | 220                    | 547  | 190                    | 490  | 200   | 484                               |
| Рубидий  | 295                       | 714  | 510                    | 1130 | 390                    | 710  | 400   | 850                               |
| Таллий   | —                         | —    | —                      | —    | 1,8                    | 3,5  | (1,8)   | (3,5)                             |
| Цезий    | —                         | —    | —                      | —    | 29                     | 59   | (29)  | (59)                              |
| Бериллий | 8,5                       | 14   | 9                      | 11   | —                      | 16   | 9   | 14                                |
| Стронций | 142                       | 25   | 39                     | (30) | 51                     | 27   | 77  | 27                                |
| Барий    | 324                       | 49   | 280                    | (87) | 220                    | 100  | 275   | 80                                |
| Олово    | 30                        | 37   | 32                     | 36   | 25                     | 46   | 29  | 40                                |
| Вольфрам | —                         | —    | —                      | —    | 10,2                   | 18,1 | (10)  | (18)                              |
| Свинец   | —                         | —    | 29                     | 19   | 19                     | 10   | 24  | 15                                |
| Цинк     | —                         | —    | —                      | —    | 29                     | 28   | (29)  | (28)                              |
| Галлий   | 19                        | 40   | 24                     | 30   | —                      | —    | 22  | 35                                |
| Цирконий | 130                       | 44   | 67                     | (47) | —                      | —    | 100   | 45                                |
| Ванадий  | 20                        | 5    | 4                      | 2    | —                      | —    | 12  | 3,5                               |
| Хром     | —                         | —    | 4                      | 3    | —                      | —    | (4)   | (3)                               |
| Никель   | —                         | —    | 3                      | 3    | —                      | —    | (3)   | (3)                               |
| Ниобий   | —                         | —    | (13)                   | (22) | —                      | —    | (13)  | (22)                              |
| K/Rb     | 130                       | 53   | 76                     | 33   | 100                    | 52   | 98  | 43                                |
| Ba/Rb    | 1,1                       | 0,07 | 0,55                   | 0,08 | 0,51                   | 0,14 | 0,7   | 0,09                              |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в г/г. 1 — главная фаза; 2 — литий-фтористая фация.

соответственно) и очень резко (более чем в 10 раз) снижается содержание редких земель. Этот вывод основывается только на примере Жанчивланского массива и нуждается в проверке.

Показательным является резкое снижение содержаний стронция и бария в гранитоидах литий-фтористой фации (почти в 5 раз) по сравнению с содержаниями в исходных аляскитовых гранитах. Изменяется и отношение Ba/Rb: в материнских палингенных известково-щелочных гранитоидах оно равно 5, а в главной фации плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов (аляскитовых гранитах) — 0,3, в литий-фтористой фации — 0,03.

Широко развиты апикальные литий-фтористые фации плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов в районе Рудных гор в Чехословакии и ГДР. Здесь, как и в Монголии, можно наблюдать и гранитоиды, образованные исходной аляскитовой магмой, и граниты литий-фтористой фации. При рассмотрении материалов по Рудным горам использовались данные Г. Тишендорфа и его сотрудников [233], И. Кломинского и Е. Абсолоновой [23], геохимически изучивших Карловарский гранитный массив Рудогорской провинции, а также наши с В. Зоубеком и В. Козловым данные по гранитоидам района [55]. Результаты этого сопоставления приведены в табл. 64; полученные только из одного источника или почему-либо вызывающие сомнение взяты в скобки, но при подсчете средних учитывались.

В работе И. Кломинского и Е. Абсолоновой [231] данные, использованные нами для характеристики гранитоидов литий-фтористой фации, характеризуют так называемые автометаморфические граниты ( $R_2$ ,  $R_3$ ,  $R_4$ ), а породы главной фазы называются нормальным гранитом ( $H_3$  и  $H_2$ ). При анализе данных Г. Тишендорфа и других [201] гранитоиды групп JG—1 и JG—2 были отнесены к породам главной фазы, а гранитоиды групп YG—1, YG—2 и YG—3 — к породам литий-фтористой фации.

Результаты, полученные независимо друг от друга в трех разных лабораториях, достаточно хорошо соответствуют друг с другом. Кроме того, эти данные показывают, что и в Рудных горах могут быть выделены породы главной фазы плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов и их апикальной литий-фтористой фации. Соотношения редких элементов между двумя типами пород аналогичны наблюдавшимся в гранитоидах Монголии. По сравнению с главной интрузивной фазой в литий-фтористых гранитах наблюдается увеличение содержаний фтора (в 2,5 раза), лития (в 2,4 раза) и рублидия (более чем в 2 раза). Меньше концентрации таллия, цезия, бериллия, олова, вольфрама и ниобия, стронция, бария, циркония и ванадия.

По сравнению с монгольскими плюмазитовыми редкометалльными лейкогранитами в их рудногорских аналогах значительно повышены концентрации олова (8 и 29  $\mu$ /г соответственно) и бария (130 и 275  $\mu$ /г соответственно); последнее, возможно, яв-

## Редкоэлементный состав гранитов главной фазы плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов Восточного Забайкалья

| Элемент  | Халчералинский массив, биотитовые граниты | Харалгинская интрузия, лейкократовые и биотитовые граниты | Верхне-Ингодинская интрузия, биотитовые граниты | Беренская интрузия, лейкократовые граниты | Саханайский массив, двуслюдяные порфировидные граниты | Зун-Ундурский штрок, двуслюдяные порфировидные граниты |
|----------|---|---|---|---|---|--|
| Калий    | 4,2                                       | 4,0   | 4,1   | 4,0                                       | 3,9   | 3,6  |
| Натрий   | 2,9                                       | 3,1   | 2,7   | 2,9                                       | 2,8   | 2,8  |
| Фтор     | 0,40                                      | 0,28  | 0,31  | 0,25                                      | 0,14  | 0,25   |
| Литий    | 90  | 92  | 66  | 82  | 130   | 170  |
| Рубидий  | 380                                       | 370   | 400   | 390                                       | 300   | 350  |
| Бериллий | 14  | 11  | 9   | 16  | 7,2   | 13   |
| Стронций | 100                                       | 100   | 100   | 50  | 100   | 100  |
| Барий    | 300                                       | 100   | 400   | 100                                       | 400   | 150  |
| Олово    | 14  | 10  | 8,6   | 6,5                                       | 13  | (27) ?   |
| Вольфрам | 2,7                                       | 6,5   | 8,1   | 5,7                                       | 4,1   | 7,1  |
| Молибден | —   | —   | —   | —   | 1,0   | 1,1  |
| Свинец   | 26  | 30  | 28  | 40  | 21  | 17   |
| Цинк     | 57  | 45  | 31  | 37  | 20  | 27   |
| Бор      | 13  | 11  | 27  | 15  | 50  | 110  |
| Таллий   | —   | —   | —   | —   | —   | —  |
| Ниобий   | —   | —   | —   | —   | —   | —  |
| Тантал   | —   | —   | —   | —   | —   | —  |
| K/Rb     | 110                                       | 108   | 102   | 102                                       | 130   | 103  |
| Ba/Rb    | 0,8                                       | 0,27  | 1,0   | 0,25                                      | 1,3   | 0,43   |

ляется следствием высокой концентрации этого элемента в материнских палингенных гранитоидах известково-щелочного ряда и, как было показано выше, нашло отражение в повышенных содержаниях бария в горских гранитах. Повышенное же содержание олова в гранитах главной фазы, по-видимому, объясняется интенсивным перемещением летучих в верхние части интрузий на стадии их внедрения, т. е. на раннем магматическом этапе. Интенсивная миграция летучих на этой стадии могла, аналогично приведенному выше примеру Верхне-Урмийского массива (Дальний Восток), привести к концентрированию олова в верхней части интрузии, а с другой — закончиться дегазацией отдельных частей интрузива. Подтверждением могут служить данные И. Кломинского и Е. Аболоновой [231] по содержанию фтора в нормальных гранитах Карловарского массива.

| Соктуйский массив, биотитовые граниты главной фазы | Тургинский массив, биотитовые граниты | Адун-Чалонский массив, лейкократовые граниты | Боговский массив, лейкократовые граниты | Кир-Киринский массив, лейкократовые граниты | Дурдугуевский массив, биотитовые порфировидные граниты | Среднее |
|--|---------------------------------------|--|---|---|--|---------|
| 4,3  | 3,8                                   | 3,3  | 3,9                                     | 3,7   | 3,2  | 3,8     |
| 2,8  | 2,8                                   | 2,6  | 3,3                                     | 2,6   | 2,4  | 2,8     |
| 0,30   | 0,17                                  | 0,22   | 0,18                                    | 0,26  | 0,07   | 0,24    |
| 69   | 70                                    | 136  | 150                                     | 134   | 110  | 108     |
| 346  | 343                                   | 326  | 467                                     | 411   | 270  | 363     |
| 7,0  | 5,9                                   | 7,1  | 5,8                                     | 7,1   | 6,7  | 9,1     |
| 61   | —                                     | —  | —                                       | —   | 200  | 100     |
| 131  | —                                     | —  | —                                       | —   | 500  | 170     |
| 6,2  | 3,7                                   | 8,7  | 10,0                                    | 7,4   | 9,8  | 8,9     |
| —  | —                                     | —  | —                                       | —   | 1,7  | 5,1     |
| 2,3  | 1,0                                   | 0,8  | —                                       | —   | 1,1  | 1,2     |
| 32   | 32                                    | 31   | 25                                      | 27  | 22   | 28      |
| 61   | 54                                    | 37   | 41                                      | 44  | 50   | 42      |
| —  | —                                     | —  | —                                       | —   | 20   | 35      |
| 4,3  | 4,0                                   | 4,0  | 8,0                                     | —   | —  | 5,1     |
| 24   | 32                                    | 25   | 38                                      | —   | —  | 30      |
| 3,4  | 5,9                                   | 3,6  | 9,8                                     | —   | —  | 5,6     |
| 124  | 110                                   | 101  | 83                                      | 90  | 118  | 105     |
| 0,39   | —                                     | —  | —                                       | —   | 1,8  | 0,47    |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\gamma/\gamma$ .

Гранитоиды, относящиеся к геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, широко развиты в Восточном Забайкалье. Они образуют гигабиссальные интрузии в пределах Агинской структурно-формационной зоны и Даурского свода. Отдельные интрузии этого типа встречаются и в других частях Восточного Забайкалья. Рассматриваемые верхнеюрские гранитоиды представлены биотитовыми, часто порфировидными гранитами, а также их лейкократовыми разновидностями, которые должны быть отнесены к главной фацальной разновидности плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов. Гранитоиды, отвечающие апикальной литий-фтористой фацции гранитов этого типа, были встречены в немногих массивах.

Результаты изучения редкоэлементного состава плюмазитовых редкометалльных гранитоидов Восточного Забайкалья

(табл. 65) вполне соответствуют данным, полученным для этого типа гранитов из Восточной Монголии, а также для Рудогорских гранитов. Особенно близки между собой редкоэлементные составы главных фаз мезозойских внегеосинклинальных гранитоидов плюмазитовых редкометальных лейкогранитов восточной части МНР и Восточного Забайкалья, развитых в разных частях внутриконтинентальной подвижной зоны Монголо-Охотского пояса. Несмотря на значительную неравномерность распределения редких элементов в гранитоидах этого геохимического типа, действие законов больших чисел демонстрирует черты сходства состава гранитоидов, удаленных на сотни километров, но образовавшихся одинаковым путем и находящихся в пределах одной структурной зоны. В этом отношении особенно показательны данные о средних содержаниях фтора (в %) и лития и рубидия (в  $\gamma/\gamma$ )

|                                | F    | Li  | Rb  |
|--------------------------------|------|-----|-----|
| Восточное Забайкалье . . . . . | 0,24 | 108 | 363 |
| Восточная часть МНР . . . . .  | 0,27 | 110 | 367 |

Апикальная литий-фтористая фация в гранитоидах Восточного Забайкалья изучена пока мало. Породы, отвечающие этой фации или являющиеся ее субвулканическими аналогами, известны в виде достаточно крупных проявлений пока только в четырех массивах плюмазитовых редкометальных лейкогранитов. Содержания редких элементов в этих породах вполне соответствует тому, что наблюдается в Восточной Монголии или в Рудных горах. В среднем в забайкальских литий-фтористых гранитах содержится F — 0,9%; остальные в  $\gamma/\gamma$ : Li — 550; Rb — 1130; Sn — 87; Ba — 24; Sr — 13 и т. д.

В районе Центрального французского массива, по-видимому, преимущественно обнажаются породы, отвечающие апикальной литий-фтористой фации гранитов этого геохимического типа. По данным Л. Бюрноля [206], в гранитоидах четырех геохимически изученных массивов (Монтебра, Эшасьер, Блонд и Сан-Сильвестр) среднее содержание фтора, лития, олова и вольфрама соответственно составляет: 0,4%; 760, 160 и 75  $\gamma/\gamma$ . Данные о редкоэлементном составе гранитоидов, отвечающих главным фазам комплексов плюмазитовых редкометальных лейкогранитов этого района, пока неизвестны.

Значительные различия редкоэлементных составов гранитоидов главных фаз и литий-фтористой фации затрудняют определение среднего редкоэлементного состава плюмазитовых редкометальных лейкогранитов. Среди них главным является правильное определение объемных соотношений между гранитоидами главных фаз и литий-фтористой фации. Принимая во внимание известные в настоящее время данные о распространении литий-фтористых гранитов в различных районах развития плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, материалы по бурению в

Таблица 66

Определение среднего редкоземельного состава  
плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов

| Элемент         | Главная фаза плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов | Литий-фтористая фа-ция плюмазитовых лейкогранитов | Среднее для геохимического типа плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов |
|-----------------|---|---|--|
| Калий           | 3,9   | 3,8   | 3,9  |
| Натрий          | 2,8   | 2,9   | 2,8  |
| Фтор            | 0,23  | 0,61  | 0,27   |
| Бор             | 27  | (15)  | 27   |
| Литий           | 140   | 550   | 180  |
| Рубидий         | 380   | 980   | 440  |
| Цезий           | (15)  | (40)  | (17,5)   |
| Таллий          | 2,8   | 3,7   | 2,9  |
| Бериллий        | 8,4   | 12  | 8,8  |
| Стронций        | 75  | 17  | 70   |
| Барий           | 190   | 44  | 175  |
| Олово           | 15,3  | 84  | 22   |
| Вольфрам        | 6,2   | 28  | 8,4  |
| Молибден        | 1,4   | 2,0   | 1,5  |
| Свинец          | 26  | 43  | 28   |
| Цинк            | 37  | 62  | 40   |
| Ниобий          | 30  | 56  | 33   |
| Тантал          | 4,8   | 26  | 7  |
| Цирконий        | 140   | 110   | 140  |
| Гафний          | (8,4)   | 14  | 9  |
| $\Sigma$ (TR+Y) | (390)   | (35)  | (350)  |
| Галлий          | (22)  | (35)  | (23)   |
| Ванадий         | (12)  | (3,5)   | (11)   |
| Хром            | (4)   | (3)   | (4)  |
| Никель          | (3)   | (3)   | (3)  |
| K/Rb            | 103   | 39  | 90   |
| Ba/Rb           | 0,5   | 0,04  | 0,4  |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\mu$ г.

куполах редкометалльных гранитов и результаты геофизических исследований по определению подземной геометрии интрузивов, можно предположить, что литий-фтористая фация составляет  $1/10$  объема интрузий гранитов данного геохимического типа.

Высокие содержания в этой фации ряда редких элементов даже при таком соотношении объемов способствуют повышению и общего содержания ряда редких и особенно рудных элементов в исходной магме. Особенно это касается олова. В табл. 66 приведены средние содержания редких элементов в гранитоидах

главных фаз плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, в гранитах их литий-фтористой апикальной фации и расчет среднего для исходных магм данного геохимического типа, в основу которого были положены объемные соотношения, указанные выше. Для некоторых элементов имеющиеся данные явно недостаточны (взяты в скобки). Наибольшее сомнение вызывают данные по олову. Среднее его содержание в гранитоидах главной фазы (15,3  $\gamma/\gamma$ ) определяется по данным для соответствующих гранитоидов МНР (8,1  $\gamma/\gamma$ ), Восточного Забайкалья (8,9  $\gamma/\gamma$ ) и Рудных гор (29  $\gamma/\gamma$ ). Природа повышенных содержаний олова в рудогорских гранитах пока неясна. Содержание олова в литий-фтористых гранитах крайне неравномерно: в гранитоидах Монголии оно составляет 10—102  $\gamma/\gamma$ ; в микрогранитах массива Монтебро (Франция) — 285  $\gamma/\gamma$ , а в дайке фельдит-порфиров ингодинской интрузии в Восточном Забайкалье — 14  $\gamma/\gamma$ . Кроме того, для этого типа гранитов всегда необходим учет доли рудного вещества, привнесенного при процессах грейзенизации. Очень часто эти процессы неприметны и не сопровождаются существенными преобразованиями минерального состава пород. Однако даже слабое их проявление может привести к существенному концентрированию в породах ряда рудных элементов, в основном олова и вольфрама.

Принимая во внимание все эти обстоятельства, приведенное в табл. 66 среднее содержание олова в породах литий-фтористой фации в дальнейшем также должно быть пересмотрено, что отразится и на величине среднего содержания олова в гранитоидах данного геохимического типа в целом. В некоторой степени, это же может быть сказано и в отношении вольфрама.

Однако, несмотря на сделанные оговорки, необходимо констатировать, что граниты геохимического типа плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, являющихся наиболее поздними дифференциатами глубинных очагов палингенных гранитных магм, в максимальной степени насыщения летучими ( $H_2O$ , F, Cl) и редкими элементами, образующими с ними соединения, устойчивые при высоких температурах и давлениях (Sn, W, Nb, Ta, Be, Li, Rb, Cs). Интенсивно протекающая в гипабиссальных интрузиях этих гранитоидов эманационная дифференциация приводит к образованию в апикальных частях интрузивов низкотемпературных расплавов, отличающихся еще более высоким содержанием летучих и редких элементов и выделяющихся в значительную по масштабам фацию литий-фтористых гранитов.

#### ПАЛИНГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЩЕЛОЧНОГО РЯДА

Гранитоиды этого геохимического типа включают большую группу пород и являются продуктами кристаллизационной дифференциации палингенных магм, возникших на субстрате высо-

ких степеней метаморфизма. В длительно развивающихся складчатых поясах гранитоиды этого типа обычно сменяют палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда и их кислые производные, часто развиваясь по ним. А. С. Павленко [124], списывая гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, отмечает, что прямые наблюдения глубоких уровней в массивах палингенных гранитоидов щелочного ряда (пород гранитной — щелочногранитной формации орогенного этапа) показывают их развитие по известково-щелочным гранитоидам и гнейсам ранних формаций. При этом следует отметить, что гранитоиды этого геохимического типа интенсивно развиваются не столько на орогенных складчатых поясах, сколько на этапах их вторичной тектоно-магматической активизации.

В Центрально-Азиатском складчатом поясе породы этого геохимического типа представлены преимущественно раннепалеозойскими интрузиями аляскитовых и щелочных гранитов, граносиенитов, а также щелочных и нефелиновых сиенитов. В Северной Монголии эти породы выделяются в нумургинский (тэсский) комплекс, который прослеживается на территории Советского Союза в Туве и Восточном Саяне в виде щелочных гранитоидов и щелочных пород брэнского, сангиленского, сютхольского и огнитского комплексов. Обычно решающую роль в формировании фаций гранитоидов повышенной щелочности отводят наличию в составе исходных толщ палингенного субстрата основных, а также карбонатных пород. Однако, как уже отмечалось выше, образование магматических расплавов повышенной щелочности можно связывать и с большей степенью метаморфизма пород палингенного субстрата, региональный характер которого приводит к широкой дегидратации и декарбонитизации осадочно-метаморфических толщ. Эта причина удовлетворительно объясняет гомогенность составов крупных плутонов и лейкократовость гранитоидов этого типа, а также особенности их редкоэлементного состава. К последним следует отнести существенное увеличение в них (по сравнению с палингенными гранитоидами известково-щелочного ряда) содержания бария и стронция.

Эти два элемента интенсивно накапливаются в гранитоидах двух геохимических типов: в гранитах латитового ряда и ультраметаморфических гранитоидах. Как будет показано ниже, высокие концентрации бария и стронция в ультраметаморфических гранитоидах никак не связаны с базальтоидными источниками и возникают в результате процессов ультраметаморфизма. Палингенные гранитоиды щелочного ряда по концентрации этих элементов занимают промежуточное положение между ультраметаморфическими гранитами и палингенными гранитоидами известково-щелочного ряда.

Для гранитоидных магм описываемого геохимического типа не менее важными являются особенности дифференциации, которые в одних условиях приводят к образованию щелочных

гранитов, граносиенитов и разностей щелочных пород, обогащенных такими редкими элементами, как цирконий, ниобий и т. д., а в других — лейкократовых гранитов с достаточно высоким уровнем летучих и потенциально рудоносных на вольфрам и молибден.

Однако оба подтипа редкометальных гранитоидов, являющиеся самыми поздними дериватами палингенных гранитоидов щелочного ряда, выделяются нами в особый геохимический тип и будут рассмотрены позже.

В наших первых публикациях о геохимических типах гранитоидов в качестве примера палингенных гранитов щелочного ряда были приведены гранитоиды амананского комплекса (Восточное Забайкалье), которые внедрились на раннемезозойском этапе (триас — нижняя юра) тектоно-магматической активизации по зонам глубинных разломов северо-восточного и субширотного простираний. Одновременно с плутоническим вулканизмом в районе широко проявился эффузивный магматизм. Внедрившиеся гранитоиды и излившиеся эффузивы имеют сходный состав — от умеренно-кислого до кислого с несколько повышенной щелочностью.

Интрузии гранитоидов амананского комплекса представлены двумя интрузивными фазами: первая представлена амфибл-биотитовыми гранодиоритами, вторая — лейкократовыми гранитами. В юго-западной части района распространения гранитоидов этого комплекса развиты преимущественно лейкократовые гранитоиды, общая площадь выходов которых достигает 2000 км<sup>2</sup>. Гранодиориты распространены значительно меньше. В северо-восточной части района развиты в основном гранодиориты I фазы, в то время как лейкократовые граниты имеют здесь очень ограниченное распространение. Площадь отдельных массивов составляет 20—300 км<sup>2</sup>. Принимая во внимание геологическое положение и взаимоотношение вмещающими породами, массивы амананского комплекса должны быть отнесены к гипабиссальным интрузиям. Для интрузий характерна незначительная мощность зон ороговикования вмещающих пород. Гранитоиды I и II интрузивных фаз обычно мало отличаются по составу щелочей и редких элементов. Это подтверждают данные Е. М. Шеремета [194], характеризующие содержание некоторых редких элементов и щелочей в гранодиоритах и лейкократовых гранитов Лакомьинского массива:

|                               | K     | Na  | Fe   | Li      | Rb  | Be  | Sn  | Pb | Zn | M   |
|-------------------------------|-------|-----|------|---------|-----|-----|-----|----|----|-----|
|                               | (в %) |     |      | (в γ/г) |     |     |     |    |    |     |
| Гранодиориты I фазы . . . . . | 4,0   | 4,4 | 0,06 | 24      | 112 | 1,8 | 5,0 | 15 | 66 | 2,0 |
| Лейкократовые граниты         |       |     |      |         |     |     |     |    |    |     |
| II фазы . . . . .             | 4,6   | 4,2 | 0,02 | 14      | 103 | 1,5 | 4,0 | 11 | 50 | 2,0 |

В лейкократовых гранитах содержание гранитофильных элементов (Li, Rb, Pb и др.) уменьшается. Не изменяются в лейко-

кратовых гранитах амананского комплекса содержания бария и стронция. Л. В. Соловьева и С. Г. Петровская [150] приводят следующие соотношения (в  $\gamma/\text{г}$ ) этих элементов, а также рубидия в амананских гранитоидах.

|   | Ba  | Sr  | Rb  |
|---|-----|-----|-----|
| Биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты I фазы . . . . . | 860 | 750 | 94  |
| Лейкократовые биотитовые граниты и аляскинты II фазы . . . . .  | 900 | 730 | 101 |

Принимая во внимание эти особенности редкоэлементного состава гранитоидов амананского комплекса, при расчете его среднего редкоэлементного состава были использованы данные по гранитоидам обеих интрузивных фаз (табл. 67).

Кроме данных по амананскому комплексу, при определении среднего редкоэлементного состава палингенных гранитоидов щелочного ряда были использованы данные А. С. Павленко [124] по гранитоидам гранитной щелочно-гранитной формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также данные по геохимии гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса в Северо-Байкальском нагорье (К. Ф. Каширин [61]). Среди гранитоидов комплекса наибольшим распространением пользуются биотитовые граниты, занимающие 82% площади обнажающихся гранитоидов комплекса; менее распространены биотит-амфиболовые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты (около 8%). Еще меньшим распространением пользуются акериты, святоноситы и сиенито-диориты.

Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса вмещают докембрийские метаморфические породы, представленные гранито-гнейсами, двуслюдяными сланцами, гнейсами, кварцитами, филлитами, метаморфизованными известняками и мраморами. Общая площадь, занятая гранитоидами комплекса, составляет почти 2,5 тыс. км<sup>2</sup>. Породы комплекса отличаются высокой щелочностью, естественно увеличивающейся в сторону сиенитовых разностей, отражая особенности генетического ряда гранит-щелочные сиениты.

При составлении табл. 67 для конкудеро-мамаканского комплекса учитывались данные по биотитовым и биотит-амфиболовым гранитам, а также по граносиенитам и кварцевым сиенитам. В случае же данных по гранитоидам щелочно-гранитной формации Центрально-Азиатского складчатого пояса использовались данные только по группе нормальных гранитов. Наконец, при определении средних содержаний некоторых рудных элементов были использованы данные Л. Н. Морозова [106] по щелочным гранитам и граносиенитам Холдерминского массива (Восточный Саян).

Средние содержания редких элементов в палингенных гранитоидах щелочного и известково-щелочного ряда существенно

Т а б л и ц а 67

## Редкоэлементный состав палингенных гранитоидов щелочного ряда

| Элемент  | Гранитоиды амананского комплекса Восточного Забайкалья | Гранитоиды щелочно-гранитной формации северной части МНР, Тувы и Восточного Саяна [124] | Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса [61] | Щелочные граниты и граносyenиты Восточного Саяна [106] | Среднее |
|----------|--|---|--|--|---------|
| Калий    | 4,3  | 4,1   | 4,0  | —  | 4,1     |
| Натрий   | 4,2  | 3,0   | 3,4  | —  | 3,5     |
| Фтор     | 0,05   | 0,03  | 0,07   | —  | 0,05    |
| Литий    | 20   | 17  | 31   | 40   | 27      |
| Рубидий  | 110  | 130   | 150  | 155  | 133     |
| Таллий   | —  | 0,6   | 1,2  | —  | 0,9     |
| Бериллий | 1,7  | 2,7   | 2,7  | 4,3  | 2,8     |
| Стронций | 350  | 305   | 1300   | —  | 650     |
| Барий    | 1090   | 1700  | 1900   | —  | 1550    |
| Олово    | 4,6  | 4,0   | 3,4  | 3,1  | 3,8     |
| Вольфрам | 1,7  | —   | —  | —  | (1,7)   |
| Молибден | 2,0  | 0,3   | 1,4  | 2,2  | 1,5     |
| Цинк     | 63   | 61  | 39   | 92   | 64      |
| Свинец   | 13   | 21  | 24   | 17   | 19      |
| Цирконий | —  | 410   | —  | —  | (410)   |
| Ниобий   | —  | 24  | —  | 19   | 22      |
| Тантал   | 1,4  | —   | —  | —  | (1,4)   |
| ΣTR      | —  | 280   | —  | 680  | 48)     |
| Ванадий  | —  | 30  | 18   | —  | 24      |
| Хром     | —  | 12  | 20   | —  | 18      |
| Никель   | —  | 7   | 7  | —  | 7       |
| Кобальт  | —  | 14  | 2  | —  | 8       |
| Медь     | —  | 13  | 9  | —  | 11      |
| K/Rb     | 390  | 310   | 270  | —  | 300     |
| Ba/Rb    | 10   | 13  | 13   | —  | 11      |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в γ/г.

отличаются. Так, гранитоиды щелочного ряда характеризуются более высокой щелочностью и меньшим содержанием фтора. Последнее следует рассматривать как обедненность этих палингенных магм летучими вообще и водой в особенности.

В сухих магмах с повышенной щелочностью наблюдается концентрирование таких элементов, как цирконий и в меньшей степени ниобий, которые в условиях расплавов с повышенной щелочностью активнее проявляют свои кислотные свойства. Как известно, цирконий в сильнощелочных растворах образует цирконат-ион  $(ZrO_3)^{2-}$ , а его двуокись, сорбируя из расплавов

щелочи, может образовывать цирконаты щелочей ( $\text{Me}_2\text{ZrO}_3$ ). Так же ведет себя и ниобий, образуя в расплавах метаниобаты щелочей. При кристаллизации таких расплавов из них образуются ниобаты тяжелых металлов (колумбит).

Содержания циркония в гранитоидах щелочного ряда почти вдвое превышают его содержания в гранитах известково-щелочного ряда (см. табл. 67). Имеющиеся отрывочные сведения о содержаниях циркония в других аналогичных гранитоидах подтверждают его тенденцию концентрироваться в сухих магмах с высокой щелочностью. Например, по данным В. И. Коваленко и Э. И. Пополитова, в граносиенитах ингишского массива в северо-восточной Туве среднее содержание циркония составляет 644  $\mu\text{г}$ , достигая в отдельных пробах 1100  $\mu\text{г}$ . В граносиенитах Ан-Сугского массива средние содержания циркония — 345  $\mu\text{г}$ . Рассматриваемые гранитоиды характеризуются повышением содержания редких земель. Весьма высокие содержания редких земель в щелочных гранитоидах уже отмечались нами [245] для соответствующих пород северо-восточной Тувы, в которых содержание  $\Sigma\text{TR} + \text{Y}$  составило 440  $\mu\text{г}$ . Как видно из табл. 67, среднее значение суммы TR в палингенных гранитоидах щелочного ряда составило 480  $\mu\text{г}$ , что более чем в два раза превышает их содержание в палингенных гранитоидах известково-щелочного ряда.

Однако, пожалуй, самой важной особенностью гранитоидов щелочного ряда являются повышенные содержания в них бария и стронция. Вследствие этого отношение Ba/Rb в этих гранитах увеличивается до 11 вместо 4 в палингенных гранитоидах известково-щелочного ряда. Значительные средние содержания стронция и бария по сравнению с первыми публикациями [165] объясняются привлечением данных по другим районам, среди которых особо выделяется Северо-Байкальское нагорье, протерозойский субстрат которого также характеризуется повышенными концентрациями стронция и бария. Можно полагать, что в дальнейшем, по мере накопления материала по этому типу гранитоидов, среднее содержание стронция и бария в них несколько понизится.

Хорошо известный эффект концентрирования цинка в расплавах с повышенной щелочностью [247] находит отражение и в повышенных концентрациях этого элемента в гранитоидах данного геохимического типа. Поэтому отношение Zn/Pb в палингенных гранитоидах щелочного ряда всегда существенно выше, чем в их известково-щелочных аналогах.

Для гранитоидов данного геохимического типа весьма важными являются некоторые особенности развития их магматических очагов.

Палингенное переплавление более сухого субстрата определяет более высокие температуры солидуса гранитных систем и их анхизтектичность. Вследствие этого для гранитоидов щелочного ряда нехарактерна интенсивная кристаллизационная диф-

ференциация в пределах магматических камер, возникающих в верхних структурных этажах при внедрении гипабиссальных интрузий. Эманационная же дифференциация проявляется только в верхних частях таких магматических камер, приводя к еще более значительному подщелачиванию расплавов и интенсивному развитию аутометасоматических изменений пород, способствующих концентрированию в апикальных частях таких интрузивов ряда редких элементов (ниобий, тантал и др.).

Несомненно, более важным является процесс дифференциации магматического вещества в глубинных камерах этих палингенных расплавов.

Петрохимические особенности раннемезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья, представленных породами амананского, куналейского и гуджирского комплексов, внедрявшихся последовательно в течение 25—30 млн. лет, показывают, что процессы кристаллизационной дифференциации в глубинном очаге протекали в очень слабой степени. Гранитоиды всех трех комплексов отличаются лейкократовостью и повышенной щелочностью, и на диаграммах  $Q-Ab-Or-H_2O$  все попадают в область тройного минимума. Поэтому наиболее поздние дифференциаты глубинного очага (гранитоиды гуджирского комплекса) отличаются от наиболее ранних — амананских большей лейкократовостью и существенно более высокими содержаниями летучих. Именно это последнее оказывает значительное влияние на особенности редкометального состава этих поздних гранитоидов, значительно повышает их потенциальную рудоносность и в конечном итоге определяет целесообразность выделения их в самостоятельный геохимический тип редкометальных гранитоидов щелочного ряда.

#### РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЩЕЛОЧНОГО РЯДА

Гранитоиды гуджирского комплекса, принятые в качестве эталона для геохимического типа редкометальных гранитоидов щелочного ряда, имеют довольно широкое распространение в Забайкалье. Впервые этот интрузивный комплекс был выделен в юго-западном Забайкалье. В дальнейшем интрузии гранитоидов этого комплекса были найдены в других районах Забайкалья, в пределах зон глубинных разломов, сочленяющихся с северо-запада с монголо-охотским структурным швом. Значительная часть этих массивов располагается в северо-восточной части Витимского плоскогорья. Площадь массивов — 40—120 км<sup>2</sup>. Интрузии формировались, по-видимому, в приповерхностных условиях, о чем свидетельствуют фации гранит-порфиров и кварцевых порфиров в приконтактовых частях интрузий.

Формирование массивов гуджирского комплекса происходило в три фазы: главная фаза — среднезернистые, равномернозерни-

стые и мелкозернистые порфиroidные лейкократовые граниты; фаза дополнительных интрузий — мелкозернистые порфиroidные и аляскитовые граниты; дайковый комплекс — гранит-порфиры, аплиты, фельцит-порфиры, кварцевые порфиры, сиенит-порфиры.

Различная эродированность массивов гуджирского комплекса позволила Е. М. Шеремету [194] более подробно охарактеризовать особенности распределения редких элементов в теле интрузивов гранитов этого геохимического типа.

Т а б л и ц а 68

Распределение редких элементов в гранитоидах различных массивов гуджирского комплекса

| Элемент  | Слабо эродированные массивы |                 |              | Сильно эродированные массивы |                 | Дегазированный Тукулайский массив |
|----------|-----------------------------|-----------------|--------------|------------------------------|-----------------|-----------------------------------|
|          | Ореkit-канский              | Бом-Гор-хонский | Конталанский | Каменский                    | Хамнига-дайский |                                   |
| Калий    | 3,8                         | 3,6             | 4,4          | 4,2                          | 3,7             | 4,0                               |
| Натрий   | 3,1                         | 2,6             | 4,3          | 2,9                          | 3,1             | 3,3                               |
| Фтор     | 0,13                        | 0,12            | 0,12         | 0,09                         | 0,08            | 0,03                              |
| Литий    | 72                          | 38              | 135          | 63                           | 45              | 40                                |
| Рубидий  | 365                         | 245             | 500          | 226                          | 200             | 208                               |
| Бериллий | 6,8                         | 4,6             | 4,9          | 3,7                          | 5,8             | 4,5                               |
| Олово    | 4,9                         | 3,5             | 4,6          | 6,0                          | 3,6             | 4,8                               |
| Молибден | 3,2                         | 0,7             | 2,5          | 2,3                          | 0,6             | 2,6                               |
| Вольфрам | ~1,7                        | ~1,4            | —            | ~2,5                         | ~1,7            | 2,5                               |
| Свинец   | 22                          | 25              | 26           | 18                           | 22              | 23                                |
| Цинк     | 43                          | 37              | 56           | 51                           | 35              | 49                                |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\mu\text{г}$ .

Гранитоиды имеют довольно характерный внешний облик: это светло-серые породы со слабым сиреневым оттенком и резко выделяющимися округлыми темноватыми зернами кварца. Количество темноцветных (биотита) в среднем составляет около 1%. Кварц и полевые шпаты, составляющие основу породы, присутствуют в одинаковых количествах. По химическому составу гранитоиды гуджирского комплекса относятся к богатым щелочами породам, пересыщенным кремнекислотой. Во всех интрузивных фазах наблюдается преобладание натрия над калием.

Точки нормативных составов гранитов на диаграмме системы Q—Ab—Or—H<sub>2</sub>O занимают положение, близкое к области трояного температурного минимума.

При рассмотрении особенностей распределения редких элементов в гранитоидах гуджирского комплекса необходимо иметь в виду слабую степень проявления в гипабиссальных, а иногда

и в приповерхностных интрузиях этих гранитоидов процессов кристаллизационной дифференциации и интенсивность процессов эманационной миграции вещества. Действие этих процессов приводит к интенсивному накоплению летучих в апикальных частях интрузии и существенному обеднению ими глубинных частей, а также дегазации интрузий при высокой проницаемости надинтрузивных толщ. Поэтому распределение летучих и связанных с ними редких элементов будет в значительной степени зависеть от глубины их эрозионного среза и геологической позиции. Принимая во внимание общую невысокую концентрацию летучих в палингенных гранитоидах щелочного ряда, любые процессы, приводящие к дегазации интрузий, еще на магматическом этапе значительно ослабляют их потенциальную рудоносность.

Представленные в табл. 68 данные о распределении редких элементов в гранитоидах отдельных массивов гуджирского комплекса сгруппированы с учетом их эрозионного среза и дегазированности.

Эманационная миграция вещества влияет на содержание в граните фтора, лития и рубидия. Принимая во внимание эти особенности распределения редких элементов, а также соотношения интрузивных фаз, средние содержания редких элементов (калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\gamma/\text{г}$ ) в гранитоидах этого геохимического типа представляются следующими.

|                    |      |                    |     |
|--------------------|------|--------------------|-----|
| Калий . . . . .    | 3,8  | Барий . . . . .    | 500 |
| Натрий . . . . .   | 3,1  | Олово . . . . .    | 5,7 |
| Фтор . . . . .     | 0,09 | Вольфрам . . . . . | 2,1 |
| Литий . . . . .    | 52   | Молибден . . . . . | 1,8 |
| Рубидий . . . . .  | 270  | Свинец . . . . .   | 20  |
| Бериллий . . . . . | 4,8  | Цинк . . . . .     | 43  |
| Стронций . . . . . | 170  |                    |     |

Из приведенных данных, наиболее важным отличием редкометалльных гранитоидов щелочного ряда следует считать достаточно высокий уровень содержания в них бария и стронция, что отличает эти редкометалльные гранитоиды от плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов и агапитовых редкометалльных гранитов.

Представляется, что для этого типа гранитоидов особенно важно дальнейшее накопление данных как для количества определяемых элементов, так и для выявления новых районов их распространения. Последнее представляет не только научный, но и большой практический интерес, так как с этим типом гранитоидов связаны достаточно значительные по масштабам месторождения молибдена и вольфрама. Большой интерес представляют некоторые щелочные гранитоиды Центрального Казахстана.

Гранитоиды этого геохимического типа образуются только в древних глубокометаморфизованных участках континентальной коры в результате глубокого метаморфического преобразования осадочно-метаморфических пород и их превращения в породы, близкие по составу к гранитам (мигматизация), а также последующего палингенного выплавления из этих гранитоидных пород анхизвтектических гранитоидных расплавов.

Придерживаясь этой точки зрения, некоторые исследователи называют их метасоматически-палингенными гранитами [129]. Для выявления геохимических закономерностей процессов образования подобных ультраметаморфических гранитоидов нами было предпринято специальное геохимическое исследование процессов ультраметаморфизма в протерозойских кристаллических сланцах Алдана и в архейских метаморфических толщах Прибайкалья [127, 128, 129, 130]. Эти исследования показали, что в породах федоровской свиты Алдана широко развиты процессы ультраметаморфизма, которые проявлялись как региональный метасоматоз, происходящий в температурных условиях амфиболитовой фации и сопровождающийся интенсивным обменом вещества.

Как установлено, этот региональный метасоматоз приводит к преобразованиям двух типов: мигматизации и базификации. При мигматизации в кристаллических сланцах уменьшается содержание оснований и глинозема и увеличивается содержание кремнекислоты и щелочей. Широкие поля и зоны мигматитов пространственно приурочены к крупным разрывным структурам района. Процесс мигматизации приводит к выравниванию составов кристаллических метаморфических пород и приближает их к составу гранитной эвтектики.

В отличие от мигматизации, захватывающей широкие площади, базификация проявляется локально, преимущественно в краевых частях полей мигматизации. В результате процессов базификации образуются меланократовые породы, сложенные роговой обманкой, диопсидом, биотитом и основным плагиоклазом. Однако продукты базификации на существующем эрозионном уровне наблюдений имеют значительно меньшие масштабы. Кроме того, процессы базификации не всегда синхронны с процессами мигматизации, так как мигматизация нередко накладывается на базификаты.

Тем не менее в целом можно признать, что базификация и мигматизация представляют собой различные проявления единого процесса регионального метасоматоза — ультраметаморфизма. Развивающиеся в мигматитах процессы плавления приводят к образованию расплавов ультраметаморфических гранитов, которые не уходят далеко от очагов зарождения. Состав

Таблица 69

Изменение содержаний щелочей и некоторых редких элементов при мигматизации и базификации кристаллических сланцев Федоровской свиты Алдана

| Элемент  | Гиперстен-биотитовые и гиперстен-роговообманковые плагиосланцы (группа Б) |       | Двупироксен-роговообманковые плагиосланцы (группа В) |       |         |
|----------|---|-------|--|-------|---------|
|          | 1   | 2     | 1  | 2     | 3       |
| Калий    | 2,3   | 4,2   | 1,0  | 2,8   | 0,9     |
| Натрий   | 3,3   | 2,5   | 3,1  | 2,6   | 1,8     |
| Фтор     | 0,390   | 0,045 | 0,274  | 0,032 | 0,340   |
| Литий    | 27  | 12,5  | 20   | 20    | 35      |
| Рубидий  | 22  | 197   | 25   | 160   | 25      |
| Стронций | 445   | 225   | 788  | 256   | 160—930 |
| Барий    | 865   | 1675  | 603  | 1190  | 80—1800 |
| Олово    | 5,4   | 3,5   | 6,9  | 3,3   | 5,5     |
| Молибден | 2,7   | 2,0   | 3,7  | 2,6   | 2,0     |
| Цирконий | 170   | 400   | 131  | 221   | 178     |
| Ванадий  | 190   | 11    | 238  | 14    | 198     |
| Хром     | 55  | 6     | 44   | 4     | 76—530  |
| Никель   | 26  | 7     | 22   | 7     | 40      |
| Кобальт  | 17  | 7,5   | 20   | 3     | 19      |
| K/Rb     | 1045  | 210   | 400  | 175   | 360     |
| Va/Rb    | 39  | 8,5   | 24   | 8     | —       |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в γ/г.

1 — сланцы; 2 — мигматиты, 3 — базификаты.

этих гранитоидов в значительной степени подготавливается процессами мигматизации, что иллюстрируется характером распределения щелочей и редких элементов в различных группах сланцев Федоровской свиты и развивающихся по ним мигматитах и базификатах [127] (табл. 69).

Из приведенных данных, в мигматитах, являющихся субстратом, из которого в дальнейшем выплавляются ультраметаморфические граниты, наблюдается значительный рост содержания калия (до десятикратного обогащения) и еще более интенсивный рост содержания рубидия и бария. Например, в мигматитах, развивающихся по кварц-диопсидовым плагиосланцам и диопсидовым плагиогнейсам, содержание рубидия по сравнению с исходными породами увеличивается в 60 раз. Одновременно в мигматитах наблюдаются значительно меньшие, чем в исходных сланцах, содержания фтора, лития, ванадия, хрома, никеля и кобальта.

Изучение докембрийских гранитоидов Алдана в районах развития месторождений флогопита показало, что большинство имеющихся здесь гранитных тел приурочено к центральным

| Биотит-роговообманковые и диопсид-роговообманковые плагиосланцы (группа Г) |       |       | Биотит-диопсидовые плагиосланцы (группа Д <sub>1</sub> ) |       | Диопсидовые плагиосланцы (группа Д <sub>2</sub> ) |       |       | Кварц-диопсидовые плагиосланцы и диопсидовые плагиогнейсы (группы Е) |       |       |
|--|-------|-------|--|-------|---|-------|-------|--|-------|-------|
| 1  | 2     | 3     | 1  | 2     | 1   | 2     | 3     | 1  | 2     | 3     |
| 1,2  | 4,2   | 1,5   | 1,0  | 3,5   | 0,3   | 3,8   | 2,0   | 0,4  | 4,1   | 0,2   |
| 3,4  | 3,8   | 2,6   | 2,4  | 2,7   | 0,7   | 2,0   | 1,1   | 1,6  | 2,5   | 0,8   |
| 0,485  | 0,044 | 0,950 | 0,070  | 0,044 | 0,150   | 0,087 | 0,330 | 0,036  | 0,041 | 0,018 |
| 28   | 15    | —     | 24   | —     | 18  | 7     | —     | 20   | 9,5   | —     |
| 23   | 116   | —     | 23   | 180   | 3   | 90    | —     | 3  | 180   | —     |
| 995  | 256   | —     | 459  | 360   | 536   | 360   | 230   | 340  | 360   | 65    |
| 638  | 1190  | —     | 869  | 2030  | 58  | 2030  | 480   | 85   | 2030  | 10    |
| 7,6  | 3,7   | 25,0  | 7,8  | 5,0   | 13,4  | 1,7   | 23,0  | 7,8  | 5,0   | 22,0  |
| 2,7  | 1,4   | 3,0   | 1,9  | 1,5   | 1,6   | 1,6   | 1,5   | 5,2  | 1,6   | —     |
| 123  | 179   | 200   | 190  | 96    | 166   | 148   | —     | 1,8  | 86    | 180   |
| 199  | 31    | 250   | 58   | 7     | 95  | 9     | 180   | 116  | 16    | 20    |
| 30   | 6     | 300   | 72   | 2     | 66  | 2     | 37    | 100  | 7,6   | 8,5   |
| 19   | 5     | 130   | 13   | 2     | 8   | 3     | 19    | 38   | 6     | 6     |
| 19   | 2     | 35    | 6,3  | 0,9   | 7,8   | 1,1   | 17    | 14   | 2     | 10    |
| 520  | 350   | —     | 435  | 200   | 1000  | 420   | —     | 1300   | 230   | —     |
| 26   | 10    | —     | 39   | 11    | 19  | 22    | —     | 28   | 11    | —     |

частям полей и зон мигматизации. Максимальные удаления апофиз гранитных образований не превышают первых сотен метров.

Среди гранитов выделяются следующие разновидности: аляскитовые граниты, ортогекситы и пегматиты. Все они относятся к лейкократовым породам. Количество темноцветных минералов в них значительно превышает 3%. Ортогекситы отличаются значительными вариациями состава при резко уменьшенном содержании кварца и объединяют разности сиенитового, граносиенитового и гранитного составов. В этих породах калиевый полевой шпат иногда составляет 90% объема. Петрохимически все гранитоиды относятся к богатым и пересыщенным щелочами и кремнекислотой породам. На диаграмме Q—Ab—Og—H<sub>2</sub>O фигуративные точки составов аляскиотов и пегматитов группируются вблизи температурного минимума. Наиболее распространенными породами являются аляскитовые граниты, редкоэлементный состав которых и учитывался при геохимической характеристике ультраметаморфических гранитоидов (табл. 70).

Т а б л и ц а 70

## Редкоэлементный состав ультраметаморфических гранитов

| Элемент  | Протерозойские гранитоиды<br>Алдана |           | Архейские гранитоиды<br>Прибайкалья |   | Среднее |
|----------|-------------------------------------|-----------|-------------------------------------|---|---------|
|          | мигматиты                           | аляскинты | гранитоиды<br>Слюдянского<br>района | граниты Шары-<br>жалгайского<br>выступа |         |
| Калий    | 3,8                                 | 5,3       | 4,3                                 | 4,3                                     | 4,6     |
| Натрий   | 2,9                                 | 2,3       | 2,5                                 | 2,0                                     | 2,3     |
| Фтор     | 0,049                               | 0,015     | 0,014                               | 0,025                                   | 0,018   |
| Литий    | 11                                  | 7         | 14                                  | 7                                       | 11      |
| Рубидий  | 154                                 | 156       | 115                                 | 149                                     | 140     |
| Бериллий | —                                   | 0,6       | 0,7                                 | 0,4                                     | 0,6     |
| Стронций | 300                                 | 360       | 230                                 | 260                                     | 280     |
| Барий    | 1700                                | 2900      | 2400                                | 3000                                    | 2800    |
| Олово    | 3,7                                 | 2,6       | —                                   | 3,1                                     | 2,8     |
| Молибден | 1,8                                 | 1,5       | ~1                                  | ~1                                      | 1,2     |
| Свинец   | —                                   | 14        | —                                   | —                                       | (14)    |
| Цинк     | —                                   | 43        | —                                   | —                                       | (43)    |
| Цирконий | 190                                 | 120       | 70                                  | 90                                      | 90      |
| Ванадий  | 14                                  | 13        | 6                                   | —                                       | 9       |
| Хром     | 5                                   | 3         | —                                   | 9                                       | 6       |
| Никель   | 5                                   | 3         | 4                                   | 5                                       | 4       |
| Кобальт  | 3                                   | 3         | 2                                   | —                                       | 3       |
| Медь     | —                                   | 17        | —                                   | —                                       | (17)    |
| K/Rb     | 250                                 | 340       | 370                                 | 290                                     | 330     |
| Ba/Rb    | 11                                  | 19        | 21                                  | 20                                      | 20      |

Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\mu\text{г}$ .

Как видно, редкоэлементный состав аляскинтовых выплавок из мигматитов по существу почти полностью подготавливается процессом мигматизации. Вследствие этого средний редкоэлементный состав мигматитов оказался весьма близок к составу аляскинтов. Особенно это касается рубидия и ванадия, содержания которых практически одинаковы, хотя оба они относятся к тем элементам, концентрации которых резко меняются в процессе мигматизации: содержание рубидия увеличивается от 16  $\mu\text{г}/\text{l}$  в сланцах до 154  $\mu\text{г}$  в мигматитах, а концентрации ванадия уменьшаются от 150  $\mu\text{г}/\text{l}$  в сланцах до 14  $\mu\text{г}$  в мигматитах. В отношении ряда элементов (калий, фтор, барий, литий) можно сказать, что тенденции изменений их содержаний, наблюдающиеся при мигматизации, в процессе образования магмы ультраметаморфических гранитов усиливаются. Например,

содержание фтора (в %) уменьшается от 0,234 в сланцах до 0,049 в мигматитах и 0,015 в аляскитах. Содержания бария (в  $\gamma/\text{г}$ ) соответственно увеличиваются от 500 в сланцах до 1700 в мигматитах и 2900 в аляскитах.

Аналогично изменяются содержания редких элементов при гранитизации, что отмечалось [103] в других районах (Северное Приладожье).

Средний редкоэлементный состав ультраметаморфических аляскитовых гранитов, образовавшихся палингенно-метасоматическим путем, значительно отличается от редкоэлементного состава гранитоидов других геохимических типов. Главными показателями для них, по-видимому, следует считать низкий уровень содержания летучих, в первую очередь воды и фтора, весьма высокие концентрации бария, а также минимальные содержания редких элементов группы железа (V, Cr, Ni, Co).

Совершенно ясно, что рассмотрение на примере Алдана и Прибайкалья способа образования ультраметаморфических гранитов не может считаться единственным. В дальнейшем, будут выявлены другие геологические обстановки образования в докембрии ультраметаморфических гранитов. Естественно, что их геохимическая характеристика будет иметь большой научный интерес.

Рассмотренные выше геохимические типы гранитоидов весьма существенно различаются по своему редкоэлементному составу. Имеющиеся данные (табл. 71) убедительно свидетельствуют о том, что редкоэлементный состав гранитоидов различного происхождения является более показательным, чем минеральный состав или содержание в граните петрогенных элементов. Несколько акцентируя тенденции развития магматических процессов, можно сказать, что любая магматическая система в своем развитии стремится к гранитной эвтектике. Поэтому в земной коре так широко развита конвергенция, а граниты различного происхождения так мало различаются по составу породообразующих элементов и минералов.

Несмотря на глубокие преобразования в распределении редких элементов, вызываемые кристаллизационной и эманационной дифференциацией магм, кристаллизационное рассеяние (захоронение) главной массы атомов редких элементов в образующихся породах приводит к сохранению в них концентрационных соотношений редких элементов, свойственных исходным магмам. Поэтому петрохимически сходные граниты могут существенно отличаться друг от друга по редкоэлементному составу. В этом легко убедиться, сопоставив, например, редкоэлементный состав аляскитовых гранитов, плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов и ультраметаморфических гранитов.

Можно полагать, что разделение массы гранитоидов на геохимические типы, различающиеся по способу образования и по

Т а б л и ц а 71

## Редкоэлементный состав гранитоидов различных геохимических типов

| Элемент  | Плагиограниты толеитового ряда | Гранитоиды андезитового ряда | Граниты латитового ряда | Аглантовые редкометалльные граниты | Палингенные граниты извостково-щелочного ряда | Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты | Палингенные гранитоиды щелочного ряда | Редкометалльные гранитоиды щелочного ряда | Ультраметаморфические граниты | Средний гранит (по А. П. Виноградову) |
|----------|--------------------------------|------------------------------|-------------------------|------------------------------------|---|---|---------------------------------------|---|-------------------------------|---------------------------------------|
| Калий    | 0,3                            | 2,0                          | 3,5                     | 3,6                                | 3,3   | 3,9                                       | 4,1                                   | 3,8                                       | 4,6                           | 3,3                                   |
| Натрий   | 3,1                            | 3,0                          | 3,4                     | 4,0                                | 2,8   | 2,8                                       | 3,5                                   | 3,1                                       | 2,3                           | 2,8                                   |
| Фтор     | 0,015                          | 0,07                         | 0,06                    | 0,20                               | 0,08  | 0,27                                      | 0,05                                  | 0,09                                      | 0,018                         | 0,08                                  |
| Бор      | —                              | —                            | 23                      | —                                  | 22  | 27  | —                                     | —   | —                             | 15                                    |
| Литий    | 4,7                            | 18                           | 21                      | 104                                | 50  | 180                                       | 27                                    | 52  | 11                            | 40                                    |
| Рубидий  | 2,6                            | 100                          | 125                     | 270                                | 175   | 440                                       | 140                                   | 270                                       | 140                           | 200                                   |
| Цезий    | —                              | —                            | —                       | (1,9)                              | —   | (17,5)                                    | —                                     | —   | —                             | 5                                     |
| Таллий   | —                              | —                            | 1,0                     | (1,7)                              | 0,9   | 2,9                                       | 0,9                                   | —   | —                             | 1,5                                   |
| Бериллий | 0,5                            | 1,5                          | 2,2                     | 11,8                               | 3,0   | 8,8                                       | 2,8                                   | 4,8                                       | 0,6                           | 5,5                                   |
| Стронций | 139                            | 260                          | 700                     | 12                                 | 330   | 70  | 650                                   | 170                                       | 280                           | 300                                   |
| Барий    | 57                             | 550                          | 1700                    | 40                                 | 830   | 175                                       | 1550                                  | 500                                       | 2800                          | 830                                   |
| Олово    | 2,7                            | 2                            | 5                       | 17,7                               | 6,2   | 22  | 3,8                                   | 5,7                                       | 2,8                           | 3                                     |
| Вольфрам | —                              | —                            | 3,0                     | —                                  | 2,5   | 8,4                                       | (1,7)                                 | 2,1                                       | —                             | 1,5                                   |
| Молибден | —                              | 1                            | 1,7                     | —                                  | 1,1   | 1,5                                       | 1,5                                   | 1,8                                       | 1,2                           | 1                                     |
| Свинец   | 2,8                            | 10                           | 23                      | 46                                 | 27  | 28  | 19                                    | 20  | (14)                          | 20                                    |
| Цинк     | 75                             | 43                           | 70                      | 390                                | 51  | 40  | 64                                    | 43  | (43)                          | 60                                    |
| Ниобий   | 2,4                            | 8                            | —                       | 320                                | 19  | 33  | 22                                    | —   | —                             | 20                                    |
| Тантал   | 0,4                            | 0,4                          | —                       | 18,5                               | (2,9)   | 7   | (1,4)                                 | —   | —                             | 3,5                                   |
| Цирконий | 89                             | 115                          | —                       | 2170                               | 190   | 140                                       | (410)                                 | —   | 90                            | 200                                   |
| Гафний   | 3                              | 4                            | —                       | 63                                 | —   | 9   | —                                     | —   | —                             | 1                                     |
| Σ(TR+Y)  | —                              | 135                          | —                       | —                                  | 330   | (350)                                     | 480*                                  | —   | —                             | 190                                   |
| Галлий   | 17                             | —                            | —                       | (27)                               | 17  | (23)                                      | —                                     | —   | —                             | 20                                    |

| Элемент | Плагиограниты толентового ряда | Гранитоиды андезитового ряда | Граниты лейтитонового ряда | Агпайтовые редкометалльные граниты | Палингенные граниты изостокво-целочного ряда | Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты | Палингенные гранитоиды щелочного ряда | Редкометалльные гранитоиды щелочного ряда | Ультра-тасоржинские граниты | Средний гранит (по А. П. Виноградову) |
|---------|--------------------------------|------------------------------|----------------------------|------------------------------------|--|---|---------------------------------------|---|-----------------------------|---------------------------------------|
| Ванадий | 61                             | 85                           | 45                         | (2)                                | (21)   | (11)                                      | 24                                    | —   | 9                           | 40                                    |
| Хром    | —                              | —                            | 14                         | —                                  | (38)   | (4)                                       | 18                                    | —   | 6                           | 25                                    |
| Никель  | 7,2                            | 15                           | 7                          | (10)                               | (17)   | (3)                                       | 7                                     | —   | 4                           | 8                                     |
| Кобальт | 7,1                            | 13                           | 3                          | —                                  | (14)   | —   | 8                                     | —   | 3                           | 5                                     |
| Медь    | 1,5                            | 40                           | 8                          | —                                  | (23)   | —   | 11                                    | —   | (17)                        | 20                                    |
| K/Rb    | 1080                           | 200                          | 280                        | 133                                | 200  | 90  | 300                                   | 140                                       | 330                         | 160                                   |
| Va/Rb   | 22                             | 5,5                          | 14                         | 0,15                               | 5  | 0,4                                       | 11                                    | 19  | 20                          | 4,2                                   |

\* Без литрия. Примечание. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в  $\gamma/\text{г}$

редкоэлементному составу, будет иметь далеко идущие последствия. Это окажет существенную помощь при анализе геологической истории районов развития гранитоидов. Кроме того, связь между определенными геохимическими (и генетическими) типами гранитоидов и типами эндогенных рудных месторождений поможет созданию представлений о рудно-магматических комплексах и закономерностях их формирования в различных геологических обстановках.

Граниты выделенных геохимических типов, образовавшиеся различными способами, характеризуются значительными различиями в редкоэлементном составе. Даже при имеющейся ограниченной информации отчетливо видно, что наибольшие различия в концентрациях свойственны таким гранитофильным элементам, как рублидий и барий. Как видно, содержания рублидия изменяются от 2,6  $\gamma/\text{г}$  в плагиогранитах толентового ряда до 440  $\gamma/\text{г}$  в плюмазитовых редкометалльных лейкогранитах, т. е. почти в 170 раз. Содержания же бария изменяются от 40  $\gamma/\text{г}$  в агпайтовых редкометалльных гранитах до 2800  $\gamma/\text{г}$  в ультраметаморфических гранитах, т. е. в 70 раз.

Более чем в 15 раз изменяются в гранитах содержания калия, фтора и бериллия, а концентрации лития — почти в 40 раз: от 4,7  $\gamma/\text{г}$  в плагиогранитах толентового ряда до 180  $\gamma/\text{г}$  в плюмазитовых редкометалльных лейкогранитах.

В литий-фтористой фации

гранитоидов этого типа концентрации лития, рубидия, фтора и ряда других редких элементов еще выше.

Таким образом, при анализе редкоэлементного состава гранитоидов и определении их принадлежности к тому или иному геохимическому типу необходимо прежде всего учитывать концентрации и соотношения таких элементов, как калий, фтор, литий, рубидий, стронций и барий. Геохимическое изучение стронция в гранитоидах важно и с точки зрения его изотопного состава. Отношение  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  в гранитоидах, являющихся замыкающими членами генетических базальтоидных рядов, имеет мантийный уровень значений, в то время как в палингенных и ультраметаморфических гранитоидах оно имеет коровый уровень.

В гранитоидах выделенных геохимических типов не наблюдается резкого изменения концентраций рудных элементов. В этом отношении особенно показателен молибден. Вместе с тем оказались весьма изменчивыми содержания таких элементов, как цирконий, ниобий и тантал. По содержанию олова среди выделенных геохимических типов резко выделяются только плюмазитовые редкометалльные лейкограниты и агпайтовые редкометалльные граниты. Причины этого уже рассматривались выше. Изменения содержания редких элементов, относящихся к семейству железа (ванадий, хром, никель, кобальт), вполне закономерны и уменьшаются в гранитоидах, приближающихся по составу к гранитной эвтектике. Как видно, в анхизвектических ультраметаморфических и плюмазитовых редкометалльных гранитоидах содержания этих элементов весьма близки и характеризуются низкими значениями.

Для оценки принадлежности гранитоидов к тому или иному геохимическому типу представляется весьма перспективным использование отношений между редкими элементами и особенно теми, которые испытывают разнонаправленные тенденции в концентрировании. С этой точки зрения представляются особенно показательными отношения калия и бария к рубидию.

Например, отношение  $\text{Ba}/\text{Rb}$  изменяется от 32 в плагиогранитах толентового ряда до 0.15 в агпайтовых редкометалльных гранитах, т. е. более чем в 200 раз. Показательным может стать и отношение ванадия к рубидию. Естественно, что выделенные геохимические типы гранитоидов нуждаются в более полной аттестации редкоэлементного состава, а также в детальной минералого-петрографической и петрохимической характеристиках.

Объем и задачи данной книги не позволили привести этих характеристик. Это будет сделано в дальнейшем, в специальной работе.

## КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Почти 30 лет назад, на заре становления Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, при проведении одного из первых геохимических семинаров академик А. П. Виноградов поставил вопрос: «В каких случаях и какой гранит может давать руду?» В этом вопросе заключалась огромная проблема, которую уже давно пытались решить геологи.

С организацией и становлением геохимических научных коллективов в решение этой проблемы включились геохимики. Опыт прошедших десятилетий показал, что решение этой крупнейшей проблемы современной геологии и геохимии может быть найдено только при комплексном геолого-геохимическом анализе тех сложнейших эндогенных процессов, которые в конечном итоге приводят к отделению от материнских интрузий рудоносных эманаций.

Проведенный выше краткий анализ факторов геохимической истории редких и рудных элементов при процессах кристаллизационной и эманационной дифференциации гранитоидных магм показал, что могущественные силы кристаллизационного рассеяния приводят к захоронению основной массы рудного вещества в пороодообразующих минералах горных пород. Это не распространяется на летучие компоненты и связанные с ними немногочисленные атомы рудных и редких элементов, которые имеют иную историю, определяемую факторами эманационной дифференциации магм. При этом становится очевидным, что только эманационное концентрирование рудных и редких элементов в остаточных расплавах позволяет надеяться на обогащенность магматических и постмагматических эманаций рудным веществом. Следовательно, потенциальная рудоносность гранитоидных интрузий определяется в конечном счете масштабами и интенсивностью процессов эманационной дифференциации магматического вещества при становлении интрузий и возможностями эманационного концентрирования рудных и редких элементов в остаточных расплавах при их кристаллизации. Только при этих условиях в интрузиях могут образоваться водно-солевые системы, дающие начало постмагматическим высокотемпе-

ратурным паро-газовым смесям и гидротермальным растворам. Геолого-геохимический анализ потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий отвечает только на один вопрос: можно ли ожидать в изучаемой интрузии эманационного концентрирования в остаточных расплавах тех или иных рудных и редких элементов. Однако у любого геолога и тем более геолога-поисковика, естественно, возникает второй вопрос: способна ли эта потенциально рудоносная интрузия генерировать рудные концентрации? Иными словами, после положительного ответа на первый вопрос возникает задача определения рудной продуктивности потенциально рудоносных интрузий.

Приведенные выше данные позволяют считать, что рудная продуктивность потенциально рудоносных интрузий определяется прежде всего условиями и масштабами их дегазации на этапах внедрения, становления, кристаллизации и остывания. Длительность и многоэтапность этих процессов, изменения магматических эманаций на разных уровнях температур и давлений, связанные с этим изменения в формах переноса рудных и редких элементов, а также степень напряженности тектонического режима предопределяют множественность этапов отделения летучих и связанных с ними рудных компонентов и возможность неоднократного образования участков аномальных рудных, в том числе и промышленных, концентраций как в теле самой интрузии, так и во вмещающих ее породах.

Таким образом, пульсационный характер отделения рудоносных эманаций, впервые установленный академиком С. С. Смирновым, предопределяется всем ходом процессов эманационной дифференциации и кристаллизации потенциально рудоносных магматических очагов. В отделившихся от интрузива порциях рудоносных (и нерудоносных) эманаций при их движении в области более низких температур и давлений проявляются все те закономерности кислотно-основного взаимодействия, которые определяют условия и зональность осаждения рудного вещества и минеральных преобразований пород, через которые просачиваются эти постмагматические флюиды.

Итак, при рассмотрении общей проблемы взаимосвязи между магматизмом и рудообразованием необходимо различать два аспекта: потенциальную рудоносность магматических тел и рудную продуктивность потенциально рудоносных интрузий.

В настоящей работе основное внимание было уделено первому аспекту этой проблемы применительно к гранитоидам.

Если потенциальная рудоносность гранитоидов определяется эманационной дифференциацией магм и возможностями эманационного концентрирования рудных и редких элементов в остаточных расплавах, то при геолого-геохимическом анализе потенциальной рудоносности необходимо прежде всего рассмотреть два главных вопроса: а) состав и обилие летучих компонентов в исходных магмах; б) режим процессов эманационной диф-

ференциации, приводящих к концентрированию летучих и рудных компонентов в остаточных расплавах.

Состав и обилие летучих компонентов в исходных магмах определяются способом их образования (геохимическим типом гранитоидов). Понятно, что геохимический тип гранитоидов характеризует не только состав и обилие летучих, но также их общий и редкометальный состав. Однако с точки зрения поставленной задачи первое является наиболее важным.

Режим процессов эманационной дифференциации определяется морфологическим типом интрузии, который включает их размеры, а также глубину и тектонический режим становления и кристаллизации. С точки зрения состава и обилия летучих компонентов в исходных магмах выделенные геохимические типы гранитоидов различаются очень значительно. Наименьший уровень их концентрации свойствен плагногранитам толleitового ряда и ультраметаморфическим гранитоидам.

Как справедливо указывают А. В. Сидоренко и В. В. Ляхович [142], в автохтонных (ультраметаморфических) гранитоидах не установлены крупные эндогенные месторождения редких и рудных элементов. Однако с ними часто связывают россыпи циркона. Вместе с тем в связи с условиями образования ультраметаморфических гранитов и выносом из материнских осадочно-метаморфических пород при мигматизации последних гигантских количеств вещества необходимо обратить внимание на образующиеся в процессе ультраметаморфизма базификаты. С точки зрения потенциальной рудоносности самих гранитов ультраметаморфические гранитоиды, обладающие крайне низкими уровнями концентраций летучих и анхизвтекктическими составами магматических расплавов, практически лишены способности к кристаллизационной и эманационной дифференциации. Поэтому в них не может образоваться сколько-нибудь значительных количеств остаточных расплавов, насыщенных летучими и связанными с ними редкими и рудными элементами.

Плагнограниты толleitового ряда являются гранитами наиболее примитивными с точки зрения редкоэлементного состава и уровня содержания летучих компонентов и наименее перспективными в отношении потенциальной рудоносности. Небольшие по объему выделения этих гранитоидов, являющихся конечными членами генетических серий пород и берущих начало от наиболее примитивных толleitовых базальтов, пока представляют только научный интерес, так как часто являются составной частью офиолитовых серий.

Наибольший интерес представляют плюмазитовые редкометальные лейкограниты, граниты латитового ряда, гранитоиды андезитового ряда, палингенные граниты известково-щелочного ряда, редкометальные граниты щелочного ряда и агаитовые редкометальные граниты. Палингенные граниты щелочного ряда по особенностям своего состава и способу образования

сходны с ультраметаморфическими гранитами и могут генерировать поля аномальных концентраций только в апикальных своих частях при автометасоматических процессах. С плюмазитовыми редкометальными лейкогранитами связывают месторождения нескольких генетических типов.

Как указывалось выше, плюмазитовые редкометальные лейкограниты образуют преимущественно гипабиссальные интрузии, которые могут достигать значительных размеров. В пределах апикальных частей и ближних экзоконтактов в них могут образовываться участки с аномальными (часто промышленными) концентрациями олова, вольфрама и тантала. В качестве спутников этих рудных элементов в таких месторождениях могут наблюдаться весьма высокие концентрации лития, рубидия, бериллия и фтора. В эпикальных частях широко проявляются автометасоматические процессы (альбитизация), высокотемпературные метасоматические процессы (грейзенизация) и высокотемпературные гидротермальные процессы. Редкометальная минерализация в апикальных частях гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометальных лейкогранитов часто носит штокверковый характер. Тропическое выветривание таких участков аномального концентрирования редких элементов приводит к образованию значительных по размерам элювиальных россыпей касситерита, как это имеет место в Малайзии и Индонезии.

Изучение апикальных частей гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометальных лейкогранитов особенно важно в тех случаях, когда эти интрузии обнажаются только самыми высокими своими куполами, а основная часть интрузий еще прикрыта вмещающими породами. Геофизическое и геохимическое изучение районов развития таких интрузий позволяет выделить те их участки, где купольные структуры максимально приближены к дневной поверхности и можно с наибольшей вероятностью ожидать существования полей аномальных концентраций. Все эти аномальные концентрации появляются в связи с развитием верхних камер низкотемпературных расплавов (литий-фтористых фаций) и образующихся после их кристаллизации очагов рудоносных флюидов.

Однако, как показывает геологическая практика, максимальный промышленный эффект связан с рудными телами, возникающими за счет гидротермальных растворов, генерируемых в нижних камерах низкотемпературных расплавов. Наиболее показательным примером являются знаменитые оловянные рудные залежи Корнуолла (Англия). В этом районе крупные гипабиссальные интрузии плюмазитовых редкометальных лейкогранитов вскрыты эрозией на 25% площади, и гидротермальное орудование, залегающее во вмещающих породах и в теле самих интрузий, могло возникнуть только за счет более глубоко расположенных очагов гидротермальных растворов. Аналогичным

примером может считаться Хапчерангинское сульфидно-касситеритовое месторождение в Восточном Забайкалье.

Кроме промышленных концентраций олова, с апикальными частями интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов связаны участки с аномальными концентрациями вольфрама и тантала. Однако промышленные концентрации этих двух металлов вместе практически не встречаются. В купольных участках с вольфрамовой минерализацией в составе летучих компонентов, по-видимому, доминирующую роль играла вода. Поэтому здесь интенсивно протекали процессы мусковитизации и грейзенизации, что приводило к резкому накоплению лития, рубидия, вольфрама и олова. В участках с танталовой минерализацией было резко повышено содержание фтора, происходило не только образование насыщенных этим элементом литий-фтористых фаций, но на постмагматическом этапе протекали интенсивные процессы альбитизации, приводившие к резкому концентрированию тантала.

Таким образом, в зависимости от соотношений в составе летучих воды и фтора, в апикальных частях гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов протекали различные постмагматические процессы и формировались различные по составу редкоэлементные рудные залежи. Эти различия в составе летучих определяются тем, что в силу разной растворимости в силикатных расплавах каждый компонент отделяется от магматических расплавов или их участков, где достигается предел его растворимости (при данных термодинамических условиях среды). Вследствие этого на высокотемпературных этапах кристаллизации магм в отделяющихся от расплавов водно-солевых системах, состоящих из слабо диссоциированных соединений щелочей с галоидами и кремнекислотой, количественные соотношения между компонентами этих систем будут существенно изменяться в зависимости от термодинамических условий кристаллизации магм и их дегазации.

Весьма важно различать гипабиссальные интрузии приповерхностного типа, кристаллизующиеся на глубинах 1—1,5 км от дневной поверхности, и интрузии, формирующиеся на нормальных гипабиссальных глубинах 2—4 км и более. При формировании интрузий приповерхностного типа обычно происходит интенсивная дегазация их апикальных частей. Поэтому в этом морфологическом типе гипабиссальных интрузий трудно ожидать формирования в их апикальных частях очагов низкотемпературных расплавов и всех тех полей аномальных концентраций редких и рудных элементов, которые при этом могут возникать.

С точки зрения потенциальной рудоносности апикальных частей гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов оптимальной глубиной их формирования, по-видимому, следует считать 2—4 км. В этих частях интрузий потенциально рудоносных гранитоидов, прежде всего плюмази-

товых редкометалльных лейкогранитов, формирование участков аномальных концентраций, в том числе и промышленных, обычно наблюдается в пределах верхних 300—500 м. В этой рудной зоне с глубиной наблюдается резкое уменьшение степени метасоматического изменения гранитоидов, столь же резкое уменьшение содержаний в породах Li, Rb, Be, Sn, W и других элементов, а также резкое уменьшение количества и мощности внутриминерализационных даек гранит-порфиров, аплитовидных гранитов и других пород, формирующихся, по-видимому, за счет остаточных расплавов, образующихся в верхних частях интрузий.

Однако, несмотря на ограниченную глубину распространения, редкометальное оруденение, связанное с апикальными частями гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, вследствие значительных объемов рудной массы может представлять большой практический интерес, особенно при комплексном использовании редкометалльных руд. Принимая во внимание размещение этих рудных концентраций в ближнем эндо- и экзоконтакте купольных участков гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, наиболее благоприятными местами их поиска следует считать близко расположенные к дневной поверхности подземные купола таких интрузий, кровля которых залегает на глубинах 200—500 м. Не менее перспективными следует считать и те купола, которые начинают только вскрываться эрозией, ибо в этом случае возможно применение самой рентабельной открытой разработки месторождений.

Выявленное в последние годы значение этого типа редкометалльных месторождений требует усиления внимания к их поискам, разведке и изучению в районах широкого развития гипабиссальных интрузий плюмазитовых лейкогранитов. В этом отношении одним из интереснейших районов является Восточное Забайкалье, где многие гипабиссальные интрузии гранитоидов этого геохимического типа начинают вскрываться только в самых верхних своих частях. При этом нужно иметь в виду, что методы гравиметрии позволяют достаточно точно фиксировать глубину залегания кровли интрузий кислых гранитоидов. Эти геофизические данные достаточно хорошо увязываются с данными по эманационным ореолам интрузий, а также с наблюдениями о распространении вокруг интрузий зон ороговикования.

Наглядным примером может являться схема строения мезозойских гранитных плутонов в одном из участков Агинского поля в Восточном Забайкалье (рис. 15), составленная Ю. А. Зориним [54].

В этом районе достаточно глубоко обнажаются только Саханайский и Дульдургинский плутоны. Все же остальные вскрыты только своими самыми высокими куполами. Аналогичная ситуация, по-видимому, имеет место и в восточной части Агинского

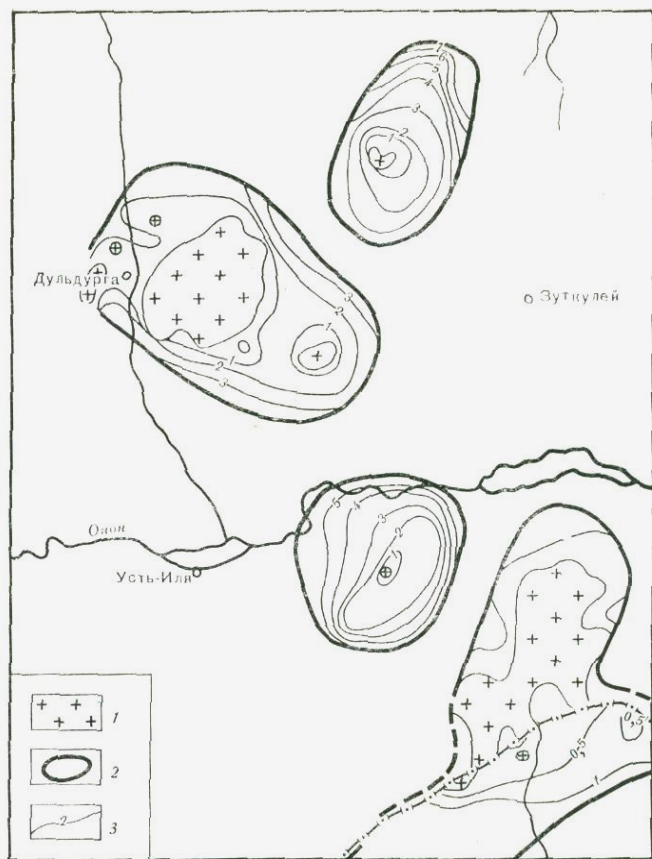


Рис. 15. Схема строения мезозойских гранитных плутонов западной части Агинского поля

1 — выходы мезозойских гранитов; 2 — контуры проекции кровли плутонов; 3 — линии равных глубин верхней границы плутонов

поля (Шерлова гора — Адун-Чолон, район станции Оловянная и др.).

Представляется, что геохимическая съемка поверхности коренных пород в этих перспективных участках, а также их разбуривание, сопровождаемое систематическим минералого-геохимическим опробованием керна, позволит выявить здесь рудные залежи олова, вольфрама и других редких металлов при относительно низком уровне затрат на их поиски.

Особенности строения апикальных частей гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов влияют и на критерии оценки потенциальной рудоносности. Их отличает

фациальная изменчивость пород, определяемая рассмотренными выше условиями кристаллизации, а также интенсивным развитием здесь метасоматических процессов (альбитизация, калишпатизация, грейзенизация и т. д.). Вместе с тем эти участки характеризуются обилием жильных пород, количество которых быстро уменьшается с увеличением глубины эрозионного среза. Критериями потенциальной рудоносности являются следующие моменты.

1. Многократно увеличенные концентрации фтора и редких элементов. Среди последних особенно выделяются литий, рубидий, цезий, в несколько меньшей степени — ниобий, олово, вольфрам и бериллий.

2. Еще более увеличенные (в десятки раз) значения дисперсий концентраций указанных выше элементов по сравнению с глубинными, неизменными разностями гранитоидов.

3. Резкое накопление многих редких элементов в таких поздних минералах-концентраторах, как биотит и мусковит, обилие в апикальных частях интрузий рудных акцессорных минералов. При этом необходимо иметь в виду, что большей потенциальной рудоносностью обладают граниты, характеризующиеся высокой активностью воды, что приводит к образованию двуслюдяных разностей гранитоидов, резкому преобладанию воды над фтором в биотитах, а также к увеличению коэффициента железистости.

Весьма важными признаками потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометальных лейкогранитов являются масштаб и состав их эманационных ореолов. Эти ореолы могут возникать на разных этапах существования интрузий, включая и этап внедрения. На этом самом раннем этапе в результате вскипания поднимающейся магмы в надинтрузивные толщи могут проникать магматические эманации, содержащие различные редкие и рудные элементы. Проникновение летучих и связанных с ними редких элементов во вмещающие породы происходит и на более поздних этапах становления и кристаллизации интрузий.

Для гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометальных лейкогранитов главными элементами эманационных ореолов являются олово, литий, фтор и в меньшей степени — вольфрам, цезий, свинец и ртуть. Содержания этих элементов в эманационном ореоле обычно превышают фоновые всего в 2—3 раза при увеличении дисперсии их концентрации в 10—15 раз. Эти эманационные ореолы обычно имеют площадной характер, довольно четко повторяя подземный контур кровли интрузии и отражая местоположение куполов. В этом отношении достаточно показательна Хапчерангинская гипабиссальная интрузия плюмазитовых редкометальных лейкогранитов в Восточном Забайкалье, которая вскрыта эрозией всего на 2—3% площади. Ее эманационный ореол по олову, литию, фтору и цезию достаточно точ-

но повторяет подземный контур кровли интрузии, находящейся на глубине 500—1000 м. При этом в купольных участках интрузии интенсивность ореола возрастает. Весьма интересен эманационный ореол кристаллизационной воды. При сравнительно высоком фоновом содержании воды во вмещающих породах (1,48%) и относительно низком содержании в гранитах интрузии (0,81%) минимум ее содержания наблюдается в эндо- и экзоконтактной зоне гранитного массива (0,64%). С удалением от кровли интрузива содержание воды сначала увеличивается незначительно, до уровня фоновых значений, а на расстоянии 1000 м от кровли достигает максимума (2,19%). Еще дальше оно довольно быстро спускается до фонового.

Изменение концентрации воды в надинтрузивной толще может быть сопоставлено с характером контактового метаморфизма вмещающих толщ. Эндоконтактная зона низких концентраций воды отвечает области биотитовых роговиков; зона с содержаниями воды, близкими к фоновому, совпадает с областью распространения гидробиотит-мусковитовой субфации, а зона ее высоких содержаний — преимущественно с мусковитовой субфацией метаморфизованных пород. Из редких элементов наиболее контрастный эманационный ореол образуют фтор, литий и олово.

Максимальные концентрации фтора и лития наблюдаются в ближней (50—100 м) экзоконтактной зоне интрузии, а затем, по мере удаления от нее, постепенно снижаются до фоновых на расстоянии 1000—1200 м от интрузии.

Олово в ближайшем эндоконтакте (до 150—200 м) имеет концентрации 10—12  $\gamma/\text{г}$ , на расстоянии 200—300 м его содержания возрастают до 15—16  $\gamma/\text{г}$ , а затем, в интервале 300—1000 м, постепенно снижаются до фоновых (2,5  $\gamma/\text{г}$ ). Различный характер распределения фтора и олова в эманационном ореоле Хапчерангинской интрузии, возможно, объясняется многоэтапностью его формирования.

Несмотря на различия в характере распределения, для всех этих элементов мощность эманационного ореола составляет 1000—1200 м. Большой удаленностью характеризуются только эманационные ореолы свинца и ртути, содержания которых вблизи от кровли интрузии обычно незначительны.

Как уже отмечалось, с апикальными частями гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометальных лейкогранитов связаны высокотемпературные рудные концентрации (грейзены, цвиттеры и т. д.), которые обычно развиваются в зонах ближнего экзо- и эндоконтакта интрузий в интервале 300—500 м. Процессы формирования таких рудных залежей сопровождаются образованием сопряженных с ними первичных ореолов, что также следует рассматривать как важный критерий потенциальной рудоносности интрузий этого геохимического и морфологического типа.

Как и в эманационных ореолах интрузий, ведущая роль здесь принадлежит олову, литию и фтору, а также вольфраму, рубидию и в меньшей степени — бериллию, молибдену, мышьяку, меди и цинку. Зональность в распределении элементов здесь проявляется слабо, а морфология во многом зависит от формы рудных тел. При штокверковом характере оруденения первичные ореолы имеют площадной характер, а при концентрировании рудного вещества в трещиноватых зонах для ореолов характерна линейная форма. В ореольных участках концентрации рудных и редких элементов могут увеличиваться в 10—100 раз по сравнению с фоном.

В такой же степени возрастают дисперсии их концентраций. Особенности таких первичных ореолов наиболее четко проявляются в высокотемпературных месторождениях олова и вольфрама, связанных с купольными участками гипабиссальных интрузий. Одним из характерных примеров первичных ореолов, связанных с грейзеновым этапом рудообразования, могут являться ореолы Тарбальджейского рудного поля в Восточном Забайкалье.

Наиболее контрастными элементами ореолов этого типа минерализации являются вольфрам, олово и мышьяк.

Как видно на рис. 16, эта группа элементов образует ореолы площадного типа, с несколькими максимумами изометричной формы. Некоторые максимумы пространственно приурочены к штокверкам Тарбальджейского месторождения, хотя наибольший из них, приуроченный к зоне сочленения Тарбальджейского и Бурятского разломов, не может быть идентифицирован ни с одним из известных штокверков и должен рассматриваться как признак слепого оруденения.

Проблема рудной продуктивности глубинных очагов гидротермальных растворов в гипабиссальных интрузиях плюмазитовых редкометальных лейкогранитов изучена еще недостаточно. Имеющиеся в настоящее время материалы показывают, что жильные рудные тела сульфидно-касситеритового состава формируются на некотором удалении от купольных участков интрузии, распространяясь во вмещающих породах на 3—4 км от ближайших купольных структур.

Для гранитоидных магм, насыщенных водой, фтором, хлором и углекислотой в той мере, в какой ими обогащены расплавы плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, первостепенное значение в определении масштабов и характера генерируемого гидротермального оруденения, по-видимому, будет играть тот температурный уровень, при котором происходит вскрытие глубинного очага рудоносных растворов дизъюнктивными дислокациями.

При вскрытии таких очагов на высокотемпературном уровне в составе гидротермальных растворов наряду с хлоридно-натриевыми комплексами существенную роль будут играть фторидно-

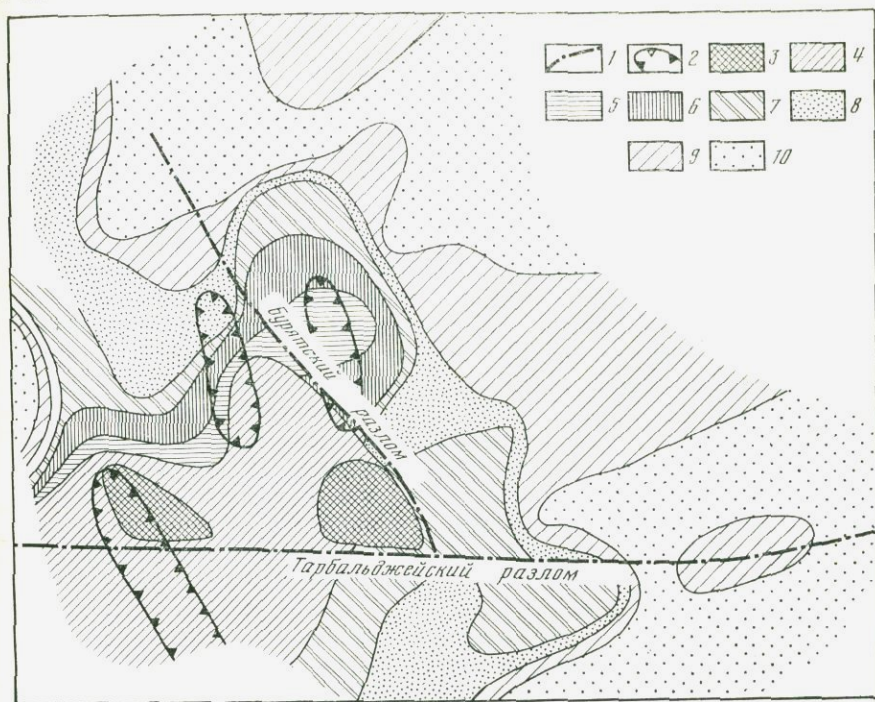


Рис. 16. Суммарный ореол W, Sn и As в Тарбальджейском месторождении

|  |                |               |
|--|----------------|---------------|
| 1 — разломы;   | 3 — >3000;     | 7 — 500—1000; |
| 2 — рудные штокверки;  | 4 — 2000—3000; | 8 — 300—500;  |
| 3 — 10 — суммарная продуктивность ореолов в условных единицах; | 5 — 1500—2000; | 9 — 200—300;  |
|  | 6 — 1000—1500; | 10 — <200     |

калиевые, являющиеся, по-видимому, наилучшими транспортными агентами для такого металла, как олово.

На более низких температурных уровнях после гидролиза фторидно-калиевых и оксигалогенидных комплексов концентрация в гидротермальных растворах олова, вольфрама и ряда других редких элементов уменьшится. Растворы приобретут существенно хлоридно-натриевый, гидрокарбонатный и гидросульфидный облик и будут преимущественно транспортировать такие элементы, как свинец, цинк, медь, серебро, мышьяк и ртуть. При самых низких температурах отделяющиеся от очага растворы имеют уже почти исключительно гидрокарбонатный характер и становятся практически безрудными.

Таким образом, изменение исходного состава гидротермальных растворов в зависимости от такого температурного уровня, на котором происходит вскрытие их глубинных очагов, пред-

определяет изменчивость состава гидротерм на разных этапах рудного процесса. Однако чаще всего глубинные очаги гидротермальных растворов вскрываются однократно, на каком-то одном температурном уровне. В этом случае с интрузией будут связаны гидротермальные месторождения только одного типа.

Приведенный пример плюмазитовых редкометалльных гранитов показывает правомерность введения понятия о рудно-магматическом комплексе, который применительно к гранитоидам этого типа означает, что с гипабиссальными интрузиями плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов в их апикальных частях должны быть связаны месторождения вольфрама и олова грейзеновой формации и тантала в участках высокотемпературной автотермальной альбитизации. С глубинными частями этих интрузий генетически связаны гидротермальные (чаще жильные) месторождения сульфидно-касситеритовой формации, которые могут сопровождаться свинцово-цинковым оруденением, часто пространственно отделяющимся от оловянного.

Следовательно, в понятие рудно-магматического комплекса включаются геохимический тип гранитоидов, морфологический тип образуемых ими интрузий, а также генетические и морфологические типы рудных залежей, образующихся в результате их дегазации.

Другим геохимическим типом гранитоидов, гипабиссальные интрузии которых отличаются высокой потенциальной рудоносностью на значительное число рудных элементов, являются граниты латитового ряда. Они являются конечными членами генетически связанных серий пород, берущих свое начало от калиевых базальтоидных выплавок из мантийного вещества (латитовые магмы), насыщенных летучими компонентами, а также многими литофильными редкими элементами. Для этих генетических серий и их кислых дифференциатов весьма характерен высокий уровень содержания бария и стронция, а в составе летучих, кроме воды, углекислоты, хлора и фтора, существенную роль, по-видимому, играет бор.

Имеющиеся данные показывают, что с гипабиссальными интрузиями гранитов латитового ряда могут быть генетически связаны крупные залежи олова в виде касситерит-силикатных руд, вольфрама, образующего месторождения шеелитового состава, а также месторождения молибдена, свинцово-цинковых руд.

По своему геохимическому облику эти гранитоиды очень резко отличаются от потенциально рудоносных на олово и вольфрам плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, имеют совершенно иную генетическую природу и занимают отличное от них геологическое положение.

Рассматривая критерии оценки потенциальной рудоносности гранитоидов латитового ряда необходимо отметить два важных обстоятельства.

Во-первых, для этого геохимического типа гранитоидов и их базальтоидных предшественников не устанавливается столь тесная пространственная связь с генерированным ими оруденением... как в случае гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов. Рудные концентрации различных элементов, которые могут быть генетически связаны с гипабиссальными интрузиями гранитоидов латитового ряда, чаще всего находятся в экзонах интрузивных тел, причем иногда достаточно удаленных.

Во-вторых, вследствие обогащения летучими и некогерентными элементами, в этих генетических сериях пород металлогенический интерес могут представлять не только самые поздние кислые дифференциаты, но также и промежуточные члены, отличающиеся большей основностью. Поэтому с точки зрения поисков оруденения, генетически связанного с этим геохимическим типом гранитоидов, весьма важным критерием является обнаружение в районе исследований промежуточных членов этой серии и даже только одних латитов. Для оценки потенциальной рудоносности пород этой серии весьма важен вопрос о режиме летучих в процессе дифференциации исходных К-базальтоидных магм. Естественно, что их дегазация на ранних этапах дифференциации ничего, кроме лампрофиров, дать не может. Сохранение же в магме высокого содержания летучих не только обеспечивает глубину дифференциации, но также значительно повышает потенциальные возможности более кислых членов этого генетического ряда в отношении рудогенеза. Поэтому обнаружение среди интрузивных или эффузивных образований не только насыщенных фтором латитов или монцититов, но и обогащенных этим элементом их кислых производных позволяет предполагать возможность образования в районе рудных концентраций, связанных с гранитоидами этого геохимического типа.

В этом отношении представляется достаточно показательным открытие нами [167] рудопроявлений олова, генетически, по видимому, связанных с гранитоидами латитового ряда в пределах Хапчерангинского рудного узла в Восточном Забайкалье.

Как известно, промышленные коренные месторождения олова в Восточном Забайкалье генетически и пространственно связаны с верхнеюрскими гипабиссальными интрузиями плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов кукульбейско-харалгинского магматического комплекса. Мелкие коренные его месторождения и небольшие промышленные россыпи связаны с палингенными гранитоидами известково-щелочного ряда пермо-триасового Кыринского мезоабиссального батолита.

При геохимических исследованиях Хапчерангинского оловорудного узла удалось установить, что среди юрских эффузивов, развитых в пределах юго-западного борта Ононской депрессии, кроме однообразных по составу липаритовых игнимбритов и туфолов, относящихся большинством исследователей к ку-

кульбейско-харалгинскому вулcano-плутоническому комплексу, встречаются высококальциевые щелочные базальтоиды — латиты и трахибазальты, а также их кислые дифференциаты — липариты. Латиты и трахибазальты образуют в разрезе эффузивов две толщи, разделенные лавами липаритового состава. Геохимическая характеристика этих образований (табл. 72) свидетельствует о принадлежности латитов и липаритов к генетической серии К-базальтоидов.

Т а б л и ц а 72

Редкоэлементный состав некоторых вулканитов Ононской депрессии

| Элемент  | Латиты Приаргунья (нерзаводский комплекс) | Трахибазальты и латиты Приононья | Тыринские липариты | Риолиты нерзаводского комплекса | Гранитоиды кукульбейско-харалгинского комплекса |
|----------|---|----------------------------------|--------------------|---------------------------------|---|
| Калий    | 3,14                                      | 3,0                              | 4,3                | 4,5                             | 4,0   |
| Натрий   | 2,86                                      | 2,6                              | 1,8                | 2,7                             | 2,9   |
| Фтор     | 0,21                                      | 0,12                             | 0,12               | 0,06                            | 0,29  |
| Литий    | 21  | 50                               | 24                 | 32                              | 93  |
| Рубидий  | 113                                       | 90                               | 220                | 207                             | 380   |
| Бериллий | 2,8                                       | 3,1                              | 2,5                | 3,9                             | 13  |
| Стронций | 520                                       | 700                              | 200                | 240                             | 50  |
| Барий    | 1300                                      | 1050                             | 900                | 1400                            | 100   |
| Бор      | —   | 23                               | 38                 | —                               | 10  |
| Олово    | 4,0                                       | 3,5                              | 3,0                | 3,9                             | 9,6   |
| Цинк     | 113                                       | 70                               | 60                 | 58                              | 33  |
| Свинец   | 17  | 11                               | 19                 | 31                              | 39  |
| K/Rb     | 280                                       | 330                              | 200                | 220                             | 100   |
| Sr/Rb    | 4,6                                       | 7,8                              | 0,9                | 1,1                             | 0,1   |
| Ba/Rb    | 11,5                                      | 11,6                             | 4,1                | 6,7                             | 0,3   |

П р и м е ч а н и е. Калий, натрий, фтор — в %, остальные — в γ/г.

Как видно, трахибазальты и латиты Приононья по редкоэлементному составу весьма близки к латитам верхнеюрского нерзаводского комплекса в Приаргунье, а тыринские липариты весьма походят на риолиты нерзаводского комплекса и значительно отличаются от гранитоидов кукульбейско-харалгинского комплекса. Интрузивные аналоги тыринских липаритов в Халчерангинском районе пока не найдены. Однако кварцевые порфиры Харатуйского нека характеризуются повышенными концентрациями бария, стронция и бора, хотя по содержанию других редких элементов они мало отличаются от гранитов Халчерангинской интрузии.

Связь с породами этой генетической серии полиметаллического оруденения в Приаргунье и оловянного на Дальнем Вос-

токе дала нам основание предположить возможность развития в районе Хапчерангинского оловорудного узла оловянной минерализации, связанной с глубинными очагами гранитоидной магмы латитового ряда.

Проведенное здесь в дальнейшем изучение геохимических полей аномальных концентраций Хапчерангинского рудного узла позволило установить, что среди оловорудных концентраций гидротермального этапа наряду с ранее известными рудами сульфидно-касситеритового типа, сопровождающимися интенсивными ореолами лития и фтора, существуют более поздние руды аксинит-касситеритового типа. Аксицит встречается в виде сплошных мелкозернистых агрегатов, обособляющихся в прожилки, или в виде мелкой вкрапленности в породах, вмещающих рудные жилы. В ассоциации с аксинитом отмечаются актинолит, хлорит, мусковит. Кварц и карбонаты образуют секущие прожилки. Рудные минералы представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом, галенитом. Касситерит тяготеет к участкам скопления хлорита в кварцевых прожилках. Первичные ореолы рудопроявлений олово-борного типа существенно отличаются от ореолов сульфидно-касситеритовых жил, особенно по отношению F/V.

Если сравнивать отношение F/V в ореолах сульфидно-касситеритовых жил Хапчеранги и зон аксинит-касситеритового оруденения, то различия достигают 700-кратного значения. Кроме того, в ореолах аксинит-касситеритового оруденения значительно повышается роль мышьяка, сурьмы, меди и даже цинка. По уровням концентрации редких элементов в первичных ореолах к рудопроявлениям олово-борного типа ближе всего первичные ореолы Харатуйского месторождения. Большая роль бора в этом месторождении, кроме того, проявляется в образовании турмалина при гидротермальном изменении вмещающих пород.

Как известно, основные промысленные оловорудные жилы Хапчерангинского месторождения приурочены к дизъюнктивным нарушениям северо-западного простирания. Между тем все обнаруженные нами рудопроявления олово-борного типа приурочены к тектоническим нарушениям северо-восточного простирания. Так, на восточном фланге Хапчерангинского месторождения минерализация олово-борного типа была прослежена на 3 км вдоль зоны северо-восточного разлома. Изучение этой минерализационной зоны с поверхности показало, что на ее юго-западном фланге наблюдается смена ассоциирующего с аксинитом актинолита хлоритом и мусковитом. В этом же направлении возрастает роль поздних карбонатов. Параллельно с изменением состава жильного выполнения меняется состав рудных компонентов. На юго-западном фланге уменьшаются концентрации олова, вольфрама, мышьяка, бериллия и меди и возрастают содержания свинца. Отношение Sn/Pb меняется от 100—400 в центральной части зоны до 0,1—1 на ее юго-западном фланге.

Изучение разрывной тектоники Хапчерангинского района показало, что дислокации северо-западного простирания являются более ранними по сравнению с разломами северо-восточного простирания. Установлено также, что аксинит-касситеритовое оруденение — более позднее по отношению к сульфидно-касситеритовым жилам Хапчерангинского месторождения.

Все изложенное дает основание полагать, что для Хапчерангинского рудного района предположение о развитии оловянного оруденения в связи с породами латитового ряда вполне оправдалось. Это существенно меняет перспективы поисков олова в Восточном Забайкалье. В первую очередь это относится к Хапчерангинско-Любавинскому рудному району, а также ко всей зоне Онон-Туринской гравитационной ступени, отделяющей Даурский свод от Агинского поля.

Работы последующих лет показали, что в этой зоне верхнеюрские и, может быть, даже нижнемеловые латиты и их производные развиты весьма широко. В северо-восточной части Онон-Туринской зоны с латитовыми сериями этого возраста связывают разнометалльные месторождения.

Не исключена возможность того, что некоторые рудопроявления в Любавинско-Хапчерангинском районе также связаны с этими породами.

Наконец, можно предполагать, что с латитами верхнеюрского нерзаводского комплекса и их кислыми производными в Приаргунье может быть связано не только полиметаллическое оруденение, но и оловянное.

Таким образом, открытие в Забайкалье калиевых щелочных базальтоидов и их кислых производных — гранитоидов латитового ряда, а также связанных с ними рудопроявлений дает основание сделать предположение о значительно больших перспективах этого района, чем считалось до сих пор.

Отмечавшийся выше значительный отрыв рудных концентраций от материнских магматических очагов гранитоидной магмы латитового ряда способствует интенсивному развитию в экзозоне интрузии метасоматитов, образующихся в результате их дегазации на позднемагматическом и раннем постмагматическом этапах. Развитие таких метасоматитов может рассматриваться как весьма важный критерий для положительной оценки потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов латитового ряда.

С этой точки зрения большого внимания заслуживают исследования Ю. Н. Размахнина [136] по геохимии метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня. Как известно, в этом районе породами, вмещающими оловорудные месторождения, обычно являются мезозойские флишвидные песчано-сланцевые толщи. В полях рудных месторождений, а иногда и за их пределами эти породы претерпевают дорудные метасоматические изменения. Они выражаются в базификации, при которой происходит обра-

зование микролитового биотита и ощутимый привнос калия, серы, фтора, бора, олова и халькофильных рудных элементов. Ю. Н. Размахнин назвал эти своеобразные породы, отличающиеся относительно большой плотностью, биотитовыми метасоматитами или биотититами. Как им установлено, выше биотитовых метасоматитов развивается зона пропилитовидных изменений с кварц-серицит-гидрослюдисто-эпидот-хлоритово-половошпатовым замещением (средняя зона) и зона березитоподобных изменений с кварц-серицит-альбит-гидрослюдистопирит-карбонатным замещением (внешняя зона). При этом весьма важно то обстоятельство, что образование метасоматической колонны происходило между внедрением среднеосновных интрузивов монцонитового ряда и монцонитовыми гранитами. Химически биотитизация пород сопровождается выносом кремнезема и натрия и привносом К, Fe, Mg, Ca, Ti и Al. В биотитовых метасоматитах накапливается значительное число редких и рудных элементов, среди которых особенно важны олово и фтор. Например, в биотитовых метасоматитах из Кавалеровского рудного района содержания олова достигает 21 г/г, а в среднем (по нескольким сотням проб) оно составило 14 г/г. Содержания фтора при этом составляют около 0,17%.

Таким образом, эти метасоматиты являются как бы предвестниками рудного процесса и носителями значительных количеств олова и фтора.

Следовательно, образование таких фтороловоносных биотитовых метасоматитов может рассматриваться как одна из форм предрудного привноса вещества, происходящего при дегазации рудоносных интрузий еще на магматической стадии. В большинстве полей оловорудных месторождений Дальнего Востока эти предрудные биотититы подвергались последующей метасоматической переработке. Эти, по-видимому, синрудные метасоматиты названы Ю. Н. Размахниным кварцевыми из-за определяющего развития в них метасоматического (бластондного) кварца [136].

В процессе этапа метасоматического преобразования дорудных биотитов из них в подрудных зонах выщелачиваются больше половины олова (7 г/г) и почти треть фтора (0,048%). Общий размах зон синрудной метасоматической переработки предрудных биотититов достигает 1,5—2 км по вертикали, причем важно, что нижняя граница оловянных и олово-полиметаллических руд располагается в метасоматические переработанных, окварцованных и выщелоченных биотититах.

Таким образом, метасоматические биотититы могут рассматриваться как один из источников рудного вещества для более поздних гидротермальных месторождений. Вместе с тем они являются важным критерием оценки потенциальной рудоносности и рудной продуктивности гранитоидов латитового ряда. Вследствие вероятности вскипания магматических расплавов еще на этапе их подъема к магматическим камерам, предрудным мета-

соматитам, а также многим другим формам зон предрудного привноса следует уделить большое внимание. Несомненно, что эманационные ореолы рассеяния интрузий, предрудные метасомати-ты и любые иные зоны предрудного привноса должны рассматриваться как важные критерии оценки потенциальной рудоносности интрузий гранитоидов различного геохимического типа. Масштабы и интенсивность концентрирования редких и рудных элементов в таких предрудных образованиях, по-видимому, должны находиться в прямой зависимости от потенциальных возможностей интрузивов. В гипабиссальных интрузиях аплаитовых редкометалльных гранитов и палингенных гранитоидов щелочного ряда позднемагматическое и постмагматическое концентрирование редких элементов обычно наблюдается в апикальных частях интрузии в результате автометасоматических процессов. Возникающие при этом участки с интенсивным концентрированием таких редких элементов, как цирконий, ниобий и редкие земли, могут сами рассматриваться как рудные залежи. В этих случаях рудная продуктивность интрузий гранитоидов этих геохимических типов будет определяться интенсивностью автометасоматических процессов в их апикальных частях. Поэтому для этих типов гранитоидов решающим с точки зрения оценки их потенциальной рудоносности будет эрозионный уровень вскрытия интрузивов. Вскрытие интрузий в апикальной части дает возможность надеяться на обнаружение в гранитах участков рудного концентрирования или россыпей, образовавшихся при их разрушении.

Интрузии с глубоким эрозионным срезом малоперспективны. Значительной потенциальной рудоносностью отличаются гипабиссальные и в меньшей степени мезоабиссальные интрузии гранитоидов андезитового ряда. С типичными их представителями ассоциируют месторождения типа Куроко, медно-колчеданные и золоторудные месторождения. С гранитоидами этого геохимического типа, но отличающимися несколько повышенным потенциалом калия, генетически связываются месторождения медно-молибденовой формации. Для оценки потенциальной рудоносности гранитоидов этого типа самым важным, по-видимому, следует считать их насыщенность водой и хлором, а также достаточно высокий потенциал щелочей, и прежде всего калия, в остаточных расплавах. С этой точки зрения наиболее информативным, по-видимому, следует считать биотит. Соотношения в этом позднем минерале воды, фтора и хлора, потенциал калия, характер железистости и концентрации редких элементов являются, пожалуй, наиболее верными критериями оценки потенциальных возможностей остаточных расплавов и степени эманационного концентрирования в них рудных и редких элементов.

Дальнейшее минералого-геохимическое изучение природных биотитов, увязанное с их принадлежностью к гранитоидам различных геохимических типов, будет иметь большое научное и прикладное значение. Не менее важными представляются и

экспериментальные исследования по установлению коэффициента распределения фтора и хлора между биотитом и водонасыщенным силикатным расплавом. Подобное широкое минералогеохимическое изучение биотитов дает возможность использовать их как один из надежнейших критериев оценки потенциальной рудоносности гранитоидов.

Изложенный выше материал показывает, что с точки зрения морфологического типа интрузий гранитоидов (при прочих равных условиях) наибольшей потенциальной рудоносностью должны отличаться гипабиссальные интрузии, сформировавшиеся на глубине 2—4 км. В этих интрузиях в максимальной степени проявляются процессы эманационного концентрирования рудного вещества, а процессы дегазации на магматическом этапе не приводят к полному истощению магмы этими компонентами.

Однако это не означает, что интрузии других морфологических типов должны считаться безнадежными с точки зрения потенциальной рудоносности. В частности, высокой потенциальной рудоносностью могут отличаться мезоабиссальные батолиты палингенных известково-щелочных гранитоидов, особенно в тех случаях, когда они представлены равнозначными по объемам последовательными недегазированными интрузивными фазами, как это наблюдается, например, в случае Саянского батолита. В апикальных частях вторых, а иногда и первых фаз таких батолитов могут развиваться поля редкометальных пегматитов, а также зоны грейзенизации с кварц-касситеритовым и иным оруденением. Пожалуй, наилучшим примером сказанному может служить Калбинский мезоабиссальный батолит палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда в Восточном Казахстане. Естественно, что при площадном обогащении редкими и рудными элементами апикальных частей таких интрузивов при их разрушении могут образовываться значительные по масштабам россыпи. Если рассматривать потенциальную рудоносность гранитоидов в отношении олова, то эндогенные рудные концентрации этого металла могут образовываться в связи с интрузиями трех геохимических типов: с гипабиссальными интрузиями плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, с гипабиссальными интрузиями гранитов латитового ряда и с апикальными частями мезоабиссальных батолитов палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда. При этом в гипабиссальных интрузиях плюмазитовых лейкогранитов продуктивными на олово могут быть как апикальные, так и глубинные их части.

В отношении вольфрама потенциально рудоносны по крайней мере тоже три геохимических типа гранитоидов: апикальные части гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, гипабиссальные интрузии гранитов латитового ряда (шеелитовые месторождения) и гипабиссальные интрузии редкометальных гранитов щелочного ряда (вольфрамитовые месторождения). Крупные рудные концентрации этого металла могут

встречаться и в связи с апикальными частями мезоабиссальных батолитов гранитоидов этих геохимических типов.

Потенциально рудоносными интрузиями на золото могут считаться гипабиссальные и мезоабиссальные интрузии гранитоидов латитового и андезитового ряда, а также палингенных гранитов известково-щелочного ряда. Таким образом, существовавшие раньше представления о связи золота только с теми магмами, в которых натрия преобладает над калием, в настоящее время должны быть пересмотрены. По-видимому, более правильным следует считать представление о том, что золото генетически связано преимущественно с теми магмами, в которых в составе летучих значительная роль принадлежит хлору. В первую очередь это относится к гранитоидным магмам, являющимся производными мантийных базальтоидных выплавов, имеющим достаточно высокий уровень летучих и особенно воды и хлора. В отношении главных рудных формаций, выделяемых для молибденовых руд [131], устанавливается довольно четкая их связь с гранитоидами определенных геохимических типов. Рудные месторождения медно-молибденовой формации генетически связываются с гип- и мезоабиссальными интрузиями гранитоидов андезитового ряда, отличающихся несколько повышенным потенциалом калия; молибденовые — преимущественно с гипабиссальными интрузиями палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда и вольфрам-молибденовые — с гипабиссальными интрузиями редкометалльных гранитоидов щелочного ряда. Однако во всех случаях молибденоносные магмы отличаются повышенной активностью воды и хлора при достаточно высоком потенциале калия. В этой связи можно ожидать, что, кроме названных геохимических типов гранитоидов, достаточно высокой потенциальной рудоносностью в отношении молибдена должны отличаться гранитные магмы латитового ряда, контаминированные коровым материалом или занимающие промежуточное положение между типичными разностями гранитоидов латитового и андезитового ряда.

Краткое рассмотрение вопроса о потенциальной рудоносности гранитоидов в отношении олова, вольфрама, молибдена и золота показывает, что источниками этих металлов в эндогенных рудных месторождениях могут быть гранитоиды различных генетических типов. Поэтому, по-видимому, в дальнейшем следует отказаться от часто употреблявшихся ранее терминов оловоносные, вольфрамносные или золотоносные гранитоиды. Представляется, что, используя предлагаемую геохимическую типизацию и принятую большинством геологов морфологическую систематику интрузивов, в настоящее время можно довольно точно охарактеризовать потенциальные возможности интрузива, особенно если при этом учитывать уровень эрозийного среза интрузии.

Например, апикальные части гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов обычно потенциально рудоносны на олово, вольфрам или тантал, которые могут обра-

зовывать в зоне ближних эндо- и экзоконтактов интрузии высокотемпературные рудные концентрации. Центральные же части абиссальных батолитов палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда не могут рассматриваться как потенциально рудоносные граниты.

Таким образом, уже подобная краткая геохимическая и морфологическая характеристики интрузива и определение уровня его эрозионного среза позволяют сделать первую аттестацию потенциальной рудоносности изучаемого массива гранитоидов.

Для получения такой характеристики должны быть проведены структурно-геологическое изучение условий формирования интрузива и петролого-геохимический анализ для определения петрохимического облика и геохимического типа исходной магмы и закономерностей распределения редких элементов в теле интрузива. При этом наибольшая информативность может быть получена при изучении распределения в гранитоидах следующих элементов: калия, натрия, фтора, бора, лития, рубидия, бериллия, стронция, бария, олова, вольфрама, свинца, цинка, меди, циркония, ниобия, тантала, ванадия, хрома, никеля, кобальта.

При таком наборе характеристика редкоэлементного состава интрузий гранитоидов может быть установлена по сравнительно ограниченному числу образцов. Для пород главной фазы даже в случае батолитовых тел количество изучаемых проб может не превышать 40—50, а для более поздних и менее распространенных интрузивных фаз — 20—30.

Более детальная характеристика потенциальной рудоносности интрузий может быть получена при изучении особенностей распределения редких элементов в надинтрузивных породах, изучении метасоматических изменений в зонах экзо- и эндоконтактов интрузий, а также при минералого-геохимическом исследовании особенностей состава тех породообразующих минералов, которые могут служить индикаторами концентрирования летучих и редких элементов в остаточных расплавах. В первую очередь это касается биотита и мусковита. Весьма перспективным представляется изучение редкоэлементного состава акцессорного магнетита. В дальнейшем одним из обязательных критериев генетической природы изучаемых гранитоидов должно стать отношение  $Sr^{86}/Sr^{87}$ . При изучении характера распределения редких элементов в теле интрузии важное значение имеет определение как общего содержания, так и дисперсии концентраций элементов, ибо высокое значение этого параметра распределения, особенно в апикальных частях интрузии, может являться прямым критерием интенсивности процессов эманационного концентрирования рудных и редких элементов на позднемагматическом этапе истории интрузивов.

Все сказанное показывает, что проблема установления потенциальной рудоносности конкретных массивов гранитоидов является комплексной геолого-геохимической задачей. Она тесно

связана с задачей определения рудной продуктивности потенциально рудоносных интрузий. Решение этой второй задачи обязательно должно предусматривать знание строения кровли интрузива, в том числе и подземной, тектонического режима его становления, кристаллизации, остывания и, как указывалось выше, установления режима и масштабов дегазации интрузий на разных этапах их истории.

Изложенная система взглядов на происхождение и развитие гранитоидных магм, условий распределения и миграций рудных и редких элементов при кристаллизационной и эманационной дифференциации магм, особенностей поведения летучих и связанных с ними редких и рудных элементов на этапах внедрения и кристаллизации интрузий, естественно, не исчерпывается геохимическими типами гранитоидов и морфологическими типами их интрузий. Природа магматических систем и условия их развития в земной коре столь многообразны, что трудно, вероятно, встретить две гранитные интрузии, во всем похожие друг на друга. То общее, что позволяет их объединять в геохимические и морфологические типы, и приведенные выше критерии рудоносности могут рассматриваться только как исходные основания для анализа условий потенциальной рудоносности и рудной продуктивности конкретных интрузий. Более же детальный и конкретный анализ требует знания геологических условий формирования изучаемых интрузий и особенностей распределения и миграции редких и рудных элементов на различных этапах их истории.

## ПОСЛЕСЛОВИЕ

Во время написания этой книги советская геохимия понесла тяжелую утрату: скончался ее признанный лидер — академик Александр Павлович Виноградов. Автору выпало большое счастье быть первым аспирантом-геохимиком у Александра Павловича и одним из его ближайших помощников при создании ордена Ленина Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР.

Для автора Александр Павлович был не только учителем в геохимии, но и наставником в жизни. Он обладал всеми качествами научного руководителя, отличаясь исключительной широтой взглядов и глубиной знаний, любознательностью, исключительной доброжелательностью к людям и великой преданностью общественному долгу.

В последние годы жизни Александр Павлович часто говорил о том, что при исключительной дифференциации наук о Земле пришло время для синтеза геологических знаний, который бы опосредовал все известные в геологии, геохимии и геофизике данные о рассматриваемом явлении и создал бы единую картину. Этот завет Александра Павловича, пожалуй, — самый главный и наиболее важный не только для геохимии, но и для всей геологии.

Автор гордится тем, что Александр Павлович почти 20 лет назад доверил ему создание Геохимического института в Сибири.

Научный энтузиазм молодых учеников автора, опыт и знания его коллег и соратников сделали возможным не только проведение огромного объема исследований по геохимии редких элементов в изверженных горных породах, но и создание целой системы взглядов на проблему потенциальной рудоносности гранитоидов, которую автор попытался изложить в этой книге.

Эта проблема всегда интересовала Александра Павловича. Поставленный им вопрос о причинах рудной продуктивности гранитоидов дал начало целому направлению исследований по геохимии редких элементов в гранитоидах. Сначала нужно было установить общие закономерности поведения редких элементов в процессах кристаллизационной дифференциации магм. Автор попытался сделать это в своей книге «Геохимия редких элементов в гранитоидах». Для изучения закономерностей развития гранитоидного магматического процесса, приводящего к эманационному концентрированию рудных и редких элементов в остаточных расплавах и определяющего потенциальную рудоносность магм, потребовалось еще 15 лет.

Автор будет удовлетворен, если его попытку синтезировать имеющиеся в настоящее время геологические и геохимические знания по этой проблеме читатели признают успешной.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И. И.* Радиоактивные элементы в нижнепалеозойских интрузиях Кузнецкого Алатау.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, **95**, вып. 1.
2. *Абрамович Г. Я.* Геохимические особенности гранитоидов Урикско-Ийского грабена (Восточный Саян).— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1969. Иркутск, 1970.
3. *Аверьев В. В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн.: Современный вулканизм, т. I. «Наука», 1966.
4. *Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б.* Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта.— Докл. АН СССР, 1974, **216**, № 4.
5. *Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Соломонова Л. А., Тароев В. К.* Растворимость серы в основных силикатных расплавах и некоторые геохимические следствия.— Геохимия, 1974, № 11.
6. *Антипин В. С., Афонина Г. Г., Черная Л. И.* Эволюция полевых шпатов в различных геохимических типах мезозойских гранитоидов МНР.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1971. Новосибирск, «Наука», 1972.
7. *Анфилогов В. Н., Удодов Ю. Н., Чернышев Л. В.* Проверка геотермометра Г. Куллера методом гидротермального синтеза железистого сфалерита.— Геохимия, 1966, № 8.
8. *Анфилогов В. Н.* Равновесная поликонденсация и строение силикатных расплавов.— Геохимия, 1973, № 12.
9. *Барсуков В. Л.* Основные черты геохимии олова. «Наука», 1974.
10. *Белевцев Я. Н.* Источники рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. (Тезисы докладов совещ. «Источники рудного вещества эндогенных месторождений»). М., 1974.
11. *Белов Н. В.* Трахитбазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
12. *Белов Н. В., Белова Е. Н., Андрианова Н. Н.* Определение параметров в структуре оливина (форстерита) методом трехмерного гармонического синтеза.— Докл. АН СССР, 1951, **81**, № 3.
13. *Белов Н. В.* Об атомной структуре стекла.— В кн.: Строение стекла. Изд-во АН СССР, 1955.
14. *Белов Н. В.* Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. Изд-во АН СССР, 1959.
15. *Белов Н. В.* Кристаллохимические рамки рассмотрения вопросов изоморфного вхождения бора в силикаты.— Геохимия, 1960, № 6.
16. *Белов Н. В.* Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изд-во АН СССР, 1961.
17. *Белов Н. В.* Кристаллохимия и магматическом сотворении мира породообразующих.— В кн.: Проблемы геохимии. «Наука», 1965.
18. *Белов Н. В.* Минералогия и петриодический закон. Доклад на

- юбилейной сессии Академии наук СССР, посвященный 250-летию Академии наук СССР. М., 1975.
19. Бернс Р. Обогащение силикатных кристаллических структур ионами переходных металлов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. «Мир», 1972.
  20. Беус А. А. Альбититовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
  21. Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
  22. Борсук А. М. Образование гранитоидной вулканоплутонической формации и время отделения потенциально рудоносных флюидов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1975, № 2.
  23. Брызгалов О. В. О влиянии состава растворов на форму переноса вольфрама в гидротермальных условиях.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Изд-во ЛГУ, 1967.
  24. Бушляков И. Н., Вилисов В. А. Фтор и хлор в биотитах из гранитоидов Урала.— В кн.: Ежегодник Ин-та геол. и геохим. УНЦ, 1972. Свердловск, 1973.
  25. Вартанесов В. Е. Эндогенные ореолы рассеяния Агаракского медно-молибденового месторождения.— Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1970, вып. 4.
  26. Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий для расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 3.
  27. Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск, «Наука», 1973.
  28. Вернадский В. И. О рассеянии химических элементов. Избр. соч., т. I, 1927.
  29. Виар Ж. Механизм действия воды в условиях повышенных температуры и давления при образовании и превращении силика-
  - тов.— В кн.: Химия земной коры, т. 2. «Наука», 1964.
  30. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород.— Геохимия, 1962, № 7.
  31. Воронков М. Г. О межатомных расстояниях и природе связей Si—O в силикатах.— Докл. АН СССР, 1961, 138, № 1.
  32. Герасимовский В. И., Тузова А. М. К геохимии хлора в нефелиновых сиенитах.— Геохимия, 1964, № 9.
  33. Герасимовский В. И., Волков В. П., Козарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. «Наука», 1966.
  34. Герасимовский В. И. Геохимия Илнмауссацского щелочного массива. «Наука», 1969.
  35. Гинзбург А. И. Проблемы редкометалльных гранитов.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. «Недра», 1972.
  36. Глазунов О. М., Глазунова А. Д. Геохимия стронция в габброидных формациях Саяно-Байкальской области.— В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. «Наука», 1973.
  37. Глебов М. П., Ройзенман Ф. М., Шакин Б. М. О первичных ореолах редкометалльных пегматитов и их поисковом значении.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1972. Иркутск, «Наука», 1973.
  38. Глюк Д. С. Поведение фтора в гранитном расплаве в присутствии воды.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1973. Новосибирск, «Наука», 1974.
  39. Говоров И. Н., Недашковский П. Г., Левашов Г. Б., Полевский Р. И., Стрижкова А. А., Мушенко Л. В., Иванов В. С., Никифорова И. К. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, ч. I. Доклады. Иркутск, 1970.
  40. Голдшмидт В. М. Принципы распределения химических элементов в минералах и горных по-

- родах. Сборник статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ НКТП СССР, 1938.
41. Григорьев Д. П. Онтогенез химических примесей в минералах.— Вестник ЛГУ, 1967, № 6.
  42. Данилова С. Г., Эпельбаум М. Б., Струпанов Е. Д. (Хроника).— Геохимия, 1974, № 12.
  43. Джафф Г. Ф. Роль иттрия и других редких элементов в группе граната.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. ИЛ, 1952.
  44. Дубов Р. И. К теории температурных полей локальных источников тепла в земной коре.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1969. Иркутск, «Наука», 1970.
  45. Есин О. А. О строении расплавленных силикатов.— Успехи химии, 1957, 26, вып. 12.
  46. Есин О. А., Лепинских Б. М. Исследования свойств жидкого шлака методом электродвижущих сил.— В кн.: Физико-химические основы производства стали.— Изд-во АН СССР, 1957.
  47. Ермолаев П. В., Тянь В. Д. Некоторые вопросы геохимии флора при гранитообразовании.— Геохимия, 1975, № 6.
  48. Заболотнов А. С. Уран и торий в изверженных породах юго-восточного Забайкалья.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 95, вып. 1.
  49. Заварицкий А. Н. Некоторые факторы, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
  50. Захаров М. Н. Петрохимия и геохимические особенности Акатувского массива и связанных с ним малых интрузий (Восточное Забайкалье).— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. «Наука», 1972.
  51. Захаров М. Н., Гундобин Г. М., Глазунова А. Д., Петров Л. Л. Первые результаты геохимического изучения и вопросы золотосодержимости интрузий Эвенского рудного узла (Северо-Восток СССР).— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1973. Новосибирск, «Наука», 1974.
  52. Злобин Б. И. О формах нахождения меди в изверженных горных породах.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1969, 93, вып. 5.
  53. Знаменский Е. Б., Конусова В. В., Крибберг И. А., Пополитов Э. И., Флерова К. В., Цыханский В. Д. Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах.— Геохимия, 1962, № 9.
  54. Зорин Ю. А. Применение геофизических методов для изучения мезозойских интрузивов гранитного состава.— Вестник Вост.-Сиб. правления научно-техн. об-ва цветной металлургии. Чита, 1962, № 7.
  55. Зоубек В. И., Таусон Л. В., Козлов В. Д. Первые результаты геохимического и геотектонического сопоставления оловяносных гранитоидов Рудных гор (Чехословакия) и Восточного Забайкалья (СССР).— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 5.
  56. Иванова Г. Ф., Ходаковский И. Л. Формы миграции вольфрама в гидротермальных растворах.— Геохимия, 1968, № 8.
  57. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алия и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождения. «Наука», 1967.
  58. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. «Наука», 1971.
  59. Кадик А. А. Тепловые эффекты отделения воды и плавления силикатов в водно-силикатных системах при высоких давлениях.— Геохимия, 1971, № 3.
  60. Кадик А. А., Луканин О. А., Лебедев Е. Б., Коровушкина Э. Е. Совместная растворимость воды и углекислоты в расплавах гранитного и базальтового состава при высоких давлениях.— Геохимия, 1972, № 12.
  61. Каширин К. Ф., Кондрашова В. А., Шмакин Б. М. Петрохимическая и геохимическая характеристика палеозойских гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье).— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. «Наука», 1965.

62. *Киркинский В. А.* Влияние температуры на границы изоморфной смесимости.— *Геохимия*, 1965, № 4.
63. *Клинцова А. П., Барсуков В. Л., Шемарыкина Т. П., Ходаковский И. Л.* Экспериментальное определение констант устойчивости гидроксофторидных комплексов четырехвалентного олова.— *Геохимия*, 1975, № 4.
64. *Ковалев Г. Н., Масуренков Ю. П.* Плавленные ксенолиты и миграция флюида через кристаллическую горную породу.— *Докл. АН СССР*, 1969, 188, № 2.
65. *Ковалев В. П., Малаясова З. В.* К вопросу о количестве подвижного урана в эффузивных и интрузивных породах восточной окраины Южно-Минусинской впадины.— *Геохимия*, 1971, № 7.
66. *Коваленко В. И., Кузьмин М. И.* О новой провинции редкометалльных щелочных гранитов Восточной Монголии.— В кн.: *Ежегодник СибГЕОХИ*, 1968. Иркутск, 1969.
67. *Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А.* О магматическом генезисе литий-фтористых редкометалльных гранитов.— *Докл. АН СССР*, 1970, 190, № 2.
68. *Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Л. Л.* Топазосодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород.— *Докл. АН СССР*, 1971, 199, № 2.
69. *Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Смирнов В. Н.* Первая находка псевдолойцитовых щелочных пород в МНР и их ассоциация с редкометалльными щелочными гранитами.— В кн.: *Ежегодник СибГЕОХИ*, 1971. Новосибирск, 1972.
70. *Коваленко В. И., Гребенников А. М., Антипин В. С.* Онгониты Ара-Булакского массива (Забайкалье) — первая находка в СССР.— В кн.: *Ежегодник СибГЕОХИ*, 1973. Новосибирск, «Наука», 1974.
71. *Коваленко В. И.* Редкометалльные гранитоиды и их вулканогенные аналоги. Новосибирск, «Наука», 1976.
72. *Коваленко Н. И., Соломонова Л. А., Афонин В. П.* О составе флюидной фазы в системе онгонит —  $H_2O$ —HF.— В кн.: *Ежегодник СибГЕОХИ*, 1973. Новосибирск, «Наука», 1974.
73. *Коваль П. В.* Петрология и геохимия албитизированных гранитов. Новосибирск, «Наука», 1975.
74. *Когарко Л. Н., Кригман Л. Д.* Структурное положение фтора в силикатных расплавах.— *Геохимия*, 1973, № 1.
75. *Козлов В. Д.* Геология и геохимия палеозойских гранитоидов Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье).— В кн.: *Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири*. «Наука», 1972.
76. *Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г.* О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов.— *Недра*, 1964.
77. *Коржинский Д. С.* Режим кислотности послемагматических растворов.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1957, № 12.
78. *Костецкая Е. В., Мордвинова В. И.* Распределение фтора и хлора в биотитах из пород джидинского палеозойского комплекса гранитоидов (Западное Забайкалье).— В кн.: *Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири*. «Наука», 1965.
79. *Костецкая Е. В., Мордвинова В. И.* Распределение фтора в минералах гранитоидов джидинского комплекса (Западное Забайкалье).— *Геохимия*, 1968, № 5.
80. *Костецкая Е. В., Маркова М. Е., Петрова З. И.* Распределение хлора в породах и минералах джидинского палеозойского комплекса гранитоидов (Западное Забайкалье).— *Геохимия*, 1969, № 2.
81. *Краускопф К. Б.* Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам.— В кн.: *Геохимические исследования*. ИЛ, 1961.
82. *Краускопф К. Б.* Относительные летучести фторидов и хлоридов

- рудообразующих элементов в магматических газах.— В кн.: Проблемы геохимии. Изд-во АН СССР, 1965.
83. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
  84. Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., 1967, № 10.
  85. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. I. «Наука», 1969.
  86. Кузьмин М. И., Антипин В. С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. «Наука», 1972.
  87. Ларсен Е. С., Фейер Ж. Распределение урана и тория в интрузивных породах.— В кн.: Ядерная геология. ИЛ, 1956.
  88. Лебедев А. П. К геохимии углерода в сибирских траппах и некоторых других основных горных породах СССР.— Геохимия, 1957, № 2.
  89. Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во ЛГУ, 1957.
  90. Лебедев В. И. Проблема размеров атомов.— Вестник ЛГУ, 1968, № 6.
  91. Левашов Г. Б., Малков И. И., Серых В. И., Нарнов Г. А. Формы нахождения меди в породообразующих минералах гранитоидов.— Геол. и геофиз., 1975, № 7.
  92. Лордкипанидзе М. Б., Закариадзе Г. С., Пайлодзе Б. В. Особенности распределения калия, лития и рубидия в эффузивных образованиях палеогенового магматического комплекса Аджарии (Западная Грузия).— Геохимия, 1971, № 6.
  93. Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. «Наука», 1967.
  94. Ляхович В. В., Овчинников Л. Н. Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, ч. I. Доклады. Иркутск, 1970.
  95. Львов Б. К. Уран и торий в гранитоидах Кочкарского района (Южный Урал).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 95, вып. 1.
  96. Малахова Л. В. Крайне известковистый плагиогранит из Мугоджар.— В кн.: Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ, 1972. Свердловск, 1973.
  97. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. «Наука», 1967.
  98. Мацуо С. О происхождении вулканических газов.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. «Мир», 1965.
  99. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии (сб. статей). Отв. ред. акад. А. Л. Яншин. Труды совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. II. М., «Наука», 1975.
  100. Менделеев Д. И. Основы химии, т. I. М.—Л., ОНТИ, 1947.
  101. Меньшиков В. С. О мезозойских гранитах центральной части Юго-Восточного Забайкалья.— Вестник Вост.-Сиб. правления научно-техн. об-ва цветной металлургии. Чита, 1962, № 7.
  102. Металлогенетическая специализация магматических комплексов. (сб. статей). М., «Недра», 1964.
  103. Миловский А. В., Матвеева С. С. Поведение элементов в процессе гранитизации пород.— Геол. рудн. месторожд., 1970, 12, № 3.
  104. Митропольский А. С., Мельгунов С. В., Чернов В. Г. Геохимия урана и тория в гранитоидах и метаморфических комплексах юго-восточного Алтая, Западной Тувы и Западного Саяна.— В кн.: Уран и торий в магматических и метаморфических породах. «Наука», 1972.
  105. Могаровский В. В., Климов Г. К., Дмитриев Э. А., Мельниченко А. К. К геохимии редких элементов в щелочных базальтоидах и габброидах этапов тектоно-магматической активизации южного Тянь-Шаня и Памира.— Геохимия, 1974, № 4.

106. *Морозов Л. Н.* Петрогеохимические особенности щелочных и субщелочных гранитоидов Восточного Саяна.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. «Наука», 1972.
107. *Мурс Э. М., Вайн Ф. Дж.* Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», 1973.
108. *Недашковский П. Г., Полевских Р. И., Стрижкова А. А., Назаров Н. Н.* Геохимия редких и рудных элементов в гранитоидах Дальнего Востока. Владивосток, 1971.
109. *Негрей Е. В., Волков В. Н.* Вертикальная зональность Раумидского гранитного интрузива, вскрытого по вертикали на два километра.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. «Наука», 1974.
110. *Николаев В. А.* О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1933, серия II, LXII, вып. 2.
111. *Ноккольдс С. Р., Митчелл Р. Л.* Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. ИЛ, 1952.
112. *Ноккольдс С. Р., Аллен Р.* Геохимические наблюдения.— В кн.: Геохимия некоторых серий изверженных пород. ИЛ, 1958.
113. *Овчинников Л. Н.* Некоторые вопросы магматогенного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 4.
114. *Овчинников Л. Н.* Об участии газов в постмагматическом рудообразовании и выделении пневматолитовой фазы.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. II. Прага, Изд-во Чехословацкой АН, 1965.
115. *Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В.* Геохимия магматических пород.— Геохимия, 1970, № 4.
116. *Одикадзе Г. Л.* Особенности распределения фтора в гранитоидах Большого Кавказа и Дзирульско-го массива.— Геохимия, 1971, № 5.
117. *Ольшанский Я. И.* Об ионно-электронных жидкостях.— Докл. АН СССР, 1950, 71, № 4.
118. *Ольшанский Я. И.* Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.— Труды ИГН, 1951, вып. 137.
119. *Омельяненко С. А., Козлов В. Д., Шермет Е. М.* К генезису Шумиловского оловянно-вольфрамового месторождения (Центральное Забайкалье).— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1973. Новосибирск, «Наука», 1974.
120. *Орлова А. В., Томсон И. Н., Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И.* Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. «Недра», 1964.
121. *Орлова Г. П.* К методике определения H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>, растворенных в силикатных расплавах под давлением (по анализам закаленных стекол).— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 9.
122. *Осипов Д. К., Журавлев Р. С.* Геохимия урана и тория в магматических породах Кузнецкого Алатау.— В кн.: Уран и торий в магматических и метаморфических породах. «Наука», 1972.
123. *Островский И. А., Орлова Г. П.* Об экспериментальных исследованиях равновесий при высоких давлениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 9.
124. *Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. «Наука», 1974.
125. *Пейве А. В.* Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
126. *Петров В. П.* Современное состояние представлений о магме и проблема гранита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 3.
127. *Петрова З. И., Пожарицкая Л. К.* Геохимия процессов ультраметаморфизма и флогопитообразования в основных кристаллических сланцах Алдана.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1970. Иркутск, 1971.
128. *Петрова З. И., Пожарицкая Л. К.,*

- Ройзман В. М., Роненсон Б. М., Утенков В. А. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. Новосибирск, «Наука», 1975.
129. Петрова З. И. Петролого-геохимическая характеристика метасоматически-палингенных гранитов Алданской флогопитоносной провинции. Новосибирск, «Наука», 1976.
130. Петрова З. И. Граниты флогопитоносных районов Восточной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1976.
131. Покалов В. Г. Закономерности образования и размещения месторождений молибдена.— В кн.: Metallization Associated with Acid Magmatism, vol. 1. Praha, 1974.
132. Полинг Л. Природа химической связи. Госхимиздат, 1947.
133. Пополитов Э. И., Филофова Т. М., Селиванова Г. И. Геохимические особенности и генезис плагногранитных интрузий Западно-Саянской эвгеосинклинальной зоны.— Геохимия, 1973, № 11.
134. Пополитов Э. И., Филофова Т. М., Селиванова Г. И., Гуменик В. А. Геохимические особенности гранитоидов таннуольского комплекса (Тува).— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1972. Иркутск, 1973.
135. Порай-Кошиц Е. А. Возможности и результаты рентгеновских методов исследования стеклообразных веществ.— В кн.: Строение стекла. Изд-во АН СССР, 1955.
136. Размахнин Ю. Н. Основные черты геохимии метасоматитов оловяносных полей Сихотэ-Алиня и их металлогенетическое значение.— Геохимия, 1973, № 4.
137. Роннигер Г., Милль Б. В. Новые ионы в структуре гранита.— Кристаллография, 1973, 18, вып. 3.
138. Руб М. Г., Онихимовский В. В., Бакулин Ю. И., Кошман П. Н., Макеев Б. В., Раствунцев А. П., Селзнев П. Н., Терентенко Н. А., Яносис В. В. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постагмагматические образования. Изд-во АН СССР, 1962.
139. Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. «Наука», 1965.
140. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. «Наука», 1975.
141. Семенов А. И., Смыслов А. А. Петрографические и геохимические особенности гранитов Беркутинского массива (Северный Казахстан).— Труды ВСЕГЕИ. новая серия, 1963, 95, вып. 1.
142. Сидоренко А. В., Ляхович В. В. Пара- и ортогранитоиды.— Сов. геология, 1975, № 7.
143. Скуридин В. А. Таджилинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс и его роль в металлогении горного Алтая.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. «Наука», 1968.
144. Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.
145. Смышляев В. Н. Основные черты геологического строения Маинской плагногранитной интрузии (Западный Саян).— Изв. Томского политех. ин-та, 1958, 90.
146. Соболев В. С., Соболева О. С. Физико-химическая трактовка изоморфизма, ч. I. Научные записки Львовск. ун-та, серия хим., 1948, IX, вып. 1.
147. Соболев В. С., Соболева О. С. Физико-химическая трактовка изоморфизма, ч. I. Научные записки Львовск. ун-та, серия хим., 1948, IX, вып. 2.
148. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
149. Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970.
150. Соловьева Л. В., Петровская С. Г. Стронций и барий в мезозойских интрузиях зон активизации Восточного Забайкалья.— В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. «Наука», 1973.
151. Спицын В. И., Шостак В. И., Мееров М. А. Исследование летучести хлоридов щелочных элементов при высокой температуре.— Ж. общая химия, 1952, 22, вып. 5.

152. *Спицын В. И., Шостак В. И.* Влияние природы газообразной среды на скорость испарения щелочных хлоридов.— Ж. общая химия, 1952, 22, вып. 7.
153. *Ставров О. Д.* К вопросу о содержании редких элементов в кварце.— Геохимия, 1961, № 6.
154. *Страхов Н. М.* Об эвекгалициях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках.— Литология и полезн. ископ., 1974, № 3.
155. *Таусон Л. В.* Изоморфизм и распределение редких элементов в горных породах.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. I. Изд-во АН СССР, 1953.
156. *Таусон Л. В.* О формах нахождения некоторых редких элементов в изверженных горных породах.— Докл. АН СССР, 1954, 95, № 6.
157. *Таусон Л. В.* Влияние структуры минералов на изоморфные замещения в силикатах изверженных горных пород.— Геохимия, 1958, № 8.
158. *Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
159. *Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогенетическая специализация магм.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. «Наука», 1964.
160. *Таусон Л. В., Петровская С. Г., Санин Б. П.* Эндогенный ореол рассеяния молибдена в Шахтинском рудном поле.— Докл. АН СССР, 1968, 182, № 4.
161. *Таусон Л. В., Козлов В. Д., Каширин К. Ф., Свядковская Л. Н., Легейдо В. А.* Кыринские гранитоиды — источник оловоносных россыпей южной части Центрального Забайкалья.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1968. Иркутск, 1969.
162. *Таусон Л. В., Козлов В. Д., Каширин К. Ф., Свядковская Л. Н., Легейдо В. А.* Геохимические особенности приповерхностных и глубинных фаций гранитоидов кукульбейско-харалгинского комплекса в Центральном Забайкалье.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1969. Иркутск, 1970.
163. *Таусон Л. В., Анфилогов В. Н., Коваленко В. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И., Трошин Ю. П.* Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, ч. I. Доклады. Иркутск, 1970.
164. *Таусон Л. В., Козлов В. Д., Антипин В. С., Шеремет Е. М.* Геохимические особенности формирования гранитоидных магм в зонах активизации. Труды I Международного геохимического конгресса, т. III, кн. 2. «Наука», 1972.
165. *Таусон Л. В.* О геохимических типах гранитоидов.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1972. Иркутск, 1973.
166. *Таусон Л. В., Захаров М. Н.* Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргуны.— Геохимия, 1974, № 3.
167. *Таусон Л. В., Гундобин Г. М., Зубков В. С.* О новом источнике оловянного оруденения в Восточном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1974, 215, № 3.
168. *Таусон Л. В., Зоубек В. И., Цамбал Б., Козлов В. Д., Каменицкий Л., Губач И.* Сравнение оловоносных гранитов Рудных гор (Богемский массив), Спишско-Гемерского рудогорья (Западные Карпаты) Чехословакии и Забайкальской провинции СССР. Иркутск, 1976.
169. *Тейлор С. Р.* Геохимия андезитов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. «Мир», 1972.
170. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
171. *Трошин Ю. П.* Этапность гидротермального процесса при формировании месторождений Хапчерангинского рудного узла.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1970. Иркутск, 1971.
172. *Тугаринов А. И.* О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры, т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
173. *Тугаринов А. И., Коваленко В. И.* Геохимия гранитоидов Нигерии. «Наука», 1973.
174. *Турекьян К. К., Калп Дж.* Гес-

- химия стронция.— В кн.: Геохимия редких элементов. ИЛ, 1959.
175. *Урусов В. С.* Химическая связь в кремнеземе и силикатах.— Геохимия, 1967, № 4.
176. *Ферсман А. Е.* Геохимия, т. I. М., ОНТИ — Госхимтехиздат, 1934.
177. *Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). «Наука», 1975.
178. *Франк-Каменецкий В. А.* По поводу проявлений микроизоморфизма в кварце.— Кристаллография, 1960, 5, вып. 4.
179. *Франк-Каменецкий В. А.* Природа структурных примесей в минералах. Изд-во ЛГУ, 1964.
180. *Хитаров Н. И., Москалюк А. А.* Экспериментальные данные к вопросам генезиса свинцового оруднения.— Сов. геология, 1955, сб. 43.
181. *Хитаров Н. И., Ренгартен Е. В.* К геохимии углекислоты в гранитных интрузиях.— Геохимия, 1956, № 2.
182. *Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В., Арсеньева Р. В.* Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах.— Геохимия, 1959, № 5.
183. *Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. Б.* Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава.— Геохимия, 1967, № 11.
184. *Хитаров Н. И., Арутюнян Л. А., Лебедев Е. Б.* Экспериментальное исследование выноса молибдена из гранитного расплава под давлением воды до 3000 атм.— Геохимия, 1967, № 8.
185. *Хитаров Н. И., Нагапетян А. Б., Лебедев Е. Б.* Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование).— Геохимия, 1969, № 3.
186. *Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Веницианов Е. В., Дорфман А. М.* Диффузия воды в расплаве кремнезема.— Геохимия, 1975, № 8.
187. *Хлопин В. Г.* Распределение электролита между твердой кристаллической и жидкой фазами.— Труды Радиевого ин-та АН СССР, 1938, 4.
188. *Чухров Ф. В.* О немагматогенной природе вещества некоторых руд.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений (Тезисы докл. совещ. «Источники рудного вещества эндогенных месторождений»). «Наука», 1974.
189. *Шамовский Л. М.* К вопросу о механизме люминесценции щелочно-галоидных кристалло-фосфоров.— Оптика и спектроскопия, 1956, 1, вып. 3.
190. *Шамовский Л. М.* К вопросу о полиэдрической субструктуре монокристаллов щелочно-галоидных фосфоров.— Ж. физ. химии, 1958, 32, вып. 9.
191. *Шеньо М.* Вулканические газы Этны (Сицилия).— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. «Мир», 1965.
192. *Шеньо М., Тазиев Г., Фабр Р.* Состав вулканических газов постоянного лавового озера вулкана Нирагонго (Конго, Леопольдвиль).— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. «Мир», 1965.
193. *Шеньо М., Тазиев Г., Фабр Р.* О составе вулканических эманий архипелага Новые Гебриды.— В кн.: Геохимия современных постмагматических процессов. «Мир», 1965.
194. *Шерemet Е. М.* Геология и геохимия раннемезозойских гранитоидов Витим-Каренского междуречья.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1969. Иркутск, 1970.
195. *Шерemet Е. М., Гормашева Г. С., Легейдо В. А.* Геохимические критерии продуктивности потенциально рудоносных гранитоидов гуджирского интрузивного комплекса Западного Забайкалья.— Геохимия, 1973, № 10.
196. *Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Фоминых В. Г.* Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических породах Урала.— Зап. Вест. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 5.
197. *Штемпрок М.* Генетические проблемы оловянно-вольфрамово-молибденовых месторождений Восточных Рудных гор.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., 1967.
198. *Шурыгин П. М., Есин О. А.*

- О растворимости железа в жидких шлаках.— Докл. АН СССР, 1954, **95**, № 5.
199. *Щербина В. В.* Зависимость изоморфных замещений от давления.— Геохимия, 1965, № 5.
  200. *Aucott J. W., Marshall M.* Quantitative determination of water in granites by infra-red analysis.— Min. Mag., 1969, **37**, N 286.
  201. *Baumann L., Stemprok M., Tischendorft G., Zoubek B.* Metallogeny of tin and tungsten in the Krušné-Hory.— Erzgebirge. Praha, 1974, Academia.
  202. *Buerger M. J.* The structural nature of the mineralizer action of fluorine and hydroxyl.— Amer. Min., 1948, **33**, N 11-12.
  203. *Burnham C. W., Jahns R. H.* A method for determining the solubility of water in silicate melts.— Amer. J. Sci., 1962, **260**, N 10.
  204. *Burnham C. W.* Viscosity of a water-rich pegmatite melt at high pressure (Abstract).— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1963, **76**.
  205. *Burnham C. W.* Hydrothermal fluids at the magmatic stage.— In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Ed. H. L. Barnes, 1967.
  206. *Burnol L.* Association des caractéristiques et l'évolution pétrographiques et géochimiques des leucogranites de la partie nord-ouest du Massif central français avec les différents types de concentration en tungstène, béryllium, lithium, étain et niobium-tantale.— In: Metallization Associated with Acid Magmatism, v. 1. Praha, 1974.
  207. *Coleman R. G., Peterman Z. E.* Oceanic plagiogranite.— Geophys. Res., 1975, **80**, N 8.
  208. *Connolly J. W. D., Haughton D. R.* The valence of sulfur in glass of basaltic composition formed under conditions of low oxidation potential.— Amer. Min., 1972, **57**, N 9-10.
  209. *Dickinson W. R., Hatherton T.* Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.— Science, 1967, **157**, N 3790.
  210. *Dietrich R. V., Heier K. S., Taylor S. R.* Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. XX. Petrology and geochemistry of ekerite.— Skr. Norske vid.-akad. Oslo, 1965, Kl. 1, N 19.
  211. *Dietzel A.* Strukturchemie des Glases.— Naturwiss., 1941, **29**, H. 36/37.
  212. *Doerner H. A., Hoskins W. H.* Co-precipitation of radium and barium sulphates.— J. Amer. Chem. Soc., 1925, **47**, N 3.
  213. *Eugster H. P.* The cesium-potassium equilibrium in the system sanidine-water.— In: Carnegie Inst. Wash. Year Book, 1955, N 54.
  214. *Ewart A., Taylor S. R., Capp A. C.* Geochemistry of the pantellerites of Mayor Island, New Zealand.— Contr. Min. Petrol., 1968, **17**, N 2.
  215. *Fiala F.* The chemism of granitoids of the Slavkovsky Lee Mts (Kaiserwald).— In: Noyau du Massif de la Bohême. Sess. de l'AZOPRO en Tchécoslovaquie, 1964.
  216. *Fincham C. J. B., Richardson F. D.* The behaviour of sulphur in silicate and aluminate melts.— Proc. Roy. Soc., 1954, **223**, N 1152.
  217. *Flint E. P., MacMurdie H. F., Wells L. S.* Hydrothermal and X-ray studies of the garnet-hydrogarnet series.— J. Res. Nat. Bureau Stand., 1941, **26**.
  218. *Gill J. B.* Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island. arc.— Contr. Min. Petrol., 1970, **27**, N 3.
  219. *Goldschmidt V. M.* Geochemistry. Oxford, 1954.
  220. *Goldsmith J., Laves F.* Cation order in anorthite ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) as revealed by gallium and germanium substitution.— Z. Kristallogr., 1955, **106**.
  221. *Goni J.* Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques.— Memoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 1966, N 45.
  222. *Green A. H.* Physical Geology. London, 1882.
  223. *Goranson R. W.* The solubility of water in granite magmas.— Amer. J. Sci., 1931, **22**, N 222.
  224. *Hamilton D. L., Anderson C. M.* Effect of water and oxygen pressures on the crystallization of basaltic magmas.— In: Basalts, v. 1. London, Intersci. Publ., 1967.

225. *Harris P. G.* The distribution of germanium among coexisting phases of partly glassy rocks.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1954, **5**, N 4.
226. *Hesp W. R., Rigby D.* The transport of tin in acid igneous rocks.—*Pacific Geol.*, 1972, N 4.
227. *Hurley P. M.* Distribution of radioactivity in granites and possible relation to helium age measurements.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1950, **61**, N 1.
228. *Ito I., Frondel C.* New synthetic hydrogarnets.—*Amer. Min.*, 1967, **52**, N 7-8.
229. *Johns W. D., Huang W. H.* Distribution of chlorine in terrestrial rocks.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, **31**, N 1.
230. *Kilinc I. A., Burnham C. W.* Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars.—*Econ. Geol.*, 1972, **67**, N 2.
231. *Klominšký J., Absolonová E.* Geochemistry of the Karlovy Vary granite massif (Czechoslovakia).—In: *Metallization Associated with Acid Magmatism*, v. 1. Praha, 1974.
232. *Kuroda P. K., Sandell E. B.* Chlorine in igneous rocks.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1953, **64**.
233. *Lange H., Tischendorf G., Pälchen W., Klemm I., Ossenkopf W.* Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge. B. Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges.—*Geologie*, 1972, **21**, H. 4/5.
234. *Masson C. R., Smith I. B., White-way S. G.* Activities and ionic distribution in liquid silicates: application of polymer theory.—*Can. J. Chem.*, 1970, **48**, N 9.
235. *Moore J. G.* The quartz diorite boundary line in the western United States.—*J. Geol.*, 1959, **67**, N 2.
236. *Noble D. C., Haffty J.* Minor-element and revised major-element contents of some Mediterranean pantellerites and comendites.—*J. Petrol.*, 1969, **10**, N 3.
237. *Oxburgh U. M., Segnit R. E., Holland H. D.* Coprecipitation of strontium with calcium carbonate from aqueous solutions.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1959, **70**, N 12, pt. 2.
238. *Pälchen W., Tischendorf G.* Some special problems of petrology and geochemistry in the Erzgebirge, GDR.—In: *Metallization Associated with Acid Magmatism*, v. 1. Praha, 1974.
239. *Ringwood A. E.* The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. Pt. 1: The influence of electronegativity.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1955, **7**, N 3/4.
240. *Sen N., Nockolds S. R., Allen R.* Trace elements in minerals from rocks of the S. Californian Batholith.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1959, **16**, N 1/3.
241. *Shaw H. R.* Obsidian—H<sub>2</sub>O viscosities at 1000 and 2000 bars in the temperature range 700—900°C.—*J. Geophys. Res.*, 1963, **68**, N 23.
242. *Shepard E.* The gases in rocks and some related problems.—*Amer. J. Sci.*, 1938, **35A**.
243. *Sorensen H.* On the history of exploration of the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland (Contrib. Mineral Ilimaussaq, N 3).—*Medd. Gronland*, 1967, **181**, N 3.
244. *Stemprok M., Sulcek Z.* Geochemical profile thorough an ore-bearing lithium granite.—*Econ. Geol.*, 1969, **64**, N 4.
245. *Tauson L. V., Kovalenko V. I., Znamenskaya A. S., Petrov L. L., Legeido V. A., Popolitov E. I., Prokopenko S. R.* Distribution of rare-earth elements (RE), yttrium, beryllium and tin in the alkaline granitoids and their metasomatites.—Symposium sur l'origine et la distribution des éléments organisé sous les auspices de l'UNESCO et de l'IUGS. Resumés. Sec. V: Abundance terrestre. Paris, 8—11 Mai 1967.—*Origin and Distribution of the Elements*. Pergamon Press, 1968.
246. *Taylor S. R., Capp A. C., Graham A. L., Blake D. H.* Trace element abundances in andesites II. Saipan, Bougainville and Fiji.—*Contr. Min. Petrol.*, 1969, **23**, N 1.
247. *Turekian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's

- crust.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, **72**, N 2.
248. *Wilkins R. W. T., Sabine W.* Water content of some nominally anhydrous silicates.—*Amer. Min.*, 1973, **58**, N 5-6.
249. *Wilson J. T.* Mantle plumes and plate motion.—*Tectonophys.*, 1973, **19**, N 2.
250. *Wones D. R., Eugster H. P.* Stability of biotite: experiment, theory and application.—*Amer. Min.*, 1965, **50**, N 9.
251. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.* Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of  $\text{NH}_3$  and HF, in addition to  $\text{H}_2\text{O}$  on the melting temperatures of albite and granite.—*Amer. J. Sci.*, 1961, **259**, N 2.
252. *Wys E. Ch. de.* Silicate melts with indications of ino structures.—*Min. Mag.*, 1960, **32**, N 251.
253. *Yoder H. S., Tilley C. E.* Natural tholeiite basalt-water system.—*In: Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 1965, **55**.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

|                       |   |
|-----------------------|---|
| Предисловие . . . . . | 3 |
| Введение . . . . .    | 9 |

## *Глава первая*

### ФАКТОРЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

#### ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ 21

|   |    |
|---|----|
| Факторы кристаллохимического рассеяния редких элементов . . . . .                       | 22 |
| Кристаллохимические свойства элементов . . . . .  | 25 |
| Особенности структуры и состава минералов . . . . .                                     | 33 |
| Условия образования изоморфных смесей . . . . .   | 45 |
| Особенности неструктурного рассеяния редких элементов при кристаллизации магм . . . . . | 52 |

## *Глава вторая*

### ОСОБЕННОСТИ ЭМАНАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ

73

|  |     |
|--|-----|
| Структура силикатных расплавов и влияние на нее летучих компонентов магм . . . . .                   | 74  |
| Растворимость летучих в силикатных расплавах и условия образования флюидной фазы . . . . .           | 85  |
| Флюидная фаза гранитоидных магм и условия концентрирования в ней редких и рудных элементов . . . . . | 109 |

## *Глава третья*

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ

130

## *Глава четвертая*

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ

163

|  |     |
|--|-----|
| Плагиограниты толеитового ряда . . . . .                   | 172 |
| Гранитоиды андезитового ряда . . . . .                     | 176 |
| Граниты латитового ряда . . . . .                          | 183 |
| Агпайтовые редкометалльные граниты . . . . .               | 199 |
| Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда . . . . . | 206 |
| Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты . . . . .        | 217 |
| Палингенные гранитоиды щелочного ряда . . . . .            | 228 |
| Редкометалльные гранитоиды щелочного ряда . . . . .        | 234 |
| Ультраметаморфические гранитоиды . . . . .                 | 237 |

## *Глава пятая*

### КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

245

|                       |     |
|-----------------------|-----|
| Послесловие . . . . . | 267 |
| Литература . . . . .  | 268 |

2 р. 10 к.

2137

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»**

выходит книга

**М. Е. Федоровой**

**«ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОЛОГИЯ  
ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)».**

Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 21. М., 1977 (1 кв.), 16 л., 1 р. 60 к. 20805

Монография представляет первое описание интрузивного магматизма варисского Хангайского синклинория, относящегося к типу терригенных геосинклинальных зон. В ней рассмотрены геолого-структурное положение массивов гранитоидов и эволюция их вещественного состава в ходе развития структуры. Особое внимание уделено вопросам петрологии пород, химизму породообразующих минералов, в том числе распределению петрогенных элементов между сосуществующими фазами. Установлены прямая связь между составом минералов и глубиной их формирования, влияние температуры на распределение элементов (в частности, марганца) между сосуществующими роговыми обманками и биотитами. Делаются выводы об условиях образования гранитоидов. Специальный раздел посвящен сравнительной характеристике эволюции интрузивного магматизма геосинклинальных зон разного типа (терригенных, вулканогенно-терригенных и эвгеосинклинальных), сопровождаемый таблицей средних химических составов гранитоидов этих зон. Книга рассчитана на широкий круг геологов, петрографов и минералогов.