

В. С. АНТИПИН,
В. И. КОВАЛЕНКО, И. Д. РЯБЧИКОВ

Коэффициенты
распределения
редких
элементов
в магматических
породах

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СОВМЕСТНАЯ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. А.П. ВИНОГРАДОВА СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ

МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА "ЛИТОСФЕРА"

THE USSR ACADEMY OF SCIENCES

SOVIET-MONGOLIAN RESEARCH GEOLOGICAL EXPEDITION

INSTITUTE GEOLOGY OF ORE DEPOSITS, PETROGRAPHY,
MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY

A.P. VINOGRADOV INSTITUTE OF GEOCHEMISTRY, SIBERIAN BRANCH

INTERNATIONAL PROGRAMME "LITHOSPHERE"



V.S. ANTIPIN, V.I. KOVALENKO,
I.D. RYABCHIKOV

Distribution
coefficients
of rare elements
in magmatic
rocks

Responsible editors:
academician L.V. TAUSON,
prof.
O.A. BOGATIKOV

"NAUKA" PRESS
MOSCOW 1984

В.С. АНТИПИН, В.И. КОВАЛЕНКО,
И.Д. РЯБЧИКОВ

4375

Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах

Ответственные редакторы:
академик Л.В. ТАУСОН
доктор геол.-минерал. наук
О.А. БОГАТИКОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1984



Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. — М.: Наука, 1984.

Книга представляет собой сводную работу (справочник) новых и опубликованных материалов по количественной оценке коэффициентов распределения (K_p) большой группы редких элементов (Rb, Li, Cs, Be, Ga, Ba, Sr, Sn, W, Pb, Sn, V, F, TR) для различных серий магматических пород на основе анализа вкрапленников и стекловатой основной массы. Проведено сопоставление эмпирических K_p с результатами термодинамических и экспериментальных исследований. Установлены широкие вариации K_p элементов между различными минералами и расплавами в зависимости от кристаллохимических свойств минералов и их состава, температуры, уровня содержания летучих компонентов и общего состава магматической системы. Показана возможность использования K_p для выявления структурных особенностей минералов, физико-химических условий формирования магматических пород и оценки их потенциальной рудоносности.

Рецензенты:

А.И. Киселев, А.И. Альмухамедов

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время геохимическими исследованиями охвачены все наиболее распространенные группы магматических пород, для которых получены средние уровни содержаний (кларки) редких и рудных элементов [26, 104, 193]. Поэтому работы по геохимии магматических пород нацелены теперь на выявление закономерностей распределения и поведения редких элементов с целью установления геохимической направленности процессов магматизма, выявления критериев потенциальной рудоносности вулканоплутонических пород и изучения характера связи с ними разнообразного оруденения.

Поведение редких элементов в процессах формирования различных по составу магматических пород определяется многими факторами: концентрацией элементов в исходных магмах, характером и количественным соотношением выделяющихся минеральных ассоциаций, температурой расплава, наличием и составом сосуществующей с ним флюидной фазы и др. В совокупности эти факторы обуславливают последовательное накопление или уменьшение концентраций элементов либо сравнительно равномерное или более сложное распределение их в продуктах магматической дифференциации. Мерой такого рассеивания или концентрирования элементов в природных процессах являются коэффициенты распределения, показывающие отношение концентраций рассматриваемых элементов в двух равновесных фазах. При наличии количественных оценок коэффициентов распределения, которые в отличие от средних фиксированных концентраций элементов отражают динамику их поведения, информативность геохимических данных резко повышается.

На необходимость природного и экспериментального изучения коэффициентов распределения между расплавом (раствором) и кристаллизующимся из него твердыми фазами было обращено внимание М.Г. Валяшко на Всесоюзном геохимическом симпозиуме еще в 1957 г. [28]. В дальнейшем наступил период накопления фактического материала по рассматриваемой проблеме и интерпретация его с целью суждения о геохимической специфике родоначальных магм и о направлении развития магматического процесса. Определенным этапом обобщения этого фактического материала было проведение Международной конференции в Аризоне (США) в сентябре 1977 г., посвященной анализу коэффициентов распределения редких элементов между твердой и жидкой фазами и их использованию в решении петрологических и геохимических вопросов [136]. В апреле 1980 г. в Москве проходил симпозиум по геохимии магматических пород по теме "Применение коэффициентов распределения отдельных элементов для понимания процессов происхождения серий магматических пород". Таким образом, следует отметить возросший в последние годы интерес исследователей к количественной оценке коэффициентов распределения не только породообразующих, но и редких элементов и их использованию в качестве индикаторов магматических процессов.

В настоящей работе обобщены результаты эмпирических исследований коэффициентов распределения между вкрапленниками различных минералов и стекловатой основной массой или стеклом эффузивных и субвулканических пород западной части Монголо-Охотского пояса и рассмотрены вариации этих коэффициентов в зависимости от состава, кристалло-химических, физико-химических и других параметров. Обобщение этого эмпирического материала предваряется термодинамическим анализом поведения элементов-примесей при кристаллизации магм и рассмотрением основных источников и методов получения информации о коэффициентах распределения элементов между фазами магматических систем. Кроме того, в работе приведен обзор обширного литературного материала по коэффициентам распределения для каждого исследуемого элемента, которые касаются как различных по составу магматических пород из многих провинций мира, так и результатов экспериментальных и теоретических исследований.

Результаты исследований, отраженные в настоящей работе, базируются на данных полных химических силикатных анализов большой группы редких элементов для магматических пород, состав которых варьирует от базальтов до риолитов, и для главных породообразующих и некоторых второстепенных минералов в них. Приблизительно в 100 больших пробах (10–20 кг) указанных пород были выделены вкрапленники минералов и вещество основной массы или стекло для подсчета частных и комбинированных коэффициентов распределения.

Разделение проб на чистые фракции минералов и основную массу проводилось с помощью тяжелых жидкостей (бромформ, Клеричи) и магнитных сепараторов. Выделение полевых шпатов, кварца, топаза и основной массы осуществлялось многократным центрифугированием в тяжелых жидкостях из мелкой фракции (0,25–0,10 мм). Главные трудности возникали при разделении плагиоклаза и кварца, а также щелочного полевого шпата и кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаз), так как эти пары минералов весьма близки по удельному весу. Поэтому альбиты из онгонитов сохранили некоторое количество примеси калиевого полевого шпата, которая учитывалась при расчетах. Чистые фракции плагиоклаза и кварца часто приходилось получать из обогащенных концентратов с помощью ручной отборки. Выделение темноцветных минералов (пироксены, амфиболы, слюды) проводилось электромагнитной сепарацией, главным образом на приборе СИМ-2.

Фракции аксессуарных минералов были получены из искусственных шлифов посредством разделения их в тяжелых жидкостях и доведением ручной отборкой под бинокуляром.

Чистота отборки минералов контролировалась прокрашиванием полевых шпатов раствором кобальтинитрата натрия, других минералов — с помощью иммерсионных препаратов либо просмотром под бинокуляром. В анализированных мономинеральных фракциях примесь посторонних минералов составляла в среднем (в %): для калиевого полевого шпата ≤ 5 (плагиоклаз, кварц), для альбита онгонитов 10–20 (КПШ), для плагиоклаза 3–5 (КПШ, кварц), кварца 3 (полевые шпаты), темноцветных минералов 1–2 (светлоцветные минералы).

Краткая характеристика применяемых методов анализа пород и минералов на редкие элементы (Эмиссионный спектральный анализ в геохимии 1976) приведена в табл. 1. В их выполнении участвовал большой коллектив сотрудников Института геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР: Л.Л. Петров (бериллий, фтор, бор), Е.С. Костюкова и Л.А. Сомина (свинец, цинк), А.И. Кузнецова (вольфрам), Л.А. Персикова (олово), С.К. Яро-

Таблица 1

Характеристика применяемых методов анализа

Элемент	Метод анализа	Предел обнаружения	Относительное стандартное отклонение
Калий и натрий	Фотометрии пламени	0,01	0,005
Литий, рубидий и цезий	То же	0,0001	0,10—0,15
Барий и стронций	Спектральный	$1-3 \cdot 10^{-4}$	0,25
Олово	"	$0,3 \cdot 10^{-4}$	0,25
Вольфрам	"	$1 \cdot 10^{-4}$	0,25
Свинец	"	$1 \cdot 10^{-3}$	0,25
Цинк	"	$2 \cdot 10^{-3}$	0,25
Бериллий	"	$0,2 \cdot 10^{-5}$	0,10—0,25
Фтор	"	0,01	0,10—0,15
Бор	"	$3 \cdot 10^{-4}$	0,25

шенко (барий, стронций), Л.И. Черная и С.И. Шигарова (калий, натрий, литий, рубидий, цезий), В.В. Конусова и Е.В. Смирнова (редкоземельные элементы). Полные химические силикатные анализы пород и минералов выполнены Н.М. Бехтеревой, Г.С. Гормашевой, В.И. Мордвиновой, О.И. Округиной, В.А. Писарской, Г.Я. Стрежневой, В.К. Халтуевой (Институт геохимии СО АН СССР) и Е.М. Нактинас (ИГЕМ АН СССР).

В обработке каменного материала и выделении мономинеральных фракций принимали участие А.В. Горегляд, В.К. Жилкина, В.П. Заикин, А.В. Лызин и Ю.М. Луннов.

Большую помощь при подготовке настоящей книги оказали Л.П. Коваль, А.Б. Перепелов и Л.Л. Румянцева. Авторы выражают свою признательность всем перечисленным товарищам.

Выполнение этой работы было бы невозможно без поддержки со стороны директора Института геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР академика Л.В. Таусона и руководства Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Аб — альбит	$K_3 = \frac{Сл}{ОМ}$
Ан — анортит	$K_4 = \frac{КПШ}{ОМ}$
Ап — апатит	$K_5 = \frac{Кв}{ОМ}$
Амф — амфибол	$K_6 = \frac{Сл}{КПШ}$
Би — биотит	$K_7 = \frac{Амф}{ОМ}$
Гип — гиперстен	$K_8 = \frac{Пир}{ОМ}$
Гр — гранат	$K_9 = \frac{Ол}{ОМ}$
Ильм — ильменит	$K_{10} = \frac{Мт}{ОМ}$
Кв — кварц	$K_{11} = \frac{Ильм}{ОМ}$
КПШ — калиевый полевой шпат	$K_{12} = \frac{Гр}{ОМ}$
Мт — магнетит	$K_{13} = \frac{Топ}{ОМ}$
Ол — оливин	$K_{14} = \frac{Ап}{ОМ}$
ОМ — основная масса	$С —$ концентрация элемента
Орт — ортоклаз	$С^0 —$ концентрация элемента в исходной магме
Пл — плагиоклаз	
Пиж — пижонит	
Пир — пироксен	
Рог — роговая обманка	
Сан — санидин	
Сл — слюда	
Топ — топаз	
Фл — флогопит	
K_p — коэффициент распределения	
$K_{комб}$ — комбинированный коэффициент распределения	
D — коэффициент сокристаллизации	
$K_1 = \frac{КПШ}{ОМ}$	
$K_2 = \frac{Пл}{ОМ}$	

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
И МЕТОДЫ РАСЧЕТА
КОЭФФИЦИЕНТОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Термодинамический анализ равновесного распределения химических элементов между магматическим расплавом и минералами, как и рассмотрение других случаев межфазового обмена, основывается на принципе равенства химических потенциалов всех компонентов в равновесно сосуществующих фазах. Поскольку абсолютные значения химических потенциалов в принципе измерены быть не могут, реальные расчеты ведутся с использованием относительных химических потенциалов и других относительных термодинамических величин [90], являющихся мерами изменения свойств системы при переходе компонентов из реальных или гипотетических стандартных состояний в рассматриваемые фазы в изометрически-изобарических условиях.

Так, при условии одинаковых стандартных состояний для твердых фаз и расплава для компонента i справедливо соотношение

$$\mu_i^{Mк} = \mu_i^{Mж},$$

где μ_i^M — относительные химические потенциалы данного компонента, а дополнительные верхние индексы "к" и "ж" относятся соответственно к кристаллической и жидкой фазам.

В весьма распространенном случае, когда в качестве стандартных состояний для твердой и жидкой фаз выбираются соответственно кристаллы и расплав, состоящие из одного рассматриваемого компонента, взаимосвязь между относительными химическими потенциалами носит также достаточно простой характер:

$$\mu_i^{Mк} - \mu_i^{Mж} = \Delta G_i^{Пл},$$

где $\Delta G_i^{Пл}$ — изменение свободной энергии при плавлении одного моля чистого компонента i .

Величины μ_i^M могут быть представлены как

$$\mu_i^M = \mu_i^E + RT \ln X_i$$

(здесь μ_i^E избыточный химический потенциал компонента i , а X_i его мольная доля), откуда из приведенного выше соотношения можно вывести следующее уравнение:

$$RT \ln K_i = RT \ln X_i^к / X_i^ж = \Delta G_i^{Пл} + \mu_i^E(ж) - \mu_i^E(к), \quad (1)$$

из которого видно, что величина K_i , называемая коэффициентом распределения [173], зависит от свободной энергии плавления рассматриваемого компонента и разности его избыточных химических потенциалов в жидкой и кристаллической фазах.

Величина $\Delta G_i^{Пл}$ уменьшается при возрастании температуры, проходя через нуль в точке плавления чистого микрокомпонента, откуда на основа-

нии уравнения (1) заключаем, что K_i также падает при увеличении T . Температурный фактор выявляется особенно рельефно, когда в твердую фазу входят два изоморфных макрокомпонента A и B и микрокомпонент C , имеющий промежуточную температуру плавления ($T_B < T_C < T_A$). В этом случае при кристаллизации в широком интервале температур величина $K_C - 1$ может менять знак и, как будет показано ниже, приведет к прохождению концентрации примеси в расплаве через максимум. Конкретный пример такого рода (вхождение Mn в оливины $MgSiO_4 - Fe_2SiO_4$) подробно рассмотрен в работе И.Д. Рябчикова [90]. По-видимому, вхождение Sr в виде стронциевого анортита ($SrAl_2Si_2O_8$) в плагиоклазы ($CaAl_2Si_2O_8 - NaAlSi_3O_8$), представляет аналогичный случай.

При снижении концентраций микрокомпонента в расплаве и в кристаллах влияние их изменения на избыточные химические потенциалы становится, согласно обобщенному закону Генри, исчезающе малым, а значение равновесного коэффициента распределения при постоянстве температуры, давления и концентраций главных компонентов стремится к постоянной величине. Это обстоятельство значительно упрощает расчеты баланса масс микрокомпонентов и оправдывает широкое использование коэффициентов распределения при анализе геохимического материала.

В последние годы появились экспериментальные данные, обнаруживающие, вероятно, нижний концентрационный предел выполнения закона Генри [110, 168]: ниже некоторой достаточно малой концентрации коэффициенты распределения микропримесей заметно растут, что объясняется предпочтительным вхождением микроэлементов на место дефектов кристаллической решетки и исчерпанием подобных "дефектных" позиций при концентрациях примеси выше дефектной. Эта, казалось бы, логичная схема, как показала А. Навротски [172], весьма уязвима с позиций общих принципов термодинамики. Действительно, количество равновесных точечных дефектов в кристалле не является заранее фиксированной величиной, а определяется требованиями минимума свободной энергии. В случае, если часть дефектов исчезает в результате взаимодействия с атомами элемента-примеси, в кристалле должны возникать новые дефекты. Более того, для ряда случаев показано, что в смешанных кристаллах число равновесных дефектов растет по сравнению с конечными членами. А. Навротски пришла к выводу, что кажущиеся отклонения от закона Генри связаны не с наличием равновесных точечных дефектов кристаллической решетки, а с присутствием метастабильных дефектных участков, связанных с реальной историей роста или деформации кристаллических зерен. Следует также отметить, что эксперименты, обнаруживающие отклонения от закона Генри, критиковались и с методических позиций [128, 129]. В общем можно заключить, что межфазовое распределение элементов в области сверхнизких концентраций требует дополнительных экспериментальных исследований и строго теоретического анализа.

Использование для расчетов коэффициентов распределения приведенного выше уравнения (1) предполагает, что и для твердой фазы и для расплава возможен выбор компонентов, описывающих вхождение в эти фазы рассматриваемого элемента-примеси, отвечающих гипотетическим химическим соединениям с идентичными стехиометрическими формулами. Такой подход целесообразен при термодинамическом анализе относительно простых систем, например в случае одинакового состава кристаллов и жидкости в отношении главных элементов (в системе имеется только один макрокомпонент), или когда присутствуют несколько макрокомпонентов, но соотношения между суммами концентраций элементов, занимающих

различные структурные положения в твердой фазе, в кристаллах и в расплаве, идентичны. В качестве примера, иллюстрирующего последний случай, можно привести распределение микропримеси никеля между кристаллами и расплавом системы $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4-Ca_2SiO_4$. Здесь целесообразно в качестве микрокомпонента принять Ni_2SiO_4 , а для расчета коэффициента распределения в формулу (1) подставить свободную энергию плавления никелевого оливина в расчете на количество вещества, содержащего 1 грамм-атом металла ($NiSi_{0,5}O_2$).

В более сложных системах, к числу которых относятся и природные магмы, подобный выбор компонентов невозможен или, по крайней мере, сильно затруднен. Действительно, в базальтовых магмах, равновесных с оливином, отношение концентраций металлов к концентрации кремнезема отлично от соответствующего значения для твердой фазы и не является постоянным. В этом случае расчет мольной доли Ni_2SiO_4 (или $NiSi_{0,5}O_2$) в расплаве теряет однозначность.

Для подобных систем термодинамический расчет коэффициентов распределения микрокомпонентов может проводиться на основе выражений для констант равновесия реакций между компонентами расплава и кристаллов типа



Константа равновесия (K_2) этой реакции связана с ее стандартным приращением свободной энергии Гиббса (ΔG_2) следующим образом:

$$RT \ln K_2 = RT \ln \frac{a_{NiSi_{0,5}O_2(k)}}{a_{NiO(ж)} a_{SiO_2(ж)}^{1/2}} = -\Delta G_2.$$

Раскрывая в этом выражении активности (a) компонентов, участвующих в реакции (2), через их зависимости от мольных долей (X) и избыточные химические потенциалы (μ^E) согласно формуле

$$RT \ln a_i = RT \ln X_i + \mu_i^E$$

после преобразований мы получаем следующее выражение для коэффициента распределения:

$$RT \ln K_p^{Ni} = RT \ln \frac{X_{NiSi_{0,5}O_2(k)}}{X_{NiO(ж)}} = -\Delta G_2 + \mu_{NiO(ж)}^E + \frac{1}{2} \mu_{SiO_2(ж)}^E - \mu_{NiSi_{0,5}O_2(k)}^E + \frac{1}{2} RT \ln X_{SiO_2(ж)} \quad (3)$$

Величина ΔG в этом выражении может быть представлена как комбинация свободной энергии Гиббса образования Ni_2SiO_4 из твердых окислов ($\Delta G_{Ni_2SiO_4}^{Обр}$), а также свободных энергий Гиббса плавления NiO и SiO_2 ($\Delta G^{Пл}$):

$$\Delta G_2 = \frac{1}{2} \Delta G_{Ni_2SiO_4(k)}^{Обр} - \Delta G_{NiO}^{Пл} - \frac{1}{2} \Delta G_{SiO_2}^{Пл}.$$

В случае необходимости коэффициенты распределения, вычисляемые с помощью уравнений типа (3) и являющиеся отношением мольных долей, могут быть пересчитаны на значения отношений весовых концентраций.

Уравнение (3) позволяет в принципе учесть влияние изменений состава расплава и кристаллов на величины K_p через изменения значений μ^E . В при-

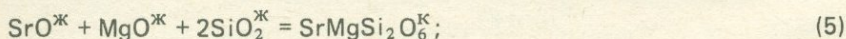
родных магматических системах на первый план может выступать либо состав твердой, либо жидкой фаз. Так, возможны случаи, когда кристаллы, не допускающие заметных отклонений от стехиометрии, имеют приблизительно один и тот же состав даже в равновесии с магмами резко различного химизма. Например, калиевый полевой шпат может быть ведущим минералом как в предельно кислых магматических системах (гиперглиноземистые гранитоиды), так и в сильнощелочных (агпайтовые нефелиновые сиениты). В таких случаях для описания влияния состава расплава на поведение микропримесей оказывается плодотворным обращение к концепции кислотно-основного взаимодействия. Эта теория, в частности, хорошо объясняет различия в поведении редких щелочей при кристаллизации щелочных полевых шпатов из кислых и щелочных расплавов [90]. Имеются и другие примеры связи коэффициентов распределения с кислотно-основными свойствами силикатных расплавов [64, 178]. В последнее время делаются попытки корреляции коэффициентов распределения и отношения мостиковых и немостиковых кислородов в магме [169], но строгая теория этих взаимоотношений пока не создана, как нет количественной концепции термодинамики силикатных расплавов сложного состава.

Имеются другие случаи, когда состав кристаллов является главным фактором, контролирующим величины коэффициентов распределения. Одним из наиболее ярких примеров служит замена Са на Mg и Fe в моноклинных пироксенах при высоких температурах, так как эти заметно различающиеся по своим свойствам катионы могут весьма различно взаимодействовать с примесными атомами, входящими в структурную позицию M2 моноклинного пироксена. При решении практических задач в первом приближении для описания величин $\mu_{\text{к}}^E$ можно воспользоваться теорией регулярных растворов. Согласно этой теории, при вхождении примеси в структурную позицию, занятую двумя главными элементами (например Са и Mg в позиции M2 моноклинного пироксена), величина $\mu_{\text{примесь}}^E$ может быть описана на примере Sr следующим уравнением:

$$\mu_{\text{Sr}(\text{к})}^E = W_{\text{Ca-Sr}} X_{\text{Ca}(\text{к})} + W_{\text{Mg-Sr}} X_{\text{Mg}(\text{к})} - W_{\text{Ca-Mg}} X_{\text{Ca}(\text{к})} X_{\text{Mg}(\text{к})}, \quad (4)$$

где W — константы, характеризующие соответствующие бинарные взаимодействия; $X_{\text{Sr}(\text{к})}$, $X_{\text{Ca}(\text{к})}$ и $X_{\text{Mg}(\text{к})}$ — катионные доли в позиции M2.

Реакция типа (2) и выражение типа (3) для данного случая могут быть записаны как:



$$\begin{aligned} RT \ln K_{\text{p}}^{\text{Sr}} = RT \ln \frac{X_{\text{SrMgSi}_2\text{O}_6(\text{к})}}{X_{\text{SrO}(\text{ж})}} = -\Delta G_5 + \\ + \mu_{\text{SrO}(\text{ж})}^E + \mu_{\text{MgO}(\text{ж})}^E + 2\mu_{\text{SiO}_2(\text{ж})}^E - \mu_{\text{SrMgSi}_2\text{O}_6(\text{к})}^E + \\ + RT \ln X_{\text{MgO}(\text{ж})} X_{\text{SiO}_2(\text{ж})}^2. \end{aligned} \quad (6)$$

Подстановка уравнения (4) в формулу (6) дает:

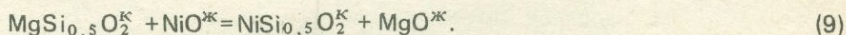
$$\begin{aligned} RT \ln K_{\text{p}}^{\text{Sr}} = -\Delta G_5 + \mu_{\text{SrO}(\text{ж})}^E + \mu_{\text{MgO}(\text{ж})}^E + 2\mu_{\text{SiO}_2(\text{ж})}^E - \\ - W_{\text{Ca-Sr}} X_{\text{Ca}(\text{к})} - W_{\text{Mg-Sr}} X_{\text{Mg}(\text{к})} + W_{\text{Ca-Mg}} X_{\text{Ca}(\text{к})} X_{\text{Mg}(\text{к})} + \\ + RT \ln X_{\text{MgO}(\text{ж})} X_{\text{SiO}_2(\text{ж})}^2. \end{aligned} \quad (7)$$

Записывая это выражение отдельно для случаев $X_{Ca(k)} = 1$ и $X_{Mg(k)} = 1$, после их объединения и преобразований находим:

$$RT \ln K_p^{Sr} [X_{Ca(k)} \neq 1; X_{Mg(k)} \neq 1] = RT [X_{Ca(k)} \ln K_p^{Sr} (X_{Ca(k)} = 1) + X_{Mg(k)} \ln K_p^{Sr} (X_{Mg(k)} = 1)] + W_{Ca-Mg} X_{Ca(k)} X_{Mg(k)}. \quad (8)$$

Это выражение (8) позволяет рассчитать величину K_p^{Sr} для пироксенов промежуточного состава из данных для пироксенов, близких к диопсиду (например, по составам вкрапленников и основной массы щелочных базальтов), а также для низкокальциевых пикзонитов или ромбических пироксенов. Величина W_{Ca-Mg}/R оценена в работе [147] как 2943. И.Д. Рябчиков [92] подробно рассмотрел другой пример — влияние переменных соотношений K и Na в щелочных полевых шпатах на коэффициент распределения Pb .

Для расчета коэффициентов распределения можно использовать константы равновесия и других реакций с участием микрокомпонента. Особенно удобны в этом плане реакции обмена элемента-примеси на один из главных элементов, образующих с микрокомпонентом изоморфные смеси, например:



Такого рода обменные равновесия особенно удобны как основа для расчета отношения коэффициентов распределения микро- и макрокомпонентов, называемая коэффициентом разделения или коэффициентом сокристаллизации D . Для реакции (9) величина D вычисляется с помощью следующего выражения:

$$RT \ln D = RT \ln \frac{X_{NiSi_{0,5}O_2(k)} X_{MgO(j)}}{X_{MgSi_{0,5}O_2(k)} X_{NiO(j)}} = -\Delta G_8 + \mu_{MgSi_{0,5}O_2(k)}^E + \mu_{NiO(j)}^E - \mu_{NiSi_{0,5}O_2(k)}^E - \mu_{MgO(j)}^E. \quad (10)$$

Вследствие взаимной компенсации ряда термодинамических характеристик соединений Mg и Ni , участвующих в реакции (9), величина $RT \ln D$ может быть с достаточной степенью приближения рассчитана из разности свободных энергий плавления магниевого и никелевого оливинов:

$$RT \ln D \approx \frac{1}{2} \Delta G_{Ni_2SiO_4}^{Pl} - \frac{1}{2} \Delta G_{Mg_2SiO_4}^{Pl}. \quad (11)$$

Подобные приближенные формулы применимы к случаям, когда макро- и микрокомпонент являются очень близкими кристаллохимическими аналогами.

Следует отметить, что величины D вследствие взаимной компенсации ряда термодинамических характеристик для микро- и макрокомпонентов варьируют при изменениях температуры, давления и состава фаз в значительно меньшей мере, чем значения коэффициентов распределения. В связи с этим использование величин D для балансовых расчетов применительно к сложным природным системам в ряде случаев оказывается более удобным, чем использование коэффициентов распределения.

Термодинамический анализ распределения микрокомпонентов между кристаллами и расплавом, описанный в начале данного раздела, строго

говоря, применим только к идеализированным полностью равновесным системам. Реальные процессы кристаллизации природных магм, несомненно, сложнее этих идеализированных схем, поскольку они осложняются рядом необратимых явлений.

К ним относится неполное выравнивание состава жидкой и твердых фаз. В случае, когда коэффициент распределения меньше 1, остаточный расплав обогащается элементом-примесью по сравнению с растущими кристаллами. Возрастание концентрации примеси в расплаве происходит вблизи границы раздела жидкой и твердой фаз, а в дальнейшем идет обогащение микрокомпонентом и других участков расплава за счет процессов диффузии или механического перемешивания. Величина отношения концентраций микрокомпонента ближе всего к значению равновесного коэффициента в том случае, когда мы рассматриваем поверхностный слой кристаллов и прилегающую к нему граничную зону жидкой фазы. В приводимые же ниже уравнения материального баланса, описывающие динамику поведения элемента-примеси в ходе процесса кристаллизации, входят отношения концентраций микрокомпонента в выпадающей в данный момент порции кристаллов к средней концентрации в жидкой фазе. Эти величины носят название *эффективных* (в противоположность равновесным) *коэффициентов распределения*. Эффективные коэффициенты распределения всегда ближе к единице по сравнению с равновесными величинами, т.е. неполное выравнивание концентраций в жидкой фазе снижает темп накопления примеси в остаточном расплаве при $K_p < 1$ (или обеднения остаточного расплава при $K_p > 1$) по сравнению с идеальным случаем. Соотношения между значениями эффективных и равновесных коэффициентов распределения рассматривались в ряде работ [78, 125, 196]. В частности, В. Бартон с соавторами [125] вывели следующее соотношение:

$$K_p^{\text{эфф}} = \frac{K_p^{\text{равн}}}{K_p^{\text{равн}} + (1 - K_p^{\text{равн}}) e^{-\Delta}}, \quad (12)$$

где $\Delta = V\delta/D^{\text{диф}}$, V — скорость роста кристалла, $D^{\text{диф}}$ — коэффициент диффузии примеси в расплаве, δ — ширина зоны с градиентом концентрации. Величина δ зависит от скорости диффузии примеси в жидкой фазе и интенсивности перемешивания последней.

Если неполное выравнивание концентраций микропримеси в расплаве снижает эффективность разделения компонентов в ходе кристаллизации, то сохранение градиентов концентраций в твердой фазе оказывает обратный эффект: максимальное накопление микрокомпонента в остаточном расплаве при $K_p < 1$ (или снижение его концентраций в жидкости при $K_p > 1$) будет иметь место в том случае, когда выделяющиеся в данный момент кристаллы тут же перестают взаимодействовать с остаточным расплавом, т.е. диффузия в твердой фазе оказывается пренебрежимо малой, а перекристаллизация ранее выпавших кристаллов не имеет места. Поведение микропримеси в ходе подобных процессов может быть описано с помощью следующих уравнений [90]:

$$\frac{d \ln C^{\text{ж}}}{d \ln M^{\text{ж}}} = K_p - 1 \quad (13)$$

или

$$\frac{d \ln C^{\text{ж}}}{d \ln M^{\text{ж}}} = \frac{1 - K_p}{M - M^{\text{ж}}}, \quad (14)$$

где C — концентрации микрокомпонента в жидкой (ж) и кристаллической (к) фазах; M — общая масса системы, а $M^{\text{ж}}$ и $M^{\text{к}}$ — массы жидкой фазы и кристаллов в данный момент. Интегрируя эти уравнения при постоянном K_p , получаем

$$C^{\text{ж}} = C^{\circ} (1-\alpha)^{K_p-1}; \quad (15)$$

$$C^{\text{к}} = K_p C^{\circ} (1-\alpha)^{K_p-1}, \quad (16)$$

где C° — концентрация микрокомпонента в жидкой фазе до начала кристаллизации; $\alpha = M^{\text{к}}/M$ — степень раскристаллизованности системы.

Из уравнений (13)–(16) следует, что при постоянном коэффициенте распределения возрастание (при $K_p < 1$) или убывание (при $K_p > 1$) концентраций микропримеси в жидкой фазе происходит монотонно (рис. 1, а, б), а при переменном K_p возможно прохождение концентраций через экстремум (рис. 1, в).

В случае, если происходит одновременная кристаллизация нескольких твердых фаз, величины K_p в уравнениях (13)–(16) следует заменить на комбинированные коэффициенты распределения $K_{\text{комб}} = \sum_i r_i K_i$, где r_i —

пропорции, в которых отдельные твердые фазы выделяются из расплава, а K_i — коэффициенты распределения для каждой из этих твердых фаз.

Аналогичный подход возможен и в том случае, когда приходится учитывать захват части жидкой фазы интерстициальным пространством между выделившимися кристаллами. В этой ситуации можно формально рассматривать интерстициальную жидкость как еще одну разновидность выделяющихся фаз с $K_p = 1$ и ввести соответствующий член в выражение для комбинированного коэффициента распределения.

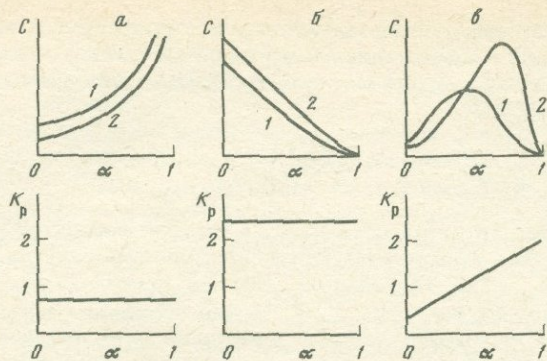
Уравнения типа (13)–(16) могут быть распространены и на случай других фазовых переходов (кроме кристаллизации): выделения газовой и второй жидкой фазы наряду с кристаллами, перекристаллизации и др. [91, 92].

Кроме того, аналогичные уравнения могут быть выведены и для случая, когда не все, а только часть выпадающих кристаллов удаляется из зоны взаимодействия с расплавом [92]. Для наиболее простой ситуации, когда достигается равновесие между расплавом и всей массой ранее выпавших кристаллов, уравнение типа (15) принимает следующий вид:

$$C^{\text{ж}} = C^{\circ} [\alpha + K_p (1-\alpha)]. \quad (17)$$

Переходя далее к методам оценки коэффициентов распределения для магматических систем, можно выделить следующие их группы: термодинамический расчет, экспериментальные измерения при высоких температурах, определение концентраций микропримесей во вкрапленниках и стекле (или основной массе) вулканитов, математический анализ данных по вариациям содержания элементов-примесей в последовательно образующихся продуктах магматического процесса.

Рассматривая описанные в начале данного раздела методы термодинамического расчета, нетрудно заметить, что для их реализации нам, как минимум, необходимы термодинамические характеристики твердых фаз и соответствующих компонентов расплава, которые являются аналогами соответствующих соединений для петрогенных элементов при полном замещении главного компонента на микропримесь. Для подавляющего большинства микрокомпонентов подобные данные отсутствуют, что существенно ограничивает приложимость термодинамического подхода для количественных расчетов. Он более важен для систематизации имею-



Р и с. 1. Характер изменения концентрации (C) элемента-примеси при разных значениях коэффициента распределения (K_p) в ходе фракционной кристаллизации

a – $в$ – пояснения в тексте; α – степень раскристаллизованности системы; 1–2 – фазы: 1 – жидкая, 2 – твердая

щегося эмпирического материала и для качественных предсказаний влияния на поведение микрокомпонентов изменений температуры, состава расплава и других факторов, контролирующих кристаллизацию магм. В качестве примера приведем предсказанное нами еще в 1965 г. [90] снижение коэффициента распределения никеля между оливином и клинопироксеном при уменьшении температуры. Этот вывод основывался на ограниченных экспериментальных данных для простых бинарных разрезов и общих соображениях о зависимости энтропий плавления однотипных соединений от замены щелочноземельных элементов переходными металлами. Впоследствии сделанный вывод, имеющий важное значение для интерпретации условий генерации первичных базальтовых магм, был подтвержден экспериментально [118].

Экспериментальные измерения коэффициентов распределения между кристаллами силикатов и расплавом весьма трудоемки, но постепенно соответствующий материал накапливается в распоряжении исследователей. Значительные методические затруднения, с которыми сталкиваются подобные экспериментальные исследования, складываются прежде всего из трудностей достижения и закалки равновесия и трудностей измерения низких концентраций изучаемых элементов в микроскопических выделениях фаз в продуктах экспериментов.

Вследствие этого многие опубликованные экспериментальные результаты не могут считаться достаточно надежными и требуют дополнительной проверки. Следует также учесть, что для многих конкретных ситуаций условия экспериментов и параметры сравниваемых с ними природных систем не полностью идентичны (в отношении температуры, давления, присутствия летучих компонентов и т.д.). Учет всех этих различий и предполагаемых источников ошибок возможен только на основе углубленного теоретического анализа и многократного сопоставления данных лабораторных исследований с аналитическим материалом для природных магматических объектов.

Объем информации по распределению редких элементов между вкрапленниками и основной массой (или стеклом) эффузивов в последние годы быстро возрастает. Эти данные лежат в основе и настоящей книги.

Отношения концентраций микрокомпонентов для пар вкрапленник – основная масса дает чрезвычайно ценную информацию в плане интерпре-

тации физико-химических условий магматических процессов. Тем не менее отождествление этих отношений с коэффициентами распределения оказывается не всегда однозначным.

Прежде всего во многих случаях остается неясным вопрос о степени установления равновесия между кристаллической фазой и расплавом в ходе формирования того или иного вкрапленника, т.е. о наличии концентрационных градиентов в пределах твердой фазы. Его можно было бы выяснить при условии, если нам известен профиль концентраций рассматриваемого элемента-примеси в пределах зон вкрапленника, однако в большинстве случаев мы имеем дело с концентрациями микроэлементов ниже предела чувствительности обычного электронного микроскопа, а ионный микроскоп пока не получил широкого распространения в практике геохимических исследований. Измерения локальных концентраций микропримесей в эффузивах в ряде случаев было выполнено ядерно-физическими методами [70, 184], но они ограничиваются пока довольно узким кругом определяемых элементов. Чаще всего нам приходится оперировать данными валовых составов вкрапленников и основной массы. Расчет величин коэффициентов распределения в этом случае зависит от нашего допущения относительно равновесного (полностью равномерное распределение компонентов в объеме кристаллов) или фракционного (направленные вариации концентраций от центральных к краевым зонам) формирования вкрапленников в данной породе. Равновесный вариант влечет к расчету K_p как простого отношения валовых концентраций во вкрапленниках и в основной массе. Для вкрапленников, формировавшихся по закону фракционной кристаллизации, расчет K_p ведется по следующей формуле, вытекающей из уравнения (15):

$$K_p = 1 - \frac{\lg \left(1 - \alpha + \frac{C^k(\text{средн})}{C^k} \cdot \alpha \right)}{\lg (1 - \alpha)} \quad (18)$$

Следует помнить, что, как и уравнение (15), это выражение выведено при условии постоянства K_p .

К сказанному выше можно добавить две практические рекомендации, которые могут оказаться полезными при анализе конкретных природных объектов. Во-первых, с известной долей достоверности можно судить о гомогенном или закономерно варьирующем характере распределения микрокомпонента в объеме вкрапленника по аналогии с отсутствием или наличием зональности в отношении распределения главных компонентов: если такой зональности нет, то логично предположить гомогенный характер распределения примеси, а если она отмечается, то целесообразнее вести расчеты на основе фракционной модели (уравнение 18).

Во-вторых, следует учесть, что при небольших степенях раскристаллизованности (α) изучаемых образцов расчеты как для равновесной, так и для фракционной моделей дают практически тождественные результаты. Например, в случае наличия 5% вкрапленников ($\alpha = 0,05$), средняя концентрация примеси в которых в 10 раз ниже, чем в основной массе, расчеты на основе уравнения (18) дают $K_p = 0,102$, в то время как из равновесной модели следует, что $K_p = 0,1$. Эффузивы с низким содержанием вкрапленников могут дать более надежную геохимическую информацию.

Следует также учесть, что состав вкрапленников природных эффузивов отражает особенности неравновесного, как и все реальные процессы, роста кристаллов, при котором вблизи контакта между твердой и жидкой фазами возникают градиенты концентраций микрокомпонентов в расплаве. Вследствие этого анализ состава фенокристов и основной массы вулкани-

тов позволяет рассчитать эффективные, а не равновесные значения коэффициентов распределения. Наличие градиентных полей в вулканических стеклах вблизи фенокристов доказывается измерением концентрационных профилей с помощью микрозонда [135]. Ограниченная скорость диффузии в расплаве как важный фактор, контролирующий поведение микрокомпонентов в процессе кристаллизации, доказывается также материалами, приводимыми в настоящей книге. Так, оцененные на основании анализов на редкие элементы вкрапленников и основной массы эффузивов значения коэффициентов распределения (см. Главу III) во многих случаях ближе к единице, чем экспериментально измеренные для тех же минералов равновесные значения, а это, как указывалось выше, свидетельствует о том, что в случае эффузивов мы имеем дело с эффективными коэффициентами распределения.

Определенные искажения информации, извлекаемой из анализа сосуществующих фаз вулканитов, могут вносить процессы, связанные с циркуляцией в затвердевшей породе постмагматических флюидов. Границы зерен, являясь механически ослабленными участками, представляют собой наиболее вероятный путь просачивания водных растворов, которые могут отлагать здесь переносимые ими компоненты. Это обстоятельство позволяет рекомендовать проведение перед химическим анализом вкрапленников специальной обработки материала кислотами по методике, использованной при изучении мономинеральных фракций мантийных ксенолитов [189].

Заканчивая обсуждение данного метода оценки коэффициентов распределения можно заключить, что, несмотря на известные неопределенности в интерпретации данных по межфазовому распределению микрокомпонентов в эффузивах, связанные с описанными выше факторами, они представляют в наше распоряжение наиболее массовый источник информации относительно степени разделения компонентов в ходе магматических процессов. Надежность этой информации может быть существенно повышена путем статистического накопления фактического материала и посредством детального минералогического анализа исследуемых пород на предмет наличия вторичных изменений, присутствия микровключений в минералах и др.

Еще один прием оценки коэффициентов распределения микрокомпонентов состоит в анализе зависимостей содержаний рассматриваемых элементов в минералах от степени раскристаллизованности закрытой магматической системы. В наиболее полном виде такой анализ был выполнен применительно к расслоенной интрузии Скергаард Л. Уэйджером и Р. Митчеллом [195]. В этом случае для каждого данного горизонта средний состав вышележащей части интрузии принимался идентичным составу магмы, из которого осаждались минералы рассматриваемого горизонта. Коэффициент распределения рассчитывался как отношение концентрации микропримеси в том или ином кумулятивном минерале к средневзвешенной валовой концентрации в вышележащих породах. Подобные работы обнаружили существенные вариации коэффициентов распределения в ходе фракционной кристаллизации базальтовой магмы, связанные со снижением температуры к концу процесса и изменениями состава твердых фаз и расплава. Погрешности такого подхода к оценке коэффициентов распределения связаны с неточностью наших представлений о форме магматических тел, возможно, открытым характером магматической системы (поступление новых порций магмы из глубинного источника в ходе кристаллизации) и рядом других факторов. Тем не менее для многих микрокомпонентов коэффициенты распределения, оцененные для Скергаарда и некоторых

других расслоенных интрузий, хорошо согласуются с данными по распределению элементов-примесей между вкрапленниками и основной массой базальтов. Подобное совпадение результатов принципиально различных подходов к оценке коэффициентов распределения дает уверенность в надежности геохимической информации.

В отличие от расслоенных интрузий для большинства других типов массивов магматических пород не удается достаточно достоверно установить степень закристаллизованности для различных точек отбора образцов на основании одних геологических критериев. В этих случаях оценка коэффициентов распределения оказывается возможной с использованием корреляционных связей между концентрациями ряда микрокомпонентов в случае, если для одного из них коэффициент распределения уже известен из экспериментальных данных или анализа межфазового распределения элементов в эффузивах [92]. Так, если допустить постоянство коэффициентов распределения компонентов 1 и 2, то из уравнений типа (15) можно получить следующее выражение:

$$\ln C_1^* = a \ln C_2^* + b, \quad (19)$$

где

$$a = \frac{K_1 - 1}{K_2 - 1}; \quad b = - \frac{K_1 - 1}{K_2 - 1} \ln C_2^0 + \ln C_1^0.$$

Отсюда, зная значения a (коэффициент линейной регрессии между величинами $\ln C_1^*$, $\ln C_2^*$) и K_2 , мы можем найти K_1 из следующей формулы:

$$K_1 = 1 + a(K_2 - 1). \quad (20)$$

В работе И.Д. Рябчикова [92] показано, что корреляционные связи между Rb, Sr и Ba в породах многофазных гранитных плутонов удовлетворительно согласуются с коэффициентами распределения, оцененными из анализа вкрапленников и основной массы кислых эффузивов. Сравнение вариаций концентраций Rb и Sn в сложных интрузивах, включающих редкометалльные граниты, продемонстрировало, что корреляционные связи между содержаниями этих металлов не противоречат экспериментально оцененным коэффициентам распределения.

Как и в случае анализа системы вкрапленник—основная масса, распределение микрокомпонента в пространстве магматических тел и ковариации между их содержаниями в породах отражают действие всего комплекса факторов как укладывающихся в рамки равновесной термодинамики, так и связанных с необратимыми (диффузионными) явлениями. Вследствие этого рассчитываемые на основе подобной информации величины коэффициентов распределения являются эффективными оценками, в той или иной мере отклоняющимися в сторону единицы от равновесных значений.

В связи с тем что выше неоднократно обсуждались различия между равновесными и эффективными коэффициентами распределения, возникает вопрос, какие из них представляют больший интерес для геохимии. Несомненно, что применение коэффициентов распределения для геотермометрических оценок требует знания равновесных величин, так как только для них можно найти однозначную температурную зависимость. Однако в связи с рядом упомянутых выше трудностей оценки равновесных коэффициентов распределения для природных объектов затруднены, и термометрия на основе анализа распределения компонентов между магмой и кристал-

лами весьма проблематична. Более перспективно использование в этих целях данных по составам сосуществующих минералов.

Для анализа динамики накопления микрокомпонентов в ходе кристаллизации нам необходимо знать именно эффективные коэффициенты распределения. По-видимому, в природе нередки случаи, когда магмы близкого состава и имеющие сходные температуры кристаллизации, затвердевая в различных геодинамических обстановках, характеризуются разными значениями эффективных коэффициентов распределения, хотя $K_{р\text{равн}}$ для них должны быть близки. Это прежде всего может быть связано с различной интенсивностью перемешивания жидкой фазы, которая, в свою очередь, зависит от факторов, контролирующих тепловую конвекцию (температурные градиенты, размеры и форма магматического очага, вязкость расплава), и от механического воздействия тектонических движений.

Как уже указывалось, чем сильнее $K_{р\text{эфф}}$ отличается от единицы, тем более интенсивно должно происходить разделение компонентов в ходе кристаллизации. Вследствие этого значения коэффициентов распределения для магматических систем могут быть использованы как индикаторы условий, благоприятных для накопления микрокомпонентов к концу процесса кристаллизации, а в случае, если элемент-примесь представляет собой рудный металл, то низкие значения оцененных эффективных коэффициентов распределения могут свидетельствовать о повышенной рудогенерирующей способности данной магматической системы.

Заметное влияние диффузионных процессов на величины эффективных коэффициентов распределения может быть выдвинуто в качестве альтернативного объяснения нередко наблюдаемых зависимостей в природных системах коэффициентов распределения от уровней концентраций микропримесей (см. Гл. III). Можно полагать, что во многих случаях имеем не отклонения от закона Генри, т.е. не влияние концентрации компонента на величину его равновесного коэффициента распределения, а проявление обратной связи — появления пород с высокими концентрациями элементов-примесей в тех магматических системах, где благоприятная динамика процесса способствовала более полному выравниванию концентраций в остаточном расплаве.

Основной акцент в данной главе был сделан на использовании коэффициентов распределения для анализа поведения микрокомпонентов в ходе кристаллизационной дифференциации магматических расплавов. Однако не меньший интерес в последние годы петрологи начинают уделять обратному процессу — магаобразованию в результате частичного плавления мантийного или корового субстратов. Равновесная теория распределения примесей в ходе подобных процессов остается той же, что и в случае обратимого затвердевания жидких фаз, однако динамика анатексиса и кристаллизации в ряде аспектов существенно различна. Дело в том, что процессы магаобразования идут в глубинных зонах нашей планеты с более медленной скоростью, чем кристаллизация гипабиссальных магматических очагов, вследствие чего частичное плавление протекает весьма близко к равновесной модели и, в частности, оно сопровождается значительно более совершенным выравниванием состава генерируемого расплава. В связи с этим для анализа поведения микрокомпонентов в ходе мантийного и корового анатексиса знание равновесных величин коэффициентов распределения приобретает особое значение.

При расчете баланса масс элементов-примесей в ходе частичного плавления необходимо различать случаи равновесного и фракционного плавления, а также принимать во внимание возможность реакционных взаимоотноше-

ний между расплавом и кристаллическими фазами. Уравнения, описывающие подобные процессы, в принципе аналогичны приведенным в данной главе формулам, применяемым для расчета баланса масс микропримесей в ходе кристаллизации. Более детальное изложение этих вопросов можно найти в ряде работ [117, 136, 178, 186 и др.].

ГЛАВА II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

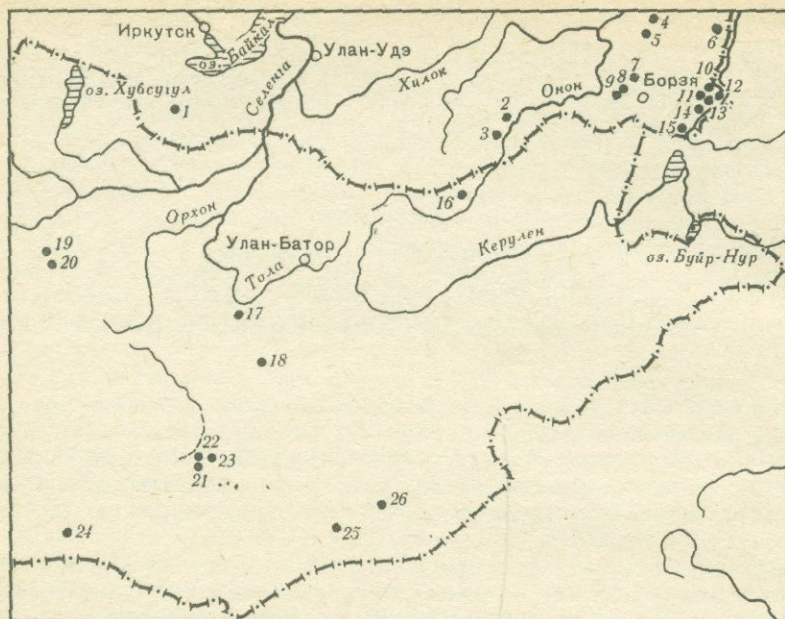
Закономерности вариаций коэффициентов распределения редких элементов рассмотрены главным образом на примере мезозойских и кайнозойских магматических пород Монголо-Охотского пояса (рис. 2). Геологическое положение и состав исследуемых пород приведены ранее во многих публикациях, поэтому здесь остановимся лишь на их краткой характеристике.

Были изучены следующие серии эффузивных и субвулканических пород, названия разновидностей которых даны в соответствии с новой систематикой (рис. 3), утвержденной Петрографическим комитетом АН СССР [43]: 1) субщелочные оливиновые базальты и трахибазальты Забайкалья и Монголии; 2) породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья (андезит—дацит—риолит и шошонит—латит—трахидацит); 3) серии субщелочных и щелочных пород Монголии (трахит—латит—трахириолит—комендит—пантеллерит); 4) онгониты и редкометалльные стекла Забайкалья и Монголии.

Средне-верхнеплейстоценовые щелочно-оливиновые базальты Юго-Западного Забайкалья (табл. 2) образуют лавовые потоки и шлаковые конуса по долине р. Бартой. Базальты представлены мелкопорфировыми разновидностями с вкрапленниками оливина и основного плагиоклаза и содержат включения шпинелевых лерцолитов, а также мегакристы авгита, натриевого санидина, магнетита, флогопита и граната [1, 12, 20].

Среди кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии исследовано распределение редких элементов только между мегакристами санидина и основной массой указанных пород, детальная характеристика которых приведена В.В. Кепежинским [41]. Мегакристы К-Na полевых шпатов встречены в неогеновых покровах шошонитов, анальцимовых базальтов и трахитовых андезито-базальтов Долины Озер, а также в силлах, неках и покровах лейцитовых базанитов, тефритов, калиевых базальтов, лимбургитов и авгититов плиоценового возраста в Тарятской впадине. Они также обнаружены в голоценовых эффузивных и пирокластических образованиях вулканов Хорог и Нарин-Гичингенз. Мегакристы санидина, состав которых варьирует от натриевых ($Or_{22}Ab_{72}An_6$) до существенно калиевых разновидностей ($Or_{72}Ab_{21}An_3$), сопровождаются крупными кристаллами титанфлогопита и высокоалюминиевого клинопироксена, а также включениями шпинелевых лерцолитов [40—42].

Закономерности геологического положения и распространения мезозойских эффузивных пород Забайкалья позволяют констатировать их пространственную и генетическую связь с многочисленными вулканотектоническими депрессионными структурами или "впадинами Забайкаль-



Р и с. 2. Районы исследований мезозойских и кайнозойских эффузивных и субвулканических пород западной части Монголо-Охотского пояса

1-15 — Забайкалье: 1 — Джидинский (р. Бартой), 2, 3 — Даурская зона (Кыринская и Елизаветинская впадины, реки Оленгуй, Ужбогое), 4 — Шелопугинский (падь Кулинда), 5 — Шадоронский прогиб, 6 — Нерчинско-Заводской, 7 — Долгокычинская кальдера, 8 — Шерловогорский, 9 — Ары-Булакский массив, 10 — Куйтунская кальдера, 11 — Тулукуевская кальдера, 12 — Маркосихинский массив, 13 — Уртуйский массив, 14 — Оботуйский массив, 15 — Шамянский прогиб; 16-26 — Монголия: 16 — Балджигольский массив, 17 — Онгон-Хайрхан, 18 — Бага-Газрын, 19 — вулканы Хорог и Нарин-Гичиген, 20 — Тарятская впадина, 21 — Хэцу-Тэг и Тэг-Ула, 22 — Мушугай-Худук, 23 — Дурбент-Дориту, 24 — Ноен, 25 — Хан-Богдо, 26 — Улугей-Хид

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) щелочных базальтов Юго-Западного Забайкалья и Монголии

Номер п/п.	Порода	Номер породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	Базальт	Баз328	46,06	3,08	15,00	2,03	8,35	0,17	7,50
2	"	Баз329	46,19	2,09	13,70	2,18	8,35	0,16	10,30
3	"	Баз330	46,31	2,46	14,90	2,33	8,35	0,17	7,30
4	"	Баз331	46,36	2,61	14,80	2,33	8,44	0,17	7,20
5	"	Баз332	46,31	2,35	15,00	2,43	8,44	0,17	7,10
6	Лерцолит (включении)	Баз329/1	44,20	0,10	2,20	0,73	7,54	0,13	41,96
7	Базальт	Баз1	47,33	2,25	14,30	2,93	8,18	0,14	8,50
8	"	90-71	51,00	2,25	14,60	5,47	4,13	0,11	4,50
9	"	70-154	48,73	2,46	14,30	10,50		0,13	7,90

Примечание. Обр. 1-6 — Юго-Западное Забайкалье, 7-9 — Центральная Монголия. Материалы В.В. Кеппежинскас; аналитик Г.Я. Стрежнева.

ского типа" [117]. Наиболее широко эффузивные образования распространены в пределах Даурской, Онон-Ундинской, Газимурской и Приаргунской структурно-формационных зон, где они входят в состав вулканогенно-осадочных разрезов таких крупных прогибов, как Ононский, Шадоронский, Харанорский, Шамянский и др.

Рассмотрим в качестве примера строение Шадоронского прогиба и Долгокычинской кольцевой структуры, а также последовательность и характер проявления в них вулканической деятельности.

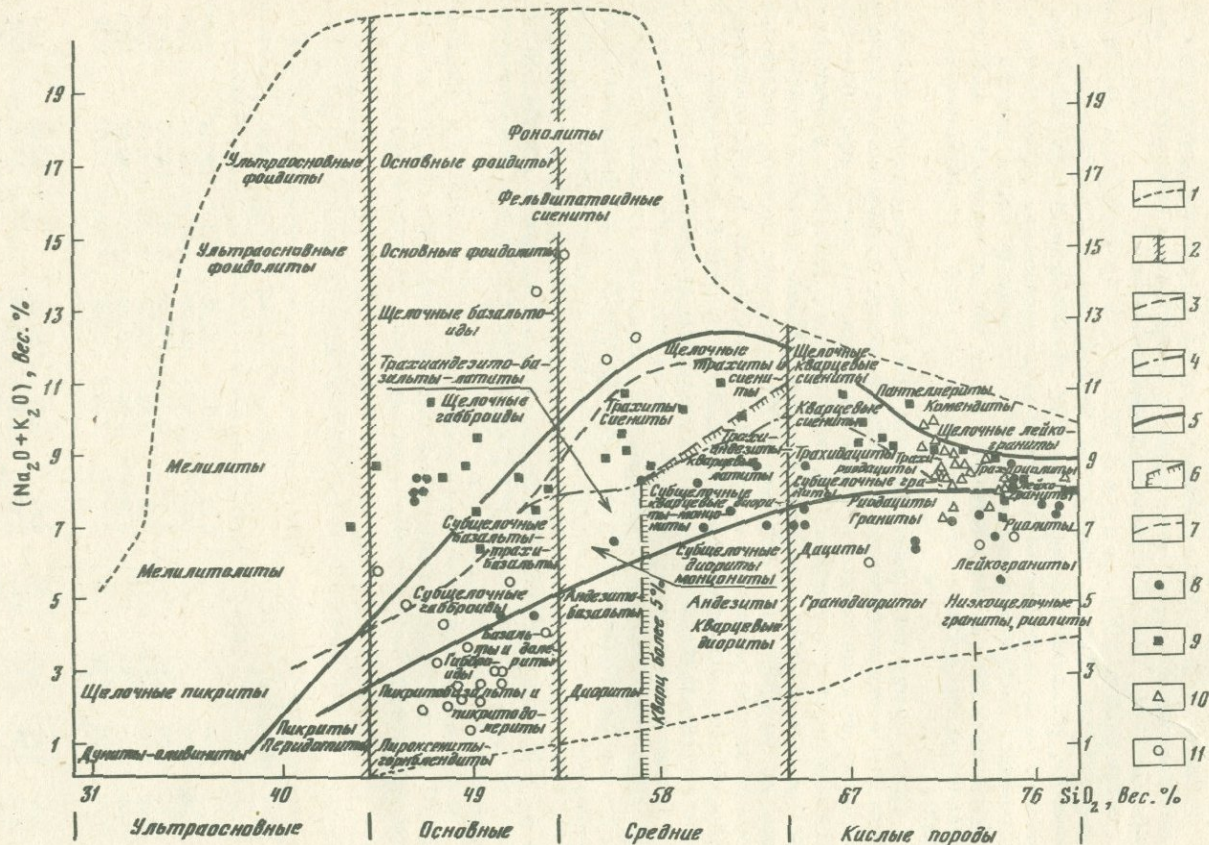
В пределах Шадоронского прогиба верхнеюрские эффузивно-осадочные породы, залегая на палеозойском кристаллическом фундаменте, образуют крупную пологую синклимальную структуру, осложненную более мелкими складками и многочисленными разрывными нарушениями. Установлена значительная изменчивость пород разреза, а его образования по составу разделены на три толщи: нижнюю — эффузивно-осадочную, среднюю — эффузивную и верхнюю — туфогенно-осадочную [33].

Среди эффузивных пород прогиба преобладают пироксен-амфиболовые андезиты и биотит-пироксеновые трахиандезиты с подчиненным значением оливинсодержащих андезито-базальтов в краевых частях прогиба и дацит-трахидацитовых разновидностей, тяготеющих к кольцевым вулканическим постройкам. Субвулканические интрузии района, развитые главным образом на периферии и в обрамлении Шадоронского прогиба, представлены серий пород: монцитит — диорит — граносиенит. В субвулканических образованиях вкрапленники обычно представлены плагиоклазом (№ 25—40), калиевым полевым шпатом, пироксеном, амфиболом, реже биотитом.

Магматические породы Шадоронского прогиба (табл. 3) характеризуются достаточно широкими колебаниями содержания кремнезема (55—68%) и значений коэффициента агапайности (0,51—0,81), а на диаграмме А.Н.Заварицкого их составы значительно смещены от вариационной линии типичной известково-щелочной серии в сторону больших значений характеристик a и c и близки к составам субщелочной серии Сан-Франциско. По соотношению $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ эффузивы района соответствуют серии шошонит — латит — калиевый дацит [164].

В отличие от среднего редкоэлементного состава латитов и монцититов [104] исследуемые магматические породы несколько обогащены рубидием, бериллием, бором, свинцом, вольфрамом, никелем и хромом. Концен-

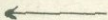
CaO	Na ₂ O ₃	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	П.п.п.	Сумма	O ~ F	Сумма	(Na + K)/Al
7,80	5,40	2,79	1,10	0,25	0,92	100,45	0,11	100,34	0,80
7,00	5,00	2,91	1,05	0,50	0,92	100,35	0,21	100,14	0,84
7,60	5,40	3,01	1,18	0,40	0,92	100,33	0,17	100,16	0,82
7,40	5,56	3,01	1,17	0,35	0,93	100,33	0,15	100,18	0,84
7,60	5,26	2,97	1,12	0,35	0,93	100,03	0,15	99,88	0,80
1,70	0,26	0,05	0,16	0,01	0,83	99,87	0,004	99,87	0,18
6,60	4,48	4,09	1,00	0,01	0,79	99,60	—	99,60	0,84
5,60	4,21	4,15	0,95	0,30	1,99	99,56	0,13	99,43	0,81
6,30	4,79	4,09	1,05	Не обн.	0,18	100,43	—	100,43	0,85



трации же фтора, стронция и ванадия в них, наоборот, понижены. Для эффузивных и субвулканических пород прогиба характерно резкое преобладание легких редкоземельных элементов (РЗЭ) над тяжелыми и отношение La/Yb в них колеблется в пределах 21,9–52,6. По уровню содержаний РЗЭ и величине указанного отношения щадоронские основные и средние эффузивы близки к щелочно-базальтоидным породам континентальных рифтовых зон [14]. Наличие четко выраженного европиевого минимума ($Eu/Eu^* = 0,71$) указывают на возможность образования щадоронских вулканитов при дифференциации щелочно-базальтовой магмы. Кислые члены рассматриваемой магматической серии (трахидацит — риолит) образуют независимый от андезитов и базальтов тренд изменения концентраций редких элементов и, вероятно, формировались с участием корового материала.

Долгокычинская кольцевая структура позднеюрского — раннемелового возраста приурочена к восточному борту Харанорской впадины и была выделена Н.А. Артамоновой и В.И. Рыжиковым на основании геологических и геофизических данных в 1976 г. Структура имеет эллипсоидную несколько вытянутую в меридональном направлении форму и пространственно совпадает с Хадабулакским полем развития вулканитов. В его южной части широко развиты породы жерловой фации — автомагматические брекчи, крупнообломочные туфы и др. Магматизм рассматриваемой структуры был исследован совместно с Б.А. Гайворонским, В.П. Сапожниковым и А.В. Лызиным [11]. Формирование магматических пород здесь происходило в четыре этапа.

В пределах Долгокычинской кольцевой структуры наиболее широко распространены трахиандезитовый вулканизм юрского возраста (186–165 млн. лет), проявления которого занимают почти всю ее центральную часть. Наряду с трахиандезитами разрез представлен трахиандезито-базальтами и дацитами, трахидацитами и их туфами, риодацитами, а также прослоями туфопесчаников, туфоконгломератов и аргиллитов. Становление субвулканических тел второго этапа происходило главным образом в пределах северо-восточного обрамления Долгокычанской структуры и выразилось во внедрении средне-позднеюрских (176–151 млн. лет) гипабиссальных интрузий андезитовых, сиенит-диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. К третьему этапу отнесены дайки и субвулканические тела трахиандезито-базальтов и диабазов. В заключительный этап развития магматической активности происходило формирование гипабиссальных и субвулканических тел риолитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Магматические породы двух последних этапов распространены преимущественно в южном обрамлении кольцевой структуры и на основании геологических взаимоотношений и данных К-Аг определенных отнесены к поздней юре — раннему мелу.



Р и с. 3. Расположение исследованных магматических пород на диаграмме в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$, по [43]

1 — область распространения химических составов магматических пород; 2 — границы разделения магматических пород на группы по содержанию кремнезема с "полями неопределенности"; 3 — нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды; 4 — нижняя граница поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 5 — область распространения субщелочных пород; 6 — граница распространения кварца > 5%; 7 — границы разделения подгрупп; 8 — щелочные базальтоиды и эффузивы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья; 9 — щелочные эффузивы Монголии; 10 — онгониты и онгориолиты Монголо-Охотского пояса; 11 — магматические породы других провинций мира (по литературным данным)

Т а б л и ц а 3

Химический состав (в вес. %) эффузивов и субвулканических пород Забайкалья

Порода	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Породы латитовой серии								
Шошонит	XB-33	51,51	2,37	15,11	3,11	5,97	0,13	3,36
Латит	XB-431	55,38	1,59	16,30	4,95	2,39	0,10	2,53
Трахиандезит	Ty533	59,54	0,99	15,60	1,70	2,25	0,10	1,30
Андезит	Шд457	60,30	0,75	14,50	3,30	1,88	0,08	3,60
Латит	XB-235	61,22	0,72	15,47	0,89	3,95	0,09	3,26
"	Ap522	62,40	0,94	16,10	5,20	0,09	0,05	0,80
Трахидацит	Ty435	63,11	0,62	16,36		2,97	0,06	0,78
"	Д-510	64,07	0,57	15,20	3,26	0,81	0,06	1,90
"	Д-405	64,81	0,57	15,41		4,05	0,06	2,27
"	Ty-535	64,85	0,54	15,30	4,45	0,36	0,04	0,50
Риодацит	XB-173	71,03	0,39	13,45	1,54	1,35	0,02	0,48
"	Ap541	71,85	0,31	9,80	0,86	0,22	0,08	0,20
Риолит	Кур440	73,31	0,12	12,46		1,35	0,03	0,03
Трахириолит	Ap416	74,59	0,12	12,86	1,36	0,35	0,03	0,14
"	Кур441	74,86	0,14	12,45		2,38	0,04	0,16
"	Ty436	76,15	0,15	12,46	0,95	0,30	Не обн.	0,20
Породы известково-щелочной серии								
Дацит	Ap537	64,55	0,47	15,50	3,90	0,63	0,09	0,80
Кварцевый порфир	Д-408	73,99	0,11	14,41	0,35	0,90	0,03	0,18
Риолит	Ap414	74,14	0,26	14,10	0,80	0,45	0,02	0,30
Гранит-порфир	А6502	74,80	0,06	13,90	0,33	0,18	0,01	0,25
"	Ap520	76,97	0,10	11,95	0,90	0,54	0,04	0,10
Кварцевый порфир	Урт420	77,08	0,11	11,93		1,83	0,06	0,11
"	Урт421	77,20	0,12	12,20		1,50	Не обн.	0,11
Редкометалльные онгониты и цезиевые стекла								
Риодацит	Шд469	70,14	0,80	11,80	2,30	Не обн.	0,11	0,40
Онгонит	АБ428	71,41	Не обн.	16,88		0,47	0,02	Не обн.
"	АБ1700	71,42	"	17,17		0,58	0,03	0,05
"	АБ500	72,05	0,12	15,80	1,55	0,54	0,43	0,20

П р и м е ч а н и е. Районы отбора проб: АБ — Ары-Булакские штоки и дайки, Ар — прогибы Приаргунья, Д — Долгокычинская кальдера, Кур — Ононская депрессия, Ту — Тулукуевская кальдера, Урт — Уртуйский массив, XB — Даурская структурно-фациальная зона (данные В.С. Зубкова, 1978 г.), Шд — Шадоронский прогиб.

Аналитики: В.А. Писарская, О.И. Округина.

Таким образом, магматизм рассматриваемой вулканической постройки испытал сложную и длительную историю развития. На начальном этапе он проявился в центральной части структуры в виде потоков и покровов трахиандезитовых вулканитов с одновременным развитием жерловых фаций. Полное становление постройки и ее подновление ознаменовалось интенсивным развитием контрастного базальт-риолитового интрузивного магматизма в гипабиссальной и субвулканической фациях в периферических частях структуры.

При рассмотрении петрохимических особенностей верхнемезозойских вулканитов Харанорской впадины Н.В. Шталь [114] отмечала заметное отклонение состава пород трахиандезитового ряда от образований нормальных известково-щелочных серий в сторону ассоциации относительно более щелочных пород Йеллоустонского парка. По величине индекса Пи-

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	O ~ F	(K + Na)/Al
Породы латитовой серии								
6,32	2,43	2,08	—	6,87	0,99	100,25	—	0,41
6,62	3,85	2,77	—	1,98	0,56	99,97	—	0,58
3,30	1,65	6,77	5,88	—	0,28	99,81	0,19	0,64
6,20	3,55	3,40	2,10	—	0,28	100,02	0,03	0,65
4,68	5,06	2,40	—	2,09	0,15	100,88	—	0,70
3,50	4,30	4,52	1,84	—	0,26	100,08	0,03	0,74
2,38	4,32	2,73	—	5,69	0,09	99,11	—	0,61
3,40	4,42	2,83	2,40	—	0,23	99,41	0,10	0,68
3,15	4,27	2,87	—	1,98	0,15	99,59	—	0,66
2,10	3,65	5,22	2,20	—	0,14	99,45	0,03	0,76
1,75	4,73	4,15	—	1,27	0,13	100,29	—	0,92
4,20	0,70	6,56	4,40	—	0,05	99,25	—	0,04
0,75	4,16	3,27	—	3,71	Не обн.	99,19	—	0,83
0,48	0,57	8,19	—	0,99	"	99,68	0,08	0,76
0,43	3,19	5,54	—	0,64	"	99,83	—	0,90
0,84	3,26	4,44	—	0,80	0,13	99,68	0,13	0,81
Породы известково-щелочной серии								
2,50	3,82	3,92	3,88	—	0,14	99,42	—	0,67
0,68	2,32	4,46	—	2,22	0,12	99,17	0,15	0,60
0,11	0,74	4,72	—	3,38	0,01	99,32	0,13	0,45
0,39	3,67	4,85	—	1,38	Не обн.	99,85	0,13	0,71
0,51	3,54	4,42	—	0,32	"	99,64	0,11	0,88
0,47	2,54	4,98	—	0,66	"	99,77	—	0,80
0,10	2,09	5,12	—	0,83	"	99,27	—	0,73
Редкометалльные онгониты и цезиевые стекла								
1,40	2,14	4,41	5,15	—	0,06	100,06	0,14	0,71
0,92	4,16	4,64	—	3,01	Не обн.	101,31	—	0,70
0,67	4,13	4,42	—	1,97	0,17	99,50	0,34	0,67
0,23	4,19	3,45	—	4,00	0,04	99,05	1,05	0,67

кока и соотношению породообразующих компонентов (щелочи—железо—магний) исследуемые магматические породы (см. табл. 3) близки к таким щелочно-кальциевым американским сериям Литл-Белт и Абсарока и латитовой серии гор Сьерра-Невада, а также к латитам и монзонитоидам Восточного Забайкалья [104].

Все изверженные породы кольцевой структуры, проявленные как в эффузивной, так и субвулканической фациях, характеризуются непрерывным изменением составов от основных до наиболее кислых разновидностей, что позволяет рассматривать их в рамках единой вулcano-плутонической формации и, вероятно, указывает на их генетическое родство. Это дает возможность также оценивать характер и направленность процесса дифференциации трахиандезитовой магмы с формированием на заключительном этапе магматизма кремнекислых и богатых щелочами остаточных расплавов.

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) минералов из эффузивных и субвулканических пород Забайкалья и МНР

Порода	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Пироксены								
Трахидацит	Д-405	53,64	0,43	3,12	3,62	3,77	0,17	18,51
Андезит	Шд457	53,54	0,52	2,60	0,43	6,37	0,17	20,50
Трахит	Уг4001	49,93	0,76	3,50	8,80		0,35	14,95
Нефелинсо- держащий латит	Муш4044	51,04	0,86	3,80	2,62	5,02	0,29	13,80
Амфиболы								
Андезит	Д-413	44,14	1,76	8,65	2,28	11,85	0,36	12,76
"	Шд465	44,28	1,72	11,20	0,92	11,66	0,27	14,25
Биотиты								
Трахидацит	Д-405	38,66	4,23	13,83	8,02	8,98	0,20	13,17
Риодацит	Д-406	38,66	4,23	13,73	16,87	0,72	0,17	12,50
Кварцевый порфир	Д-408	36,50	3,03	16,45	4,98	18,32	0,75	6,02
Риолит	Ар-414	36,58	4,45	14,93	7,59	11,67	0,19	11,85
Трахидацит	Ту435	37,50	6,60	14,03	5,05	10,96	0,17	12,60
Онгонит	АБ428	40,82	0,23	22,50	0,94	15,98	1,05	0,20
"	АБ500	46,32	0,31	20,90	1,64	9,51	3,17	0,05
Трахидацит	Д510	40,76	4,30	12,90	8,64	8,26	0,24	13,64
Риолит	Ар518	37,96	4,52	15,70	7,30	11,49	0,23	11,81
Гранит-порфир	Ар520	39,74	3,44	12,00	1,99	19,94	1,15	9,10
Латит	Ар522	37,32	6,00	13,30	10,56	5,38	0,20	16,08
Трахидацит	Ту528	38,37	6,48	14,30	5,32	10,59	0,22	13,20
Трахиандезит	Ту533	38,71	7,16	14,30	0,18	12,03	0,26	15,93
Дацит	Ар537	37,34	5,50	14,36	6,85	13,82	0,32	10,69
Трахит	Уг 4001	37,49	6,88	15,10	11,40	3,05	0,17	14,93
Трахилипарит	Уг4006	37,41	4,90	14,00	21,46	2,87	0,23	8,90
"	Уг4007	37,34	4,62	14,30	9,61	12,03	0,24	10,40
"	Уг4016	37,00	4,69	14,50	8,71	13,64	0,27	9,80
"	Уг4018	37,46	6,56	13,20	12,88	2,33	0,16	16,49
Нефелинсо- держащий латит	Муш4044	38,71	5,61	13,70	3,80	8,02	0,24	17,29

Аналитики: Н.М. Бехтерева, В.К. Халтуева

Особенности химизма исследуемых магматических пород отчетливо выражены и в составе темноцветных минералов (табл. 4). Амфибол из андезитового порфира имеет повышенное содержание щелочей и близок по составу к эденитовой роговой обманке. Вкрапленники биотита в стекловатом трахиандезите жерловой фации и в интрузивном гранит-порфире южного обрамления структуры представлены одной и той же магнезиальной и низкоглиноземистой разновидностью, что служит показателем повышенной щелочности этих пород.

Трахиандезиты, дациты и туфы среднего состава центра вулканической постройки и более поздние субвулканические тела андезитовых и дацитовых порфиритов в ее обрамлении не образуют дискретных рядов и по характеру распределения редких элементов. Всем перечисленным породам свойственны концентрации элементов, близкие к среднему уровню в породах латитового ряда [104]. В рассматриваемых вулканитах отчетливо выражены типичные геохимические признаки пород указанного типа — повышенные по сравнению с нормальными андезитами, содержания Ba, Sr, B и величины Ba/Rb и F/Li отношений. Общая геохимическая специфика магматических пород андезито-дацитового состава сохраняется и в более

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	H ₂ O	Сумма	O ~ F	Na + K/Al
Пироксены								
15,18	0,60	0,001	0,01	0,05	0,83	99,93	0,02	0,33
14,26	0,38	0,24	0,01	0,10	0,67	99,79	0,04	0,31
19,60	0,66	0,29	0,46	Сл.	1,05	100,35	—	0,41
20,50	0,87	0,09	0,01	0,15	0,32	99,37	0,06	0,40
Амфиболы								
11,34	2,87	1,11	0,52	0,40	1,84	99,88	0,17	0,69
11,29	1,62	0,92	0,02	0,25	1,65	100,07	0,10	0,33
Биотиты								
1,63	0,98	7,86	0,31	0,65	1,78	100,29	0,33	0,74
1,28	1,54	8,10	0,43	0,70	0,89	99,82	0,29	0,83
0,34	0,95	8,22	0,25	2,15	2,75	100,71	0,91	0,64
0,15	0,88	8,58	0,17	1,10	1,70	99,82	0,46	0,73
0,44	0,79	8,34	0,38	0,80	2,12	99,78	0,34	0,74
0,21	0,74	8,94	0,15	4,90	1,40	98,04	2,06	0,48
0,05	0,22	9,36	0,06	6,12	0,85	98,56	2,57	0,49
1,90	0,72	7,38	0,15	0,80	0,56	100,26	0,33	0,71
0,06	0,32	8,24	0,12	1,15	1,11	100,01	0,48	0,58
0,40	0,08	8,10	0,09	1,95	1,58	99,56	0,82	0,74
0,23	0,72	8,28	0,10	2,75	0,20	101,12	0,15	0,76
0,50	0,67	8,28	0,10	0,70	1,21	99,95	0,29	0,71
0,31	0,38	8,40	0,15	1,95	0,70	100,46	0,82	0,68
0,32	0,50	8,64	0,08	1,05	0,81	100,28	0,44	0,64
0,40	1,14	7,02	0,26	1,30	1,37	100,53	0,54	0,62
0,50	0,32	7,58	0,10	1,30	0,49	100,06	0,54	0,63
0,50	0,42	8,52	0,08	0,55	0,72	99,34	0,23	0,68
0,50	0,24	8,04	0,12	1,00	1,21	99,72	0,42	0,63
0,60	1,53	6,34	0,13	3,00	0,52	101,21	1,27	0,71
0,70	0,89	7,68	0,06	3,35	0,51	110,56	1,41	0,72

кислых образованиях. Однако в поздних гранит-порфирах отдельных массивов (Долгокычинский шток) при сохраняющемся преобладании К над Na и высоком уровне концентраций бора, содержания Ba, Sr, Zr и элементов группы Fe уменьшаются, что указывает на формирование этих пород из наиболее дифференцированного магматического расплава.

В зоне южного обрамления структуры наиболее широко распространены эффузивные и субвулканические породы разного состава, в том числе раннемеловые риолиты и гранит-порфиры, а также турмалинсодержащие метасоматиты с касситеритом, аргиллизированные и окварцованные породы [11].

В Приаргунской структурно-формационной зоне наблюдается смена излияний трахиандезит-базальтового вулканизма внедрением экструзивных и субвулканических тел сиенит-диоритового и гранодиорит-гранитного состава. Близкие по составу породы развиты как в пределах грабеновых структур, так и в отдельных вулканических постройках региона.

В Южном Приаргунье типичными кольцевыми вулканическими постройками являются Куйтунская и Тулукуевская кальдеры. Большую часть Куйтунской постройки составляют эффузивы и туфы трахиандезитового со-

Таблица 5

Химический состав (в вес.%) щелочных эффузивных пород Южной Монголии

Порода	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Трахит	Муш1870	61,90	0,59	17,16	2,56	1,25	0,09
"	Муш1874	58,88	0,80	17,62	3,31	0,72	0,10
Сиенит	Муш1884	56,02	1,13	16,09	3,51	3,03	0,13
"	Муш1889	60,84	0,62	17,98	2,87	1,29	0,11
Трахириодацит	Муш1908	67,32	0,42	11,87	1,67	1,15	0,37
"	Муш1909	69,04	0,44	12,05	0,62	1,29	0,08
Трахит	Муш1911						
Трахидациит	Муш1914	67,60	0,45	14,86	0,20	2,35	0,10
"	Муш1915	69,82	0,40	14,74	2,87	0,29	0,08
"	Муш1916	71,08	0,40	14,02	1,65	0,28	0,02
Трахит	Муш1917	56,25	1,17	14,76	3,27	2,51	0,10
"	Муш1947	66,50	0,48	15,74	2,56	0,28	0,07
Основные массы (без вкрапленников) из тех же пород							
"	Муш1870	68,99	0,38	14,40	2,38	0,21	0,02
"	Муш1871	65,73	0,55	15,10	3,30	0,27	0,05
"	Муш1873	65,76	0,60	15,10	3,40	0,18	0,05
"	Муш1874	65,44	0,49	15,35	2,88	0,20	0,05
Сиенит	Муш1884	56,55	0,93	16,40	6,25	0,18	0,09
"	Муш1889	64,47	0,50	15,75	3,20	0,17	0,10
Трахириодацит	Муш1908	75,05	0,33	11,05	1,90	0,18	0,04
"	Муш1909	74,26	0,35	10,85	1,05	0,36	0,04
Трахит	Муш1911	64,24	0,44	15,50	1,65	0,35	0,02
Трахидациит	Муш1914	73,76	0,25	12,05	1,60	0,27	0,06
"	Муш1915	74,59	0,25	12,20	1,60	0,35	0,04
"	Муш1916	75,29	0,32	11,65	1,70	0,27	0,03
Трахит	Муш1917	58,85	0,92	14,90	5,45	0,16	0,07
"	Муш1947	70,62	0,31	14,05	2,35	0,17	0,07
Эжерит	ХБ1930	73,51	0,31	11,40	3,00	1,26	0,11

Аналитики: В.И. Мордвинова, В.А. Писарская.

става, прорванные по периферии жильными телами граносиенит-порфиров. Центральную часть кальдеры занимает лакколит, сложенный гранит-порфирами и мелкозернистыми гранитами. Вулканические породы Тулукуевской кольцевой структуры объединены в две толщи: нижняя — с переслаиванием покровов эффузивов основного и кислого состава, верхняя — с преобладанием кислых вулканитов.

В Центральном Забайкалье в пределах Даурской структурно-формационной зоны вулканические породы тесно связаны с субмеридиональными зонами глубинных разломов, трассируемых цепочками вулканотектонических депрессий. Геологическое положение и геохимия этих образований детально рассмотрены В.С. Зубковым [36].

Оригинальные данные авторов характеризуют в первую очередь те магматические породы Монголии, коэффициенты распределения в которых не изучены или изучены весьма слабо (см. рис. 3). К ним отнесены серии субщелочных и щелочных трахитов, латитов, комендитов, трахириолитов, онгонитов и онгонит-риолитов. Серия субщелочных и щелочных трахитов изучена нами на примере комплексов Мушугай-Худук, Улугей-

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	П.п.п.	Сумма	(K+Na)/Al
0,96	2,04	4,64	5,53	0,68	0,12	1,91	99,43	0,79
0,71	3,96	5,10	5,55	0,25	0,40	2,20	99,60	0,82
2,25	5,21	4,05	5,53	0,90	0,23	1,35	97,85	0,78
0,97	2,53	5,35	5,83	0,12	0,40	0,64	99,55	0,80
0,55	3,26	1,65	7,87	0,15	2,00	2,46	100,74	0,94
0,52	2,48	1,67	8,09	0,12	1,50	2,42	100,32	0,95
0,45	1,29	4,32	5,63	1,13	0,13	1,06	99,39	0,88
0,33	0,12	5,04	5,65	0,06	0,20	0,42	100,01	0,98
0,27	1,11	4,81	5,51	0,06	0,25	0,76	100,22	0,98
2,91	6,00	4,32	5,01	1,94	0,35	1,38	99,48	0,84
0,27	1,49	4,78	6,14	0,05	0,35	1,16	99,87	0,92
Основные массы (без вкрапленников) из тех же пород								
0,47	0,85	5,02	6,51	0,22	0,56	1,38	100,83	1,06
0,30	2,25	4,83	6,44	0,31	0,87	1,58	100,71	0,99
0,38	1,90	5,40	6,26	0,32	0,73	1,25	100,50	1,04
0,28	2,48	5,23	6,36	0,31	0,75	1,78	100,85	1,02
2,44	4,25	4,72	6,98	0,62	0,62	0,86	100,27	0,93
0,77	1,70	5,88	6,54	0,25	0,38	0,57	99,90	1,06
0,12	0,40	4,62	5,18	0,10	0,25	0,72	99,69	1,19
0,34	1,55	1,67	8,38	0,27	0,76	1,86	100,98	1,09
0,09	1,60	2,70	11,44	0,22	0,25	1,55	99,80	1,08
0,18	0,60	5,21	5,87	0,11	0,12	0,56	100,52	1,24
0,13	не обн.	4,72	5,82	0,20	0,10	0,25	100,15	1,15
0,12	0,40	4,50	5,29	0,20	0,20	0,62	100,39	1,13
2,93	5,75	4,72	5,94	0,40	0,25	0,23	100,32	0,95
0,11	0,60	4,90	6,47	0,11	0,30	0,94	100,70	1,08
0,41	1,10	5,07	3,87	0,24	0,15	0,13	100,41	1,10

Хид и других [19, 54, 81, 97]. Эта серия пород сформировалась в поздне-мезозойский этап (J₃-K₁) магматической деятельности, который связывают с тектоническими процессами ревивации. Размещение комплексов этих пород в основном контролируется субширотной структурой Главного Монгольского линеамента, отделяющего каледонский Северный мегаблок от герцинского Южного. Формирование рассматриваемых пород происходило в континентальных рифтогенных структурах.

Серия субщелочных и щелочных трахитов (табл. 5, 6) характеризует начало позднемезозойской магматической деятельности в зоне Главного Монгольского линеамента. В комплексе Мушугай-Худук эта серия начинается с единичных покровов меланефелинитов и мелалейцититов, на которых с маломощной пачкой песчаников, конгломератов и известняков залегает толща субщелочных и щелочных трахитов. Последние сопровождаются в жерловых фациях редкоземельными карбонатитами и магнетит-апатитовыми породами.

В других комплексах, в частности в Улугейском, меланефелиниты-мелалейцититы отсутствуют, и собственно трахиты знаменуют собой на-

Таблица 6

Химический состав (в вес. %) щелочных эффузивных пород МНР

Порода	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Комендит	Уг3999							
"	ХБ4020	73,90	0,29	11,57	2,49	1,26	0,07	0,24
"	ХБ4021	75,33	0,26	11,13	2,99	0,09	0,05	0,08
"	Уг4048	72,48	0,51	11,78	2,30	0,71	0,05	0,20
"	Н4121	74,36	0,60	9,45	3,53	3,75	0,22	0,06
"	Н4122	74,32	0,36	9,82	6,52		0,14	0,26
Пантеллерит	ХБ4115	78,09	0,20	9,50	1,91	2,03	0,09	0,04
"	Пан77*	68,65	0,29	12,42	3,62	0,89	0,09	0,10
Трахит	Уг4001	56,16	0,97	16,98	4,27	0,79	0,16	2,42
Нефелинсодержащий трахит	Муш4044	55,29	1,23	15,39	5,05	1,55	0,09	3,92
Онгонит	Муш4104	74,60	Не обн.	13,00	0,71	0,62	0,03	0,09
"	Муш4128	71,07	"	12,80	1,00	Не обн.	0,06	0,14
Трахит	ДД4132	57,47	1,44	16,30	5,00	1,35	0,05	2,08
Онгонит	ДД4133	74,16	Не обн.	11,60	1,10	0,54	0,06	0,09
Основные массы (без вкрапленников) из тех же пород								
Комендит	УГ3999	76,51	0,26	10,55	2,10	0,09	0,01	Не обн.
"	ХБ4020	76,14	0,20	11,50	1,72	0,45	0,06	0,22
"	ХБ4021	79,57	0,20	10,70	0,82	0,08	0,04	0,18
"	Уг4048	76,38	0,36	10,70	1,31	0,54	0,06	0,23
"	Н4121	74,49	0,36	8,70	3,52	2,33	0,29	0,25
"	Н4122	73,68	0,57	8,80	5,02	1,34	0,20	0,27
Пантеллерит	ХБ4115	75,15	0,31	10,50	1,32	1,70	0,10	0,18
Трахит	Уг 4001	59,13	0,73	17,75	4,10	0,27	0,14	1,40
Трахилипарит	Уг4007	72,88	0,21	13,15	0,85	0,09	0,01	0,06
"	Уг4017	72,33	0,31	14,25	0,95	0,09	0,01	0,49
"	Уг4018	62,48	0,63	18,20	3,30	0,18	0,03	0,33
Нефелинсодержащий трахит	Муш4044	55,66	1,14	16,20	5,11	0,54	0,10	2,72
Онгонит	Муш4104	76,53	0,10	12,85	0,70	0,09	0,03	0,02
Трахит	ДД4132	59,25	1,46	17,25	5,65	0,27	0,04	1,70
Онгонит	ДД4133	73,65		12,45	1,35	0,09	0,06	0,01

* Анализ взят из работы В.Б. Наумова и В.И. Финько [82].

Аналитики: Н.М. Бехтерева, В.И. Мордвинова, Е.М. Нактинас, В.А. Писарская, Г.Я. Стрежнева.

Таблица 7

Химический состав (в вес.%) щелочных полевых шпатов из щелочных эффузивных пород МНР

Порода	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Комендит	ХБ4020	66,67	Не обн.	18,05	0,85	Не обн.
"	ХБ4021	64,98	"	18,20	0,80	0,09
"	Уг4048	68,41	0,10	17,58	0,85	0,09
"	Н-4121	66,26	Не обн.	18,45	0,55	0,09
"	Н-4122	66,33	0,10	18,70	0,45	0,09
Пантеллерит	ХБ4115	65,85	Не обн.	18,75	0,45	0,09
"	Пан77	66,90	0,16	18,00	0,50	0,18
Трахилипарит	Уг4006	67,56	0,10	18,05	0,25	0,09
"	Уг4007	67,60	Не обн.	18,00	0,35	0,09
"	Уг4011	65,64	0,10	19,56	0,50	0,09
"	Уг4016	67,32	Не обн.	18,00	0,25	0,09
Трахит	ДД4132	66,41	"	18,95	0,20	0,09

Примечание. MgO в щелочных полевых шпатах не обнаружен. Аналитик Г.А. Стрежнева.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	(K+Na)/Al
0,22	4,14	4,83	—	—	0,55	—	100,17	1,04
0,17	3,53	4,66	—	—	0,54	—	99,94	0,98
0,22	3,81	5,49	0,010	—	1,08	—	99,83	1,03
0,45	2,89	4,46	—	0,11	0,36	—	99,98	1,02
0,47	4,49	3,27	—	—	—	0,180	99,83	1,13
0,20	3,40	4,68	0,24	0,10	—	—	100,48	1,13
0,22	5,02	4,43	—	—	3,11	1,06	100,44	1,05
3,47	4,19	6,62	0,95	0,21	—	2,48	99,59	0,83
5,78	3,61	5,35	1,20	0,40	—	1,59	100,30	0,76
0,93	4,42	4,06	0,06	1,04	0,25	—	99,37	0,90
1,67	4,32	4,15	0,04	1,75	3,12	—	99,38	0,90
3,74	4,32	4,58	1,14	0,36	1,23	—	98,97	0,74
0,45	4,08	4,12	0,03	0,39	2,86	—	99,32	0,96
Основные массы (без вкрапленников) из тех же пород								
0,60	0,67	8,28	0,02	—	—	1,09	100,18	0,95
0,16	4,76	3,96	0,01	0,15	—	0,62	99,96	1,05
0,04	3,42	4,32	0,01	0,05	—	0,65	100,09	0,96
0,16	3,62	5,04	0,01	0,05	—	0,72	99,19	1,06
0,37	3,59	4,32	0,03	0,10	—	0,72	99,19	1,22
0,64	4,69	3,36	0,01	0,20	—	0,50	99,30	1,30
0,26	3,88	4,92	0,03	0,10	—	0,72	99,19	1,12
3,85	4,15	8,00	0,39	—	—	2,34	100,25	0,75
0,80	3,35	4,50	0,02	—	—	3,82	99,74	0,80
1,10	2,68	4,78	0,06	—	—	2,54	99,59	0,68
3,20	4,93	5,34	0,27	—	—	1,41	100,30	0,80
4,34	3,88	6,00	0,01	0,35	—	2,16	98,22	0,79
1,00	3,87	3,82	0,03	—	—	0,97	100,01	0,81
2,75	4,42	4,90	0,33	—	—	1,63	99,65	0,73
0,57	4,02	4,18	0,01	—	—	3,91	100,30	0,90

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	(K+Na)/Al
0,14	6,10	7,20	Не обн.	0,55	99,56	0,98
0,07	4,96	10,86	0,01	0,76	100,73	1,09
0,04	5,92	6,22	0,01	0,40	99,62	0,90
0,16	2,95	11,40	0,01	0,34	100,21	0,94
0,03	3,62	10,80	Не обн.	0,33	100,45	0,94
0,05	3,95	10,20	"	0,38	99,56	0,93
0,39	6,71	6,16	Сл.	0,24	99,24	0,98
1,00	3,24	9,24	0,01	0,28	99,82	0,84
0,80	3,35	8,70	0,02	0,80	99,71	0,82
0,60	5,52	7,32	0,01	0,55	99,89	0,87
0,50	3,38	10,32	0,02	0,34	100,22	0,93
0,33	4,53	9,00	Не обн.	0,35	99,86	0,91

Таблица 8

Химические составы (в вес.%) онгонитов, основных масс и вкрапленников полевых шпатов

Номер пробы	Порода, фракция	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅
ОХ1949	Онгонит	71,90	0,01	15,87	0,37	Сл.	0,14	0,17	0,62	0,02
ОХ1949	ОМ	75,60	Сл.	14,58	0,34	"	0,15	Не обн.	0,42	0,01
ОХ1949	Альбит	68,35	"	19,10	0,46	"	0,03	"	0,22	0,02
ОХ1949	КПШ	64,70	"	18,44	0,16	0,01	0,01	"	0,21	0,01
ОХ1950	Онгонит	71,48	0,01	16,43	0,35	0,02	0,35	0,08	0,61	0,02
ОХ1950	ОМ	74,88	Сл.	14,82	0,34	0,02	0,14	0,08	0,34	0,01
ОХ1950	Альбит	67,69	"	18,17	0,39	0,01	0,04	Не обн.	0,24	0,02
ОХ1950	КПШ	64,36	0,08	18,57	0,09	Не обн.	0,02	"	0,25	0,03
ОХ1953	Онгонит	71,11	Сл.	16,57	0,08	Сл.	0,17	0,25	0,46	0,02
ОХ1953	ОМ	73,89	"	15,47	Сл.	"	0,17	Не обн.	0,31	0,01
ОХ1953	Альбит	74,15	"	14,92	0,18	"	0,11	0,08	0,63	0,02
ОХ1957	Онгонит	70,32	"	17,98	0,26	"	0,04	Не обн.	0,19	0,02
ОХ1957	КПШ	64,89	0,11	18,33	0,02	"	0,01	"	0,12	0,02
ОХ1956	Онгонит	72,39	Сл.	15,82	0,45	"	0,14	0,17	0,54	0,02
ОХ1956	ОМ	75,26	"	15,06	0,43	0,01	0,15	Не обн.	0,36	0,02
ОХ1956	Альбит	69,52	"	17,97	0,52	Сл.	0,03	"	0,17	0,02
ОХ1956	КПШ	64,20	"	18,77	0,21	"	0,02	"	0,13	0,02
Бж1958	Онгонит	72,60	"	15,26	0,12	0,04	0,07	"	1,29	0,02
Бж1958	ОМ	72,91	0,01	15,78	0,12	0,01	0,06	0,17	0,31	0,02
Бж1958	КПШ	65,54	0,23	18,17	0,04	Сл.	0,01	Не обн.	0,16	0,01

Таблица 8 (окончание)

Номер пробы:	Порода, фракция	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	H ₂ O	F	Сумма	O~F	Сумма
ОХ1949	Онгонит	3,44	5,21	0,3890	0,4360	0,0089	0,41	1,48	100,48	0,62	99,86
ОХ1949	ОМ	2,04	4,45	0,4310	0,2245	0,0080	0,27	1,20	100,22	0,71	99,51
ОХ1949	Альбит	2,53	8,05	0,0950	0,1373	0,0034	0,34	0,30	99,64	0,13	99,51
ОХ1949	КПШ	13,85	1,35	0,0841	0,6213	0,0018	0,19	0,25	99,83	0,11	99,72
ОХ1950	Онгонит	3,44	5,75	0,4100	0,4360	0,0093	0,23	1,45	100,88	0,61	100,12
ОХ1950	ОМ	2,41	4,64	0,4310	0,1940	0,0081	0,17	1,78	100,26	0,75	99,51
ОХ1950	Альбит	4,63	7,76	0,1165	0,1907	0,0026	0,19	0,55	99,90	0,28	99,67
ОХ1950	КПШ	13,48	1,35	0,3977	0,6213	0,0185	0,51	0,07	99,85	0,03	99,82
ОХ1953	Онгонит	3,28	6,07	0,4310	0,4360	0,0080	0,31	1,38	100,58	0,58	100,00
ОХ1953	ОМ	2,94	5,30	0,4687	0,4360	0,0103	0,24	1,05	100,30	0,44	99,86
ОХ1957	Онгонит	3,15	5,60	0,1114	0,1146	0,0024	0,19	0,68	99,93	0,29	99,64
ОХ1957	Альбит	1,99	8,23	0,0273	0,0485	He обн.	0,18	0,15	99,44	0,06	99,38
ОХ1957	КПШ	14,02	1,75	0,0060	0,3788	0,0071	0,27	0,02	99,96	0,01	99,95
ОХ1956	Онгонит	3,44	4,90	0,3698	0,4360	0,0096	0,40	1,33	100,42	0,56	99,86
ОХ1956	ОМ	2,00	4,59	0,4106	0,1755	0,0072	0,29	1,88	100,65	0,79	99,86
ОХ1956	Альбит	2,35	8,36	0,0940	0,1134	0,0030	0,27	0,30	99,71	0,13	99,58
ОХ1956	КПШ	14,20	1,19	0,0247	0,4796	0,0159	0,35	0,12	99,73	0,05	99,68
Бж1958	Онгонит	4,11	4,45	0,1315	0,1758	0,0130	0,93	0,50	99,71	0,21	99,50
Бж1958	ОМ	4,00	5,24	0,1084	0,1462	0,0117	0,39	0,43	99,72	0,18	99,54
Бж1958	КПШ	10,84	3,63	0,0101	0,1820	He обн.	1,00	0,02	99,84	0,01	99,83

чало позднемезозойской вулканической деятельности (комплексы Улугей-Хид, Хэцу-Тэг, Тэг-Ула). Наиболее поздними членами трахитовой серии являются трахириодациты.

Трахиты — порфиоровые вулканические породы, вкрапленники которых представлены в основном гомогенным санидином, моноклинным пироксеном, биотитом (с повышенным содержанием бария и титана), магнетитом, апатитом, иногда плагиоклазом. Химический состав вкрапленников охарактеризован в табл. 7. Основная масса пород — микрозернистая (состоит главным образом из тех же минералов, иногда с примесью плагиоклаза) или стекловатая. В меланефелинитах—мелалейцититах среди вкрапленников отсутствуют полевые шпаты, а в основной массе отмечено большое количество нефелина, аполейцита, иногда, видимо, с первичным кальцитом. Трахириодациты содержат вкрапленники щелочного полевого шпата, биотита, магнетита, редкого апатита, а в микрокристаллической основной массе наряду с перечисленными минералами присутствует кварц.

Латитовая серия (см. табл. 5) вулканитов развита в тех же позднемезозойских вулканоплутонических комплексах МНР, но залегает стратиграфически выше не только субщелочных и щелочных трахитов, но и трахириодацитов. Латиты распространены шире по площади, чем субщелочные и щелочные трахиты. В последнее время установлено, что латитовая серия в рассматриваемых комплексах глубоко дифференцирована и варьирует по составу от меланократовых до кварцсодержащих разновидностей. Обычно породы латитовой серии среди вкрапленников содержат в значительном количестве плагиоклаз, реже калиевый полевой шпат, биотит, амфибол, магнетит, моноклинный пироксен, апатит. Основная масса представлена теми же минералами иногда с нефелином или кварцем. Нередко основная масса стекловатая или полустекловатая. Более полная характеристика трахитов, латитов и других пород этих серий приведена в работе В.С. Самойлова и В.И. Коваленко [97].

На латитах с заметным угловым несогласием залегает следующая контрастная (или бимодальная) магматическая серия, состоящая из ранних субщелочных и щелочных базальтов и перекрывающих их трахириолитов и онгориолитов. В трахириолитах и онгориолитах вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом № 5—15, реже санидином и биотитом (см. табл. 6). Основная масса — фельзитовая, иногда стекловатая или полустекловатая.

В особую группу пород нами выделяют субвулканические (дайковые) онгониты и онгориолиты (табл. 8), которые детально охарактеризованы в работах В.И. Коваленко, В.С. Антипина и др. [9, 47, 53]. Здесь только отметим, что это порфиоровые породы с вариациями содержаний вкрапленников (степени раскристаллизации) от 2—3 до 50 об.%. Минералы вкрапленников — альбит, калиевый полевой шпат (санидин, ортоклаз, микроклин), кварц, литий-фтористые слюды (сидерофиллит-лепидолит, литиевый фенгит-мусковит), иногда топаз. Основная масса онгонитов — микрозернистая, нередко со стеклом (см. табл. 8, 9). Дайки онгонитов слагают поля (Онгон-Хайерхан, Бага-Газрын) или проявлены отдельными субвулканическими телами (Балджи-Гол). Кроме территории МНР, онгониты выявлены в Восточном Забайкалье, где слагают Ары-Булакский шток и дайки в Шерловгорском районе среди терригенно-вулканогенных мезозойских и палеозойских образований, перекрывающих метаморфизованные и гранитизированные породы докембрийского фундамента. Наиболее крупный Ары-Булакский массив (0,6 км²) сложен порфиоровыми онгонитами с мелкозернистой основной массой в его центральной части и закаленными афировыми разновидностями эндоконтактных

Т а б л и ц а 9.

Химические составы (в вес.%) слюд из вкрапленников онгонитов Монголии

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
OX1949	48,27	0,21	25,82	1,33	4,37	1,70	0,04	0,50	0,49
OX1950	45,78	0,10	27,60	1,38	5,20	1,77	0,02	0,18	0,69
OX1951	48,30	0,14	25,24	0,84	4,87	1,79	0,05	0,31	0,54
OX1952	48,80	0,04	24,01	0,38	4,37	1,82	0,03	0,20	0,41
OX1953	46,24	0,25	27,00	0,62	6,02	1,80	1,15	0,07	0,63
OX1954	48,71	0,14	25,40	0,12	5,53	1,80	0,05	0,04	0,61
OX1955	48,42	0,11	25,70	0,22	4,70	1,85	0,05	0,08	0,49
OX1956	47,72	0,07	24,83	1,48	4,37	1,73	0,02	0,28	0,47
OX1957	47,86	0,27	24,70	0,53	5,69	2,28	0,08	0,17	0,27
Бж1958	38,60	0,27	20,81	4,41	17,85	1,57	0,14	0,09	0,55

Т а б л и ц а 9 (окончание)

Номер пробы	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	H ₂ O	F	Сумма	O~F	Сумма
OX1949	9,73	2,40	0,8728	0,0348	1,28	5,05	102,10	2,13	99,97
OX1950	9,85	1,73	0,9035	0,0262	2,06	3,96	101,25	1,67	99,58
OX1951	9,25	2,87	0,9642	0,0465	1,22	5,30	101,73	2,23	99,50
OX1952	10,21	3,58	1,027	0,0398	1,60	5,36	101,96	2,26	99,70
OX1953	9,73	1,79	0,7955	0,0200	1,33	3,93	101,38	1,65	99,73
OX1954	9,13	2,66	0,9013	0,0340	1,54	4,90	101,57	2,06	99,51
OX1955	9,37	2,87	1,06	0,0481	1,70	5,02	101,69	2,11	99,58
OX1956	9,73	2,94	1,07	0,0480	1,72	5,47	101,95	2,30	99,65
OX1957	10,09	2,66	0,7336	0,0366	1,60	4,57	101,54	1,92	99,62
Бж1958	8,63	1,71	0,5816	0,0536	1,38	5,06	101,71	2,13	99,58

фаций. Такими же однородными стекловатыми породами сложены онгонитовый купол сопки Высокой и дайки в районе падей Восточной и Заходской.

Онгониты Забайкалья — порфиновые породы с вкрапленниками кислого плагиоклаза (№5—16), калий-натриевого полевого шпата (санидин с содержанием альбитового минала до 35%), кварца, слюды и топаза. Общее количество вкрапленников в них изменяется от 1,5 до 40%. Основная масса субвулканических онгонитов стекловатая в закаленных разновидностях и микрозернистая или микрокристаллическая — в закристаллизованных представлена мелкими (доли миллиметра) кристаллами тех же минералов, однако обогащена топазом, слюдой и кварцем и часто содержит нераскристаллизованное стекло. Возраст онгонитов чаще всего позднемезозойский.

Особо отметим кремнекислые агпайтовые вулканы и дайковые субвулканические образования — комендиты и пантеллериты. Это — позднепалеозойские (в основном иришнепермские) рифтогенные образования, протягивающиеся в виде отдельных полей в широтном направлении (Южно-Гобийский пояс) через всю Южную Монголию [32, 116]. Они слагают единые вулканические разрезы с базальтами повышенной щелочности и нередко с ортофирами, иногда единые жерловины [116], а также участвуют в строении кольцевых тел редкометальных щелочных гранитов. Комендиты установлены в районах Улугей-Хид, Хан-Богдо, Тост-Нуру и др. В большинстве комендитов вкрапленники представлены кварцем, калий-натриевым полевым шпатом, иногда в них появляются редкие вкрапленники щелочного амфибола. Последние обычно зональны, и состав их колеблется от катафорита в центре до арфведсонита по периферии кристаллов [36]. Нами использованы данные также по пемзе из Приморья [82]. Набор вкрапленников в пемзе разнообразнее и включает санидин, геденберgit, магнетит, ильменит, оливин, чевкинит, циркон, редкий апатит. Основная масса этих пород — микрозернистая или полустекловатая и стекловатая (обр. Пан 77).

ГЛАВА III

КОЭФФИЦИЕНТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛАВНЫХ ГРУППАХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Полученные данные базируются на анализе распределения элементов между вкрапленниками породообразующих (оливины, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты, кварц) и второстепенных (магнетит, ильменит, апатит, топаз) минералов и стеклом или стекловатой основной массой эффузивных и субвулканических пород Монголо-Охотского пояса.

Кроме того, по каждому элементу дан краткий обзор имеющихся литературных данных и приведено сопоставление сведений по коэффициентам распределения элементов в магматических породах с результатами термодинамических и экспериментальных исследований. Сводка всех использованных литературных данных приведена в табл. 10.

Анализ табл. 10 показывает, что наибольшая информация как в отношении магматических пород различного состава, так и экспериментального изучения имеется по коэффициентам распределения рубидия, бария

и стронция. Сравнительно много данных в литературе также по распределению никеля, кобальта и хрома в минералах из пород в основном базальтоидного состава. Закономерностям распределения указанных элементов посвящены также многочисленные экспериментальные исследования. Однако имеются лишь единичные публикации по коэффициентам распределения таких практически важных редких и рудных элементов, как бериллий, галлий, ниобий, тантал, цирконий, гафний, олово, вольфрам, молибден, свинец и цинк. В работе достаточно полно с использованием опубликованных и оригинальных данных рассмотрено распределение и поведение некоторых из указанных элементов и в отношении их даны критерии оценки потенциальной рудоносности магматических пород.

ЛИТИЙ

Литий — щелочной элемент с самым малым ионным радиусом (0,68 Å). Щелочные свойства у лития выражены слабее, чем у других щелочей. Это — типично литофильный элемент, образующий в природных условиях около 30 собственных минералов, наиболее ценными из которых являются сподумен, лепидолит, петалит, амблигонит и циннвальдит. С одной стороны, по своим кристаллохимическим свойствам он близок к магнию и в меньшей степени к двухвалентному железу, в связи с чем преимущественно концентрируется в железо-магниево-силикатах. С другой стороны, литий при магматической эволюции имеет отчетливо выраженные геохимические связи с фтором, благодаря чему часто накапливается в кислых магмах с образованием литиевых слюд (граниты литий-фтористого геохимического типа, онгониты, щелочные граниты) и даже собственных минералов лития (сподумен). В целом в мафических породах и слагающих их минералах, несмотря на обилие благоприятных по составу и структуре потенциальных минералов-концентраторов, содержания лития низкие в связи с низкими концентрациями этого элемента в магме. Наиболее интенсивное накопление лития происходит в остаточных расплавах и кристаллизующихся из них минералах и пород (пегматиты, онгониты, литий-фтористые граниты, агапитовые щелочные граниты и нефелиновые сиениты). Коэффициенты распределения лития во многом определяют поведение этого элемента в магматических процессах.

В литературе имеется пока довольно мало данных по K_p^{Li} в различных по составу магматических породах (табл. 11). Для субщелочных базальтов Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975—1976 гг. И.Ф. Кравчук и др. [71] определили K_p^{Li} между вкрапленника лабрадора (№ 57—61) и базальтовым стеклом, который составил 0,42. Величина этого коэффициента соответствует вычисленной ими с помощью различных геотермометров наиболее вероятной температуре начала кристаллизации вкрапленников плагиоклаза в 1140—1200°С при $P_{H_2O} = 0-0,5$ кбар и достаточно близка к теоретически рассчитанному этими авторами K_p^{Li} , равному 0,28.

Больше данных по K_p^{Li} для пород среднего и кислого состава. В двух пробах дацитов Южного Кюсю (Япония) K_2^{Li} составляет 0,66 и 0,27. Для сосуществующих с плагиоклазом вкрапленников гиперстена и роговой обманки величина указанного коэффициента значительно ниже, что должно обуславливать накопление лития в остаточном расплаве при кристаллизации этих минералов [171].

Однако для витроандезита Тырнауза [77] вхождение лития в кристаллические решетки порфириновых выделений гиперстена и биотита не привело к существенному перераспределению элемента между ними и основной мас-

Таблица 10

Сводка использованных литературных источников и данных авторов по коэффициентам распределения редких элементов в магматических породах различного состава (с 1954 по 1981 г.)

Элемент	Состав пород				
	основные		средние		
	авторы	год	авторы	год	
1	2	3	4	5	
Li	Кравчук, Чернышева, Урусов	1980	Ляхович	1972	
			Liotard	1977	
			Lefevre, Dupuy	1977	
			Liotard, Vernieres, Dupuy	1979	
			Таусон, Антипин, Зубков	1981	
			Philpotts, Schnetzler	1970	
Rb	Griffin, Murthy	1969	Ляхович	1972	
		Higuchi, Nagasawa	1969	Liotard, Lefevre, Dupuy	1977
	Philpotts, Schnetzler	1970			
		Goodman	1972	Gill	1978
	Hart, Brooks	1974	Liotard, Vernieres,	1979	
	Когарко, Рамендик и др.	1980	Dupuy	1968	
	Кравчук, Чернышева, Урусов	1980	Berman	1981	
	Коваленко, Антипин	1981	Таусон, Антипин,	1981	
	Рябчиков		Зубков		
	Коваленко, Антипин, Рябчиков	1981	McCarthy, Hasty	1976	
			Vernieres, Joron et. al.	1977	
			Коваленко, Антипин и др.	1978	
Berman			1981		
Таусон, Антипин,	1981				
Зубков					
Коваленко, Антипин,	1981				
Рябчиков					
Cs	Hart, Brooks	1974	Ляхович	1972	
		Кравчук, Чернышева, Урусов	1980	Liotard, Lefevre, Dupuy	1977
			Liotard, Vernieres,	1979	
			Dupuy		

Состав пород				Теоретические и экспериментальные исследования	
кислые		щелочные		авторы	год
авторы	год	авторы	год	авторы	год
6	7	8	9	10	11
Nagasawa, Schnetzler	1971			Коваленко	1977
Vernieres, Joron et.al.	1977				
Коваленко, Антипин и др.	1978				
Таусон, Антипин, Зубков	1981				
		Noble, Haffty, Hedge	1970	Сретенская	1967, 1970
Dupuy	1968			Gast	1968
Higuchi, Nagasawa	1969	De Pieri, Quareni	1978	Beswick	1973
	1969	Larsen	1979	Shimizu	1974
Nagasawa, Schnetzler	1971	Коваленко, Антипин, Рябчиков	1981	Коваленко	1977
				Fung, Shaw	1978
Dudas, Schmitt, Harward	1971			Long	1978
				Mysen	1978
De Albuquerque	1975				
Arth	1976				
McCarthy, Hasty	1976				
Vernieres, Joron et.al.	1977				
Коваленко, Антипин и др.	1978				
Berman	1981				
Таусон, Антипин, Зубков	1981				
Коваленко, Антипин, Рябчиков	1981				
Самаркин, Самаркина	1981				
Dupuy	1968	Larsen	1979	Eugster	1954, 1955
Higuchi, Nagasawa	1969			Lagache, Sabatier	1973
				Shimizu	1974
Dudas, Schmitt, Harward	1971			Mysen	1978
De Albuquerque	1975				
Vernieres, Joron et al.	1977				

Таблица 10 (продолжение)

1	2	3	4	5
Be			Ляхович	1972
			Таусов, Антипин, Зубков	1981
Ga	Goodman	1972		
	Когарко, Рамен- дик и др.	1980	De Albugurgue	1975
Va	Onuma, Higuchi, Wakita, Nagasawa	1968	Philpotts, Schnetzler	1970
	Griffin, Murthy	1969	Ляхович	1972
	Higuchi, Nagasawa	1969	Liotard, Lefevre, Dupuy	1977
	Philpotts, Schnetzler	1970		
	Hart, Brooks	1974	Gill	1978
	Sun, Hanson	1976	Liotard, Verniers, Dupuy	1979
	Когарко, Рамендик и др.	1980		
	Кравчук, Черны- шева, Урусов	1980	Berman	1981
			Таусов, Антипин, Зубков	1981
Sr	Onuma, Higuchi, Wakita, Nagasawa	1968		
	Griffin, Murthy	1969	Ляхович	1972
	Higuchi, Nagasawa	1969	Liotard, Lefevre, Dupuy	1977
	Philpotts, Schnetzler	1970		
	Hart, Brooks	1974	Gill	1978
			Liotard, Verniers, Dupuy	1979
	Когарко, Рамен- дик и др.	1980	Berman	1981

6	7	8	9	10	11
---	---	---	---	----	----

Коваленко, Антипин и др.	1978				
Самаркин, Самаркина	1981				
Коваленко, Антипин, Петров	1977				
Таусон, Антипин, Зубков	1981				
De Albuquerque	1975				
Higuchi, Nagasawa	1969				
Philpotts, Schnetzler	1970	Berlin, Henderson	1969	Gast	1968
		Philpotts, Schnetzler	1970		
		Nagasawa	1973	Shimizu	1974
Nagasawa, Schnetzler	1971	Zielinski	1975	Drake, Weill	1975
Dudas, Schmitt, Harward	1971	De Pieri, Quareni	1978	Janaka, Nishizawa	1975
De Albuquerque	1975	Larsen	1919	Pierozynski, Henderson	1978
				Irving	1978
				Long	1978
Mc Carthy, Hasty	1976				
Arth	1976				
Коваленко, Антипин, Ярошенко	1977				
Verniers, Joron et al.	1977				
Berman	1981				
Таусон, Антипин, Зубков	1981				
Гордиенко, Кривовичев	1981				
Nagasawa, Schnetzler	1971	Berlin, Henderson	1969	Gast	1968
Dudas, Schmitt, Harward	1971	Nagasawa	1973	Korringa, Noble	1971
		Zielinski	1975	Jensen	1973
		Корарко, Петрова, Кригман	1978		
De Albuquerque	1975		Sun, Williams, Sun		1974
Mc Carthy, Hasty	1976	De Pieri, Quareni	1978	Shimizu	1974
Arth	1976	Larsen	1979	Drake, Weill	1975
				Janaka, Nishizawa	1975

Таблица 10 (окончание)

1	2	3	4	5
	Кравчук, Чернышева, Урусов	1980	Таусон, Антипин, Зубков	1981
Pb	Leeman Когарко, Рамендик и др. Кравчук, Чернышева, Урусов	1979 1980 1980	Leeman Таусон, Антипин, Зубков	1979 1981
Zn	Когарко, Рамендик и др. Кравчук, Чернышева, Урусов	1980 1980	Ляхович Таусон, Антипин, Зубков	1972 1981
Sn	Леонова, Легейдо	1975	Ляхович Таусон, Антипин, Зубков	1972 1981
W			Ляхович	1972
F, B, Cl	Антипин, Коваленко, Петров (B)	1982	Ляхович (F) Таусон, Антипин, Зубков (F, B) Антипин, Коваленко, Петров (B)	1972 1981 1982

6	7	8	9	10	11
Коваленко, Антипин, Ярошенко	1977	Кравченко, Беляков	1981	Pierozynski, Henderson Irving Long	1978 1978 1978
Verniers, Joron et al.	1977				
Berman	1981				
Таусон, Антипин, Зубков	1981				
Крылов, Лобач-Жученко	1981				
De Albuquerque Leeman	1975 1979	Larsen	1979	Сретенская Рябчиков	1967 1975
Антипин, Коваленко и др.	1979			- Shimazaki, McLean	1976
Таусон, Антипин, Зубков	1981				
Dudas, Schmitt, Hayward	1971			Рябчиков	1975
Антипин, Коваленко и др.	1979			Shimazaki, Mc Lean	1976
Таусон, Антипин, Зубков	1981				
Рябчиков, Дурасова, Барсуков	1976	Larsen	1979	Миронов, Альмухамедов, Медведев	1981
Коваленко, Антипин и др.	1977				
Ryabchikov, Dugasova et al.	1978				
Антипин, Коваленко и др.	1981				
Таусон, Антипин, Зубков	1981				
Коваленко, Антипин и др.	1977				
Антипин, Коваленко и др.	1981				
Таусон, Антипин, Зубков	1981				
Коваленко, Антипин и др. (F)	1977	Антипин, Коваленко, Петров (B)	1982	Pichavant (B)	1980
Анфилогов, Бушляков и др. (F)	1977			Kilinc, Burnham (Cl)	1972
Таусон, Антипин, Зубков (F, B)	1981			Коваленко (F)	1971
Бушляков (F, Cl)	1981				
Антипин, Коваленко, Петров (B)	1982				

Таблица 11

Содержание лития во вкрапленниках и основной массе порфировых пород и его коэффициенты распределения

Номер пробы	Порода, ОМ, минералы	Содержание лития, г/т	Коэффициент распределения
1	2	3	4
Щелочные базальты Юго-Западного Забайкалья и Монголии			
Баз331	Базальт, Бартой, Забайкалье	9	—
	ОМ	13	
Баз332	Санидин (мегакрист $Ort_{2,7}Ab_{7,3}$)	7	0,5
	Базальт, то же	9	—
	ОМ	12	
70-154	Санидин (мегакрист $Ort_{2,6}Ab_{7,4}$)	7	0,6
	Базанит, Хорог, МНР	—	—
70-156	ОМ	9	
	Санидин (мегакрист $Ort_{3,3}Ab_{6,3}An_4$)	5	0,6
	Базальт, Сумеин, МНР	—	—
90-71	ОМ	11	
	Санидин (мегакрист $Ort_{3,5}Ab_{8,8}An_1$)	10	0,9
	Базальт, Эриэн-Тологой, МНР	—	—
	ОМ	13	
	Санидин (мегакрист $Ort_{7,6}Ab_{2,1}An_3$)	10	0,8
	Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья		
XB-33	Шошонит, Передний Алтан	6	—
	ОМ	6	
	Плагиоклаз (№ 51)	5	0,8
XB-431	Латит, Оленгуй	15	$K_{комб} = 0,41$
	ОМ	18	
	Плагиоклаз (№ 42)	7	0,39
	Авгит	28	1,6
XB-235	Латит, Ужбогое	16	$K_{комб} = 1,43$
	ОМ	13	
	Плагиоклаз (№ 42)	11	0,85
	Диопсид	46	3,50
Ту533	Гиперстен	19	1,50
	Трахиандезит, Тулукуй	—	$K_{комб} = 0,65$
	ОМ	91	
	КПШ ($Ort_{5,9}Ab_{4,1}$)	38	0,42
Ту535	Биотит	181	1,99
	Трахидацит, там же	26	$K_{комб} = 2,39$
	ОМ	20	
	Плагиоклаз	53	2,65
Ту435	Биотит	42	2,1
	Трахидацит, там же	6	$K_{комб} = 3,36$
	ОМ (стекло)	6	
	Плагиоклаз	10	1,67
	Биотит	87	14,5
Ту528	Магнетит	35	5,83
	Трахидацит, там же	13	$K_{комб} = 1,66$
	ОМ (стекло)	6	
	Плагиоклаз	4	0,67
Д-405	Биотит	63	10,5
	Трахидацит, Долгокыча	8	—
	ОМ (стекло)	7	
	Пироксен	32	4,6

Таблица 11 (продолжение)

1	2	3	4	
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья				
Д-510	Биотит	13	1,86	
	Трахидацит, там же	11	$K_{КОМБ} = 1,72$	
	ОМ (стекло)	6		
	Плагиоклаз (№ 40)	3	0,5	
	Пироксен	33	5,5	
Шд457	Амфибол	13	2,2	
	Биотит	35	5,8	
	Андезит, Шадорон	23	$K_{КОМБ} = 1,18$	
	ОМ	19		
	Плагиоклаз (№ 52—54)	11	0,58	
Ар537	Пироксен	34	1,79	
	Дацит, Нерзавод	10	$K_{КОМБ} = 0,73$	
	ОМ (стекло)	11		
	Плагиоклаз (№ 36—38)	5	0,45	
	Биотит	23	2,1	
Кур440	Липарит, Курулга	19	$K_{КОМБ} = 0,67$	
	ОМ (стекло)	18		
	Санидин ($Or_{5,8}Ab_{4,2}$)	13	0,72	
	Кварц	21	1,17	
	Пироксен	25	1,39	
Кур441	Трахилипарит, там же	39	—	
	ОМ	45		
	Санидин ($Or_{5,6}Ab_{4,4}$)	30	0,67	
	Магнетит	45	1,0	
	Ар416	Трахилипарит, Маркосиха	86	—
ОМ		56		
Санидин		73	1,3	
Ту436		Трахилипарит, Тулукуй	54	—
		ОМ	44	
	Санидин ($Or_{4,8}Ab_{3,2}$)	28	0,64	
	Ар414	Липарит, Оботуй	28	—
		ОМ	25	
Биотит		63	2,52	
Ар541		Липарит, Нерзавод	44	—
		ОМ	28	
	Биотит	183	6,54	
	Д-408	Кварцевый порфир, Долгокыча	35	—
		ОМ	30	
Биотит		138	4,6	
Урт420		Кварцевый порфир, Уртуй	17	$K_{КОМБ} = 0,38$
		ОМ	14	
	КПШ ($Or_{7,7}Ab_{2,3}$)	5	0,36	
	Кварц	6	0,43	
	АБ502	Гранит-порфир, Тут-Халтуй	19	$K_{КОМБ} = 0,77$
ОМ		20		
Полевые шпаты		16	0,8	
Кварц		13	0,65	
Ар520		Гранит-порфир, Абагайтуй	23	$K_{КОМБ} = 2,41$
	ОМ	14		
	КПШ ($Or_{6,5}Ab_{3,5}$)	20	1,43	
	Кварц	7	0,50	
	Биотит	1000	71,4	

Таблица 11 (продолжение)

1	2	3	4
Щелочные эффузивы Монголии			
Уг3999	Комендит, Улугей	16	—
	ОМ	17	
	КПШ	22	1,29
ХБ4020	Комендит, Хан-Богдо	30	—
	ОМ	26	
	Кварц	8	0,31
	Геденбергит	9	0,16
	Магнетит	2	0,04
ХБ4115	Пантеллерит, Хан-Богдо	18	—
	ОМ (стекло)	18	
	Кварц	7	0,39
Уг4001	Трахит, Улугей	17	$K_{\text{комб}} = 1,93$
	ОМ	14	
	Плагиоклаз	26	1,86
	Пироксен	11	0,78
	Биотит	40	2,86
Уг4006	Трахилипарит, там же	20	—
	ОМ	12	
	Биотит	90	7,5
Уг4007	Трахилипарит, там же	4	—
	ОМ (стекло)	3	
	Биотит	9	3,0
Уг4011	Трахилипарит, там же	9	—
	ОМ (стекло)	7	
	Биотит	31	4,43
Уг4016	Трахилипарит, там же	16	$K_{\text{комб}} = 2,43$
	ОМ	10	
	КПШ (Орт _{6,7} Аб _{3,3})	14	1,4
	Плагиоклаз	67	6,7
	Биотит	70	7,0
Уг4017	Трахилипарит, там же	44	$K_{\text{комб}} = 1,87$
	ОМ	39	
	Плагиоклаз	73	2,52
	Биотит	124	3,18
Уг4018	Трахилипарит, там же	6	$K_{\text{комб}} = 3,92$
	ОМ	4	
	Плагиоклаз	7	1,75
	Биотит	33	8,25
Муш4044	Трахит, Мушугай-Худук	29	—
	ОМ	21	
	Пироксен	38	1,8
	Биотит	246	11,7
ДД4132	Трахит, Дурбент-Дориту	23	$K_{\text{комб}} = 1,18$
	ОМ	24	
	Плагиоклаз	15	0,63
	Амфибол	19	0,79
	Биотит	63	2,63
Муш1870	Трахит, Мушугай-Худук	—	—
	ОМ	26	
	Санидин (Орт _{3,3} Аб _{6,0} Ан ₇)	4	0,15
	Биотит	699	174,8
Муш1871	Трахит, там же	—	—
	ОМ	13	

Таблица 11 (продолжение)

1	2	3	4
Щелочные эффузивы Монголии			
	Санидин	Сл.	—
	Биотит	66	5,1
Муш1873	Трахит, там же	—	—
	ОМ	12	—
	Санидин	4	0,33
Муш1874	Трахит, там же	—	—
	ОМ	11	—
	Санидин	4	0,36
	Биотит	366	33,3
Муш1908	Трахидацил, там же	—	—
	ОМ (стекло)	35	—
	Санидин ($Or_{4,2}Ab_{5,6}An_2$)	3	0,08
Муш1909	Трахидацил, там же	—	—
	ОМ	138	—
	Санидин ($Or_{4,4}Ab_{5,4}An_2$)	9	0,06
	Биотит	166	1,2
Муш1911	Трахит, там же	—	—
	ОМ	8	—
	Биотит	115	14,4
Муш1914	Трахит, там же	—	—
	ОМ	28	—
	Санидин ($Or_{4,2}Ab_{5,6}An_2$)	4	0,14
Муш1916	Трахилипарит, там же	—	—
	ОМ	35	—
	Санидин ($Or_{3,3}Ab_{5,7}An_{1,0}$)	4	0,11
	Биотит	339	9,7
Муш1917	Трахит, то же	—	—
	ОМ	23	—
	Санидин ($Or_{4,3}Ab_{5,4}An_3$)	4	0,17
	Биотит	150	6,5
Пан 77	Пантеллерит, Приморье	55	—
	ОМ (стекло)	56	—
	Санидин ($Or_{3,8}Ab_{5,6}$)	4	0,07
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья			
ОХ853	Онгонит, МНР	1550	$K_{КОМБ} = 0,16$
	ОМ	2575	—
	Альбит (№ 4—5)	460	0,18
	КПШ ($Or_{x,2}Ab_{1,x}$)	105	0,041
	Слюда	1950	0,76
ОХ855	Онгонит, там же	2210	$K_{КОМБ} = 0,38$
	ОМ	2395	—
	Альбит	1065	0,44
	Слюда	8530	3,56
ОХ857	Онгонит, там же	1672	$K_{КОМБ} = 0,22$
	ОМ	2485	—
	Альбит (№ 6)	435	0,18
	КПШ ($Or_{7,x}Ab_{2,2}$)	240	0,10
	Слюда	10910	4,39
ОХ859	Онгонит, там же	1880	$K_{КОМБ} = 0,27$
	ОМ	1675	—
	Альбит	565	0,34
	КПШ ($Or_{x,1}Ab_{1,9}$)	170	0,10
	Слюда	8500	5,07

Таблица 11 (продолжение)

1	2	3	4
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья			
ОХ655/7	Онгонит, там же	2060	$K_{\text{КОМБ}} = 0,18$
	ОМ	2670	
	Альбит (№ 6-7) КПШ (Орт _х , Аб _{1с})	640	
ОХ655/9	Онгонит, там же	1760	$K_{\text{КОМБ}} = 0,14$
	ОМ	2275	
	Альбит КПШ (Орт _х , Аб _{1с})	518	
ОХ655/29	Онгонит, там же	170	$K_{\text{КОМБ}} = 0,27$
	ОМ	740	
	Альбит КПШ (Орт _х , Аб _{1х})	965	
ОХ655/48	Онгонит, там же	345	$K_{\text{КОМБ}} = 0,15$
	ОМ	50	
	Альбит КПШ (Орт _х , Аб _{1х})	1807	
ОХ655/54	Онгонит, там же	2900	$K_{\text{КОМБ}} = 0,24$
	ОМ	650	
	Альбит КПШ (Орт _х , Аб _{1х})	180	
ОХ655/56	Онгонит, там же	1750	$K_{\text{КОМБ}} = 0,19$
	ОМ	3000	
	Альбит КПШ (Орт _х , Аб _{1х})	970	
ОХ655/88	Онгонит, там же	135	$K_{\text{КОМБ}} = 0,15$
	ОМ	1685	
	Альбит КПШ (Орт _х , Аб _{1х})	2340	
ОХ655/95	Онгонит, там же	590	$K_{\text{КОМБ}} = 0,18$
	ОМ	135	
	Альбит КПШ (Орт _х , Аб _{1х})	900	
ОХ655/96	Онгонит, там же	1560	$K_{\text{КОМБ}} = 0,12$
	ОМ	310	
	Альбит КПШ (Орт _х , Аб _{1х})	55	
БН1700	Онгонит, МНР	2000	$K_{\text{КОМБ}} = 0,28$
	ОМ	2350	
	Альбит (№ 10-16) КПШ (Орт _х , Аб _{1х})	600	
БН1702	Онгонит, там же	270	$K_{\text{КОМБ}} = 0,21$
	ОМ	1786	
	Альбит КПШ (Орт _х , Аб _{1х})	2420	
АБ1700	Онгонит, Забайкалье	740	$K_{\text{КОМБ}} = 0,33$
	ОМ	150	
	Альбит (№ 10-12) Санидин (Орт _х , Аб _{1х})	556	
АБ428	Онгонит, там же	815	$K_{\text{КОМБ}} = 0,71$
	ОМ	235	
	Альбит (№ 10-12) Слюда	170	
	Онгонит, там же	12100	$K_{\text{КОМБ}} = 0,16$
	ОМ	464	
	Альбит (№ 8-12) Слюда	565	
	Онгонит, там же	110	$K_{\text{КОМБ}} = 0,14$
	ОМ	235	
	Альбит (№ 8-12) Слюда	110	
	Онгонит, там же	318	$K_{\text{КОМБ}} = 0,16$
	ОМ	565	
	Альбит (№ 10-12) Слюда	90	
	Онгонит, там же	80	$K_{\text{КОМБ}} = 0,14$
	ОМ	8550	
	Альбит (№ 12-14) Слюда	354	
	Онгонит, там же	312	$K_{\text{КОМБ}} = 0,16$
	ОМ	51	
	Альбит (№ 12-14)	51	

Таблица 11 (продолжение)

1	2	3	4
	Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья		
	Санидин ($Ort_{6,2}Ab_{3,8}$)	52	0,17
	Слюда	10500	33,65
АБ500	Онгонит, там же	2060	$K_{комб} = 1,13$
	ОМ	1740	
	Альбит (№ 6—8)	165	0,09
	Санидин ($Ort_{4,8}Ab_{5,2}$)	148	0,08
	Кварц	38	0,02
	Слюда	14100	8,10
С-39	Липарит, там же	25	$K_{комб} = 0,86$
	ОМ (стекло)	25	
	Кварц	14	0,56
	Слюда	245	9,80
Муш4104	Онгонит, Тэг-Ула, МНР	348	—
	ОМ (стекло)	382	
	КПШ ($Ort_{4,2}Ab_{5,8}$)	40	0,10
Муш4129	Онгонит, там же	89	
	ОМ (стекло)	52	
	КПШ ($Ort_{4,3}Ab_{5,7}$)	18	0,35
ДД4133	Онгонит, Дурбент-Дориту, МНР	29	$K_{комб} = 0,90$
	ОМ (стекло)	24	
	КПШ ($Ort_{5,4}Ab_{4,6}$)	14	0,58
	Кварц	30	1,25
	Биотит	209	8,70
—	Базальт, Камчатка, Толбачик, Южный прорыв [71]	16	—
	ОМ	16,9	
	Плагиоклаз (№ 57—61)	7,1	0,42
1	Дацит, Япония [171]		
	ОМ	22,6	
	Плагиоклаз	14,9	0,66
	Гиперстен	4,77	0,21
	Роговая обманка	5,02	0,22
2	Дацит, Япония [171]		
	ОМ	40,6	
	Плагиоклаз	10,9	0,27
	Гиперстен	6,4	0,16
	Роговая обманка	7,2	0,18
Известково-щелочная серия в зонах Арекипа и Барросо Южного Перу [162]			
45	Андезит		
	ОМ	4	
	Плагиоклаз (№ 47,5)	10	2,5
27	Андезит		
	ОМ	18	
	Плагиоклаз (№ 52,5)	8	0,44
28	Андезит		
	ОМ	18	
	Плагиоклаз (№ 58,9)	13	0,72
297	Дацит		
	ОМ	9	
	Плагиоклаз (№ 40,9)	16	1,78
254	Дацит		
	ОМ	15	
	Плагиоклаз (№ 46,6)	19	1,27

Таблица 11 (продолжение)

1	2	3	4
Известково-щелочная серия в зонах Арекипа и Барросо Южного Перу [162]			
315	Дацит		
	ОМ	25	
	Плагиоклаз (№ 33,9)	14	0,56
167	Дацит		
	ОМ	26	
	Плагиоклаз (№ 40,0)	7	0,27
312	Дацит		
	ОМ	25	
	Плагиоклаз (№ 37,1)	6	0,24
241	Дацит		
	ОМ	35	
	Плагиоклаз (№ 35,9)	12	0,34
255	Риолит		
	ОМ	14	
	Плагиоклаз (№ 44,4)	39	2,79
250	Риолит		
	ОМ	12	
	Плагиоклаз (№ 31,9)	49	4,08
Игнимбриты (риолиты—риодациты) Северо-Западной Сардинии, Италия [194]			
2283	Порода	17	
	Стекло	9	
	Плагиоклаз	7	0,8
2245	Порода	9	
	Стекло	7	
	Плагиоклаз	11	1,6
2174	Порода	6	
	Стекло	3	
	Плагиоклаз	9	3,0
2199	Порода	10	
	Стекло	5	
	Плагиоклаз	8	1,6
2169	Порода	7	
	Стекло	5	
	Плагиоклаз	9	1,8
86	Порода	9	
	Стекло	5	
	Плагиоклаз	18	3,6
1789	Порода	7	
	Стекло	2	
	Плагиоклаз	5	2,5
2226	Порода	10	
	Стекло	5	
	Плагиоклаз	7	1,4
1745	Порода	10	
	Стекло	6	
	Плагиоклаз	10	1,7
542	Порода	15	
	Стекло	5	
	Плагиоклаз	13	2,6
1738	Порода	9	
	Стекло	4	
	Плагиоклаз	11	2,7

Таблица 11 (окончание)

1	2	3	4
Игнимбриты (риолиты—риодациты) Северо-Западной Сардинии, Италия [194]			
1744	Порода	12	
	Стекло	7	
	Плагиоклаз	11	1,6
1737	Порода		
	Стекло	5	
	Плагиоклаз	8	1,6
1742	Порода		
	Стекло	5	
	Плагиоклаз	10	2,0

сой ($K_3^{Li} = 1,0$; $K_8^{Li} = 0,8$). В то же время кристаллизация вкрапленников плагиоклаза ($K_2^{Li} = 0,5$) и кварца ($K_5^{Li} = 0,2$) явилась фактором накопления лития в стекле (остаточном расплаве) витроандезита.

Для миоценовых игнимбритов риолит-риодацитового состава Северо-Западной Сардинии (Италия) установлены более широкие вариации K_p^{Li} между плагиоклазом и стеклом (0,8—3,6). При этом в 15 из 16 образцов $K_2^{Li} > 1$. Породы указанной игнимбритовой серии наряду с плагиоклазом (№ 40—50) содержат вкрапленники орто- и клинопироксена, роговой обманки, биотита и калиевого полевого шпата и сформировались из магмы, являющейся результатом плавления субстрата сиаля [194]. Исследовалось также распределение лития между плагиоклазом и стеклом для двух групп пород состава андезит—дацит—риолит известково-щелочной серии в зонах Арекипа и Барросо Южного Перу [162]. В породах одной группы, содержащих вкрапленники плагиоклаза, орто- и клинопироксена, $K_2^{Li} > 1$ (1,27—2,79), в то время, как для тех же пород другой группы, но содержащих наряду с плагиоклазом порфиновые выделения роговой обманки и биотита, $K_2^{Li} < 1$ (0,24—0,72). Однако для роговообманкового риолита в этой группе коэффициент распределения лития в плагиоклазе наиболее высокий (4,08).

Достаточно широкие колебания K_2^{Li} (1,39—1,67) установлены для эффузивных и субвулканических пород латитовой серии Забайкалья, но величина указанного коэффициента всегда ниже, чем для вкрапленников пироксена, амфибола, биотита и магнетита. В породах латитовой серии, содержащих вкрапленники перечисленных темноцветных минералов, $K_{комб}^{Li}$ обычно больше единицы [105].

Довольно большое количество данных по коэффициентам распределения лития получено в последнее время для онгонитов [52, 105]. K_1^{Li} и $K_2^{Li} < 1$ и довольно выдержаны для всех изученных онгонитов, что и определяет близкое к прямолинейному распределение элемента между вкрапленниками и ОМ. Коэффициент распределения лития между слюдой и ОМ, значительно превышающий единицу, падает при переходе от менее фтористых к более фтористым онгонитам. Однако доля слюды весьма мала в балансе лития, в связи с чем $K_{комб}^{Li}$ в онгонитах МНР меньше единицы и сравнительно постоянен ($K_{ср} = 0,20 \pm 0,03$). Это значение достаточно близко к $K_{комб}^{Li}$, оцененным И.Д. Рябчиковым [92], как для модели фракционной (0,05—0,3), так и равновесной кристаллизации (0,02—0,3). В онгонитах Забайкалья $K_{комб}^{Li}$ превышает их среднее значение в онгонитах

тах Монголии, что связано с разным уровнем концентраций элемента в слюдах и вариациях количества последних в породах [105].

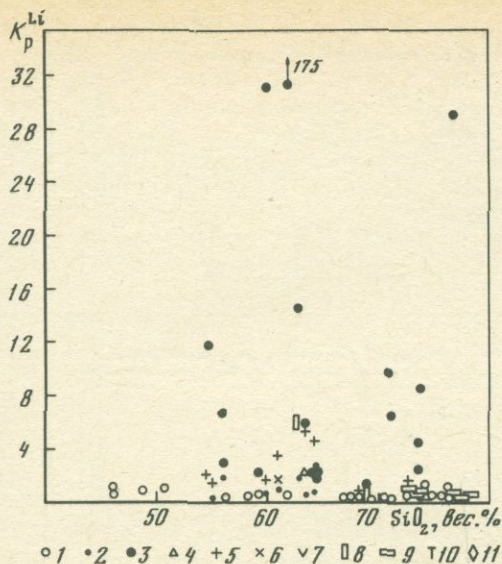
Для того чтобы оценить вероятное влияние флюида на распределение лития, экспериментально были определены коэффициенты распределения элемента в системе онгонит— H_2O — HF между расплавами онгонитов и флюидами (вода или 1% раствор плавиковой кислоты) и кристаллизующимися расплавами и флюидами [45]. Проведенными экспериментами показано, что коэффициенты распределения лития между расплавами онгонитов и сосуществующими с ними флюидами значительно превышают единицу и колеблются от 5 до 460. С увеличением содержания фтора в системе при температуре 800°C и давлении 1000 атм K_p^{Li} между расплавами и флюидами падают. Уменьшаются они также при понижении температуры от 800 до 600°C .

В табл. 11 приведены имеющиеся в литературе данные по коэффициентам распределения лития между вкрапленниками различных минералов и основной массой вулканических пород, а также многочисленные оригинальные данные авторов, касающиеся щелочных базальтов, различных по составу пород известково-щелочной и латитовой серий, трахитов, комендитов, пантеллеритов и онгонитов. Интервал содержаний SiO_2 в изученных магматических породах составляет 46,1—77,5%. В отличие от большинства опубликованных данных по K_p^{Li} , характеризующих последние чаще всего для одного минерала (обычно плагиоклаза), собственные результаты авторов во многих случаях определяют указанные коэффициенты для всех минералов-вкрапленников в породе с оценкой мономинерального баланса элемента, что позволило рассчитать и комбинированные коэффициенты распределения лития.

В настоящее время имеются оценки K_p^{Li} для калиевого полевого шпата (во всем интервале содержаний калия), плагиоклаза (от альбита до лабрадора), слюд (изоморфных серий аннит—флогопит, сидерофиллит—лепидолит, циннвальдит—литиевый фенгит—мусковит), моноклинных пироксенов (серии диопсид—геденбергита, авгита), ромбических пироксенов (гиперстена), роговой обманки, магнетита, кварца (рис. 4, см. табл. 11).

Несмотря на широкие вариации K_p^{Li} для каждого минерала все же можно констатировать, что, во-первых, отсутствует зависимость рассматриваемых коэффициентов от кремнекислотности вулканических пород и, во-вторых, наиболее высокие коэффициенты распределения оказываются для слюд, а наиболее низкие — для калиевого полевого шпата и кварца. Промежуточное положение занимают значения K_p^{Li} для моноклинных и ромбических пироксенов, амфиболов, магнетита и плагиоклаза. Наиболее широкий интервал вариаций коэффициента отмечается для слюд. Для них же, а также большинства пироксенов, амфиболов, магнетита, некоторых КППШ, плагиоклазов и кварцев коэффициент распределения лития больше единицы. Для абсолютного же большинства лейкократовых минералов магматических пород он меньше единицы. Отсюда следует вывод, что даже в породах близкой кремнекислотности структура слюды более благоприятна для концентрирования лития по сравнению не только с полевыми шпатами и кварцем, но даже и с пироксенами, которые не менее слюд богаты фемическими компонентами.

Рассмотрим вариации K_p^{Li} для различных минералов более подробно. Для полевых шпатов намечается прямая корреляция между содержаниями лития в минерале и в основной массе пород (рис. 5), что в целом согласуется с более узким интервалом вариаций коэффициентов распределения в этих минералах. Из рис. 5 следует также более высокое значение K_2 по сравнению с K_1 для всего интервала содержаний лития в основной массе

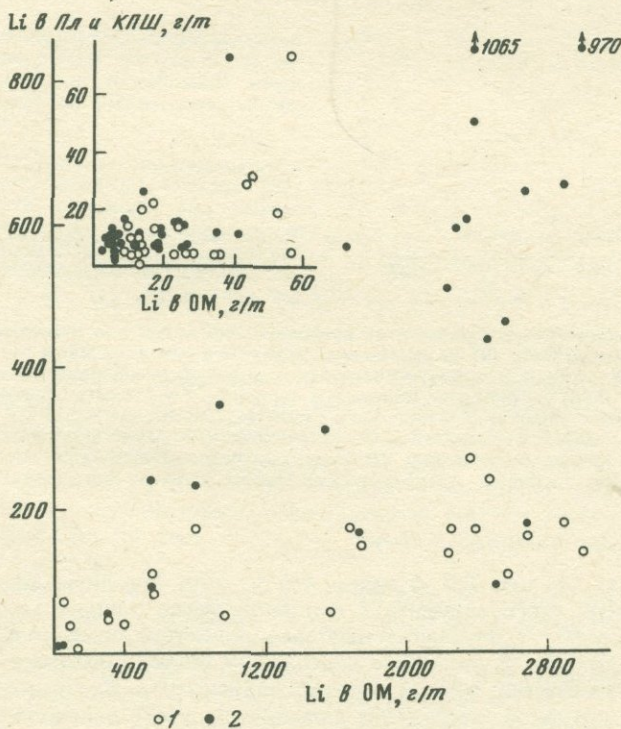


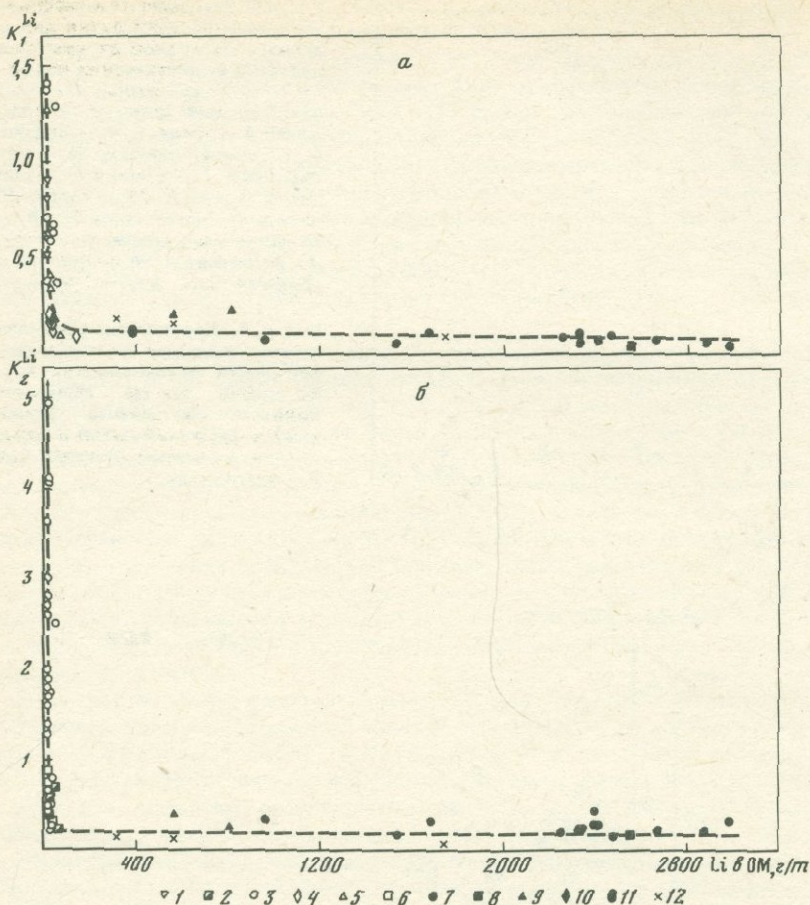
Р и с. 4. Зависимость коэффициентов распределения лития для различных минералов от кремнекислотности магматических пород

1-11 — минералы: 1 — калиевый полевой шпат, 2 — плагиоклаз, 3 — биотит, 4 — амфибол, 5 — клинопироксен, 6 — ортопироксен, 7 — оливин, 8 — магнетит, 9 — кварц, 10 — топаз, 11 — нефелин; обозначения 7, 10 и 11 на данной диаграмме отсутствуют, но встречаются на подобных диаграммах для других элементов

Р и с. 5. Корреляция содержаний лития в полевых шпатах и основной массе магматических пород. Во врезке эта же зависимость показана для низких (кларковых) содержаний лития в породах

1 — калиевый полевой шпат; 2 — плагиоклаз

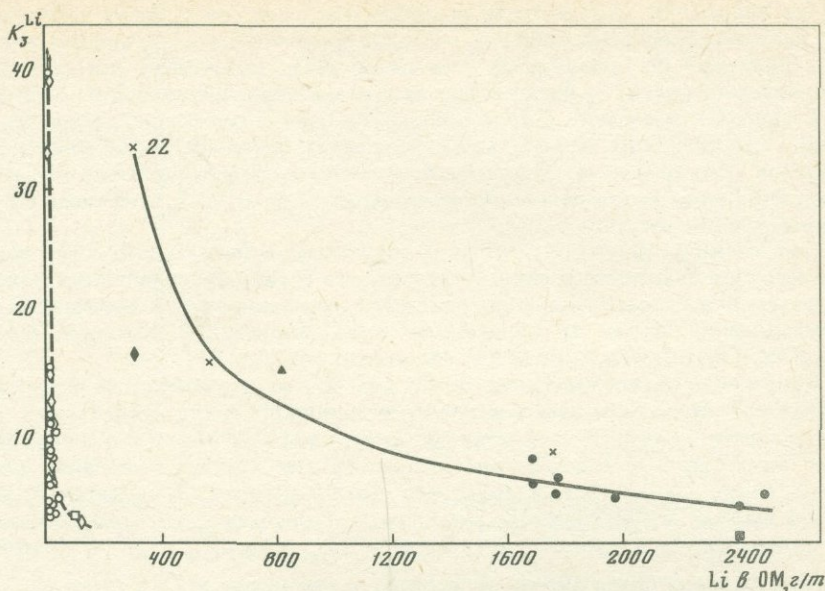




Р и с. 6. Зависимость коэффициентов распределения лития для калиевого полевого шпата (а) и плагиоклаза (б) от содержания элемента в основной массе породы

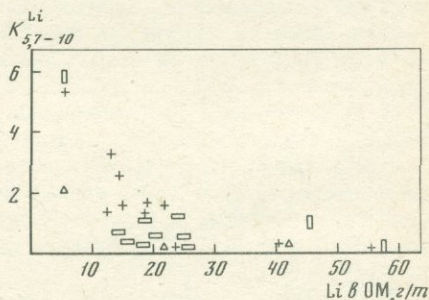
1-6 — эффузивные и субвулканические породы: 1 — щелочные базальты; 2 — андезиты, 3 — дациты, риолиты, кварцевые порфиры, 4 — трахиты, трахидациты, 5 — комендиты, пантеллериты, 6 — шошониты, латиты, трахиандезиты; 7-11 — онгониты Монголии: 7 — дайка Амазонитовая, Онгон-Хайрхан, 8 — дайка Штокверковая, Онгон-Хайрхан, 9 — дайки, Бага-Газрын, 10 — Балджигольский массив, 11 — эффузивные онгониты; 12 — онгониты, Арь-Булакский массив и район Шерловой Горы, Забайкалье

(до 2800 г/т). На рис. 6, а, б видно, что K_1 и K_2 для лития резко зависят от содержания этого элемента в основной массе породы; при содержаниях меньших 40 г/т, отмечается наибольший разброс значений K_p^{Li} (в среднем от 0,2 до 1,4). В интервале содержаний лития в основной массе 40 ÷ ÷ 120 г/т отмечается резкий перегиб зависимости K_1 от концентрации элемента в основной массе. При дальнейшем росте последней вплоть до 3000 г/т величина K_1 сохраняется постоянной на уровне ~ 0,1. Аналогичная зависимость для плагиоклаза отличается значительно большими колебаниями K_2 (0,3-6,7) в области содержаний лития, меньших 30 г/т, перегибом кривой зависимости при 30-60 г/т лития в основной массе и при зна-



Р и с. 7. Зависимость коэффициентов распределения лития для слюды от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 6

Р и с. 8. Зависимость коэффициентов распределения лития для кварца (5), амфибола (7), пироксена (8), оливины (9) и магнетита (10) от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 4



чений K_2 в области содержания лития > 60 г/т (вплоть до 3000 г/т). На этом же рисунке (см. рис. 6, б) видно, что K_2 практически не зависит от состава плагиоклаза по крайней мере в интервале № 32–59.

Такого же рода зависимости намечаются для слюд (рис. 7). Одна зависимость — для слюд из онгонитов, которая проявляется в области содержания лития в основной массе, превышающих 300 г/т, и характеризуется понижением K_p^{Li} от 34 (при ~ 320 г/т лития в основной массе) и до ~ 4 (при 2400 г/т лития).

Другая зависимость проявлена для слюд всех остальных магматических пород. По имеющимся в нашем распоряжении материалам она имеет область резких колебаний K_3 (4–175) при содержаниях лития в основной массе менее 40 г/т и область перегиба ($K_3 = 1-4$) в интервале 40–120 г/т. Области постоянства K_3 на этой кривой не достигается.

Сам факт наличия двойственного характера зависимости коэффициента распределения Li в слюде от концентрации его в основной массе показывает наличие дополнительных факторов, влияющих на K_3 . В первую очередь таким фактором может быть состав слюд, зависящий от температуры, фугитивности кислорода и других физико-химических параметров. Однако

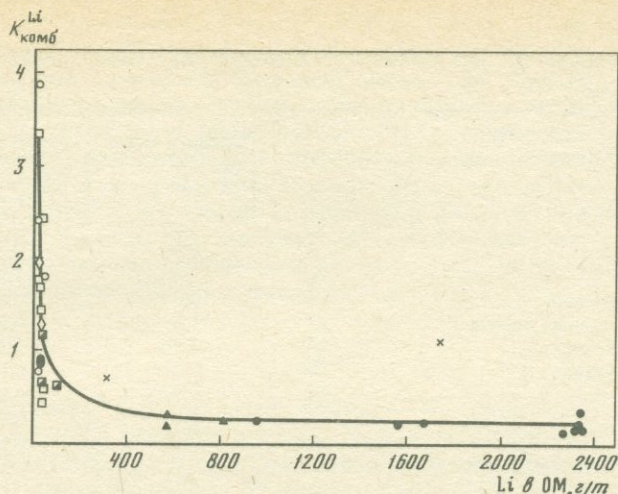
K_3 не зависит от железистости и магнезиальности слюд. Более вероятно, что наличие двойственного характера зависимости K_3 от C_{OM}^{Li} связано с резким отличием по содержанию глинозема двух групп слюд (см. рис. 7): онгонитовые слюды — высокоглиноземистые серии циннвальдит — литиевый фенгит — мусковит [73], а другие — малоглиноземистые слюды серии аннит — флогопит с небольшой примесью сидерофиллит-истонитовых минералов. Возможно, при наличии всех переходов между этими сериями слюд мы будем иметь целый ряд зависимостей K_3 от C_{OM}^{Li} для слюд с различной глиноземистостью.

Для литий-фтористых гранитов и онгонитов наблюдается прямая зависимость глиноземистости слюд от активности F [45]. В связи с этим можно полагать, что с повышением активности фтора зависимость коэффициента распределения лития от содержания этого элемента в основной массе будет приближаться к кривой для онгонитов (см. рис. 7).

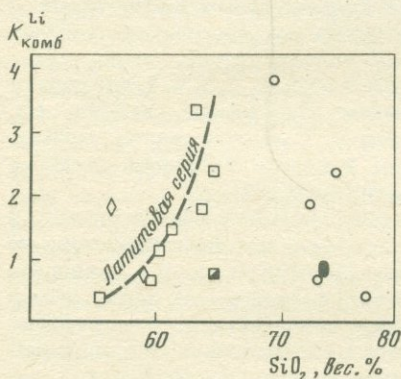
Коэффициент распределения лития для других минералов также падает с ростом содержания этого элемента в основной массе пород (рис. 8). К сожалению, для такого вывода достаточно данных только для моноклинных пироксенов, в то время как оценок K_p^{Li} для других минералов пока очень мало. Однако характерно, что коэффициенты распределения для моноклинных и ромбических пироксенов, амфиболов, магнетита и кварца укладываются в единую зависимость от C_{OM}^{Li} . При $C_{OM}^{Li} < 25$ г/т коэффициенты распределения резко возрастают с понижением C_{OM}^{Li} . При $C_{OM}^{Li} > 25$ г/т коэффициенты распределения лития сохраняются приблизительно постоянными на уровне 0,4–0,5. Поэтому для минералов, представленных на рис. 8, влияние их структуры на K_p^{Li} оказывается второстепенным по сравнению с содержанием лития в основной массе.

В соответствии с одной типной зависимостью K_p^{Li} в различных минералах от C_{OM}^{Li} аналогичной оказывается также зависимость от этого параметра и комбинированного коэффициента распределения лития (рис. 9). Исходя из анализа рис. 9, а также данных табл. 11, можно полагать, что для большинства онгонитов $K_{комб}^{Li} < 1$, что является показателем тренда накопления этого элемента в остаточных расплавах онгонитов и литий-фтористых гранитов.

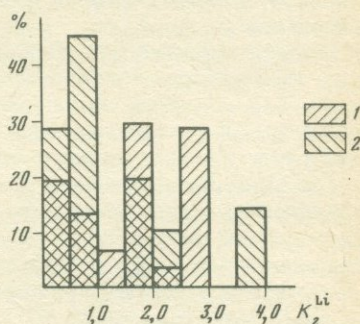
В области кларковых содержаний лития в основной массе отмечаются максимальные вариации его комбинированных коэффициентов распределения. В этой композиционной области имеются составы с $K_{комб}^{Li} < 1$ и $K_{комб}^{Li} > 1$, указывающие на возможность накопления лития в остаточном расплаве и разубоживания последнего литием. На рис. 10 видно, что большинство пород среднего и кислого состава с $C_{OM}^{Li} < 50$ г/т имеют $K_{комб}^{Li} > 1$ и не способны накапливать литий в остаточном расплаве. Более того, для пород латитовой серии Забайкалья намечается рост $K_{комб}^{Li}$ по мере увеличения их кремнекислотности от 55 до 65%. Это означает, что в таких сериях накопление лития при фракционировании наиболее основных магм будет сдерживаться за счет роста в остаточных более кремнекислых магмах величины $K_{комб}^{Li}$. Следовательно, можно полагать, что средние магмы умеренной и низкой щелочности (трахиты, латиты, андезиты, дациты) в большинстве своем не способны интенсивно накапливать литий в остаточных магмах. Этот вывод подтверждается отсутствием накопления и даже некоторым уменьшением содержаний лития в кислых дифференциатах (риолиты, граниты, граносиениты) по отношению к ранним латитам и монцонитам Приаргунья и Центрального Забайкалья [104]. Более низкие содержания лития установлены также в поздних дацитах, трахидацитах, гранит-порфирах и кварцевых порфирах по сравнению с андези-



Р и с. 9. Зависимость комбинированного коэффициента распределения лития от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 6



Р и с. 10. Зависимость комбинированного коэффициента распределения лития от кремнекислотности магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 6



Р и с. 11. Доля магматических пород основного, среднего и кислого состава с различными коэффициентами распределения лития для плагиоклаза
1 — дациты и риолиты; 2 — базальты и андезиты

тами и трахиандезитами Шадоронского прогиба и Долгокычинской кольцевой структуры Восточного Забайкалья [11].

Однако имеется небольшая часть составов магматических расплавов (31%, рис. 11) с $C_{ОМ}^{Li} \leq 50$ г/т и с $K_{комб}^{Li} < 1$ (см. рис. 9). Следовательно, существует какая-то вероятность, что средние и кислые магмы при фракционировании могут накапливать литий в остаточных магмах. Судя по рис. 9, появление таких магм в дальнейшем должно приводить к весьма интенсивному накоплению лития в остаточной магме, поскольку $K_{комб}^{Li} < 1$ способствует накоплению в расплаве лития, что приводит к понижению $K_{комб}$ и еще большему накоплению лития в остаточном расплаве и т.п. Здесь вступает в силу механизм концентрации лития, который мы назвали

Таблица 12

Средние значения K_p^{Li} для различных минералов эффузивных и субвулканических пород

Минерал	Число проб	Среднее значение K_p^{Li}	Интервал значений K_p^{Li}
Пироксен	12	1,92	0,16—5,5
Амфибол	4	0,85	0,18—2,2
Биотит	26	7,0	1,2—33,3
Мусковит литиевый	8	10,74	0,76—33,6
Плагиоклаз (разные породы)	42	1,6	0,24—6,7
Альбит (онгониты)	14	0,28	0,18—0,42
КПШ (разные породы)	26	0,54	0,06—1,43
КПШ (онгониты)	14	0,09	0,04—0,21
Кварц	7	0,67	0,31—1,25
Магнетит	3	2,3	0,04—5,83

“прогрессивным саморегулирующим концентрированием” [52]. Предполагается, что этот процесс ответствен за формирование онгонитовых и литий-фтористых магм в качестве остаточных из обычных гранитных расплавов.

Весьма вероятно, что в комендитовых расплавах $K_{комб}^{Li} < 1$, поскольку для комендитов с максимальным значением K_1^{Li} (проба Уг3999, см. табл. 11) с учетом вкрапленников кварца $K_{комб}^{Li}$ оказывается меньше единицы. Это объясняет факт накопления элемента в поздних пегматитах и экеритах многих щелочногранитных массивов [45].

По имеющимся данным (см. табл. 11, рис. 11) 73% составов базальтов и андезитов характеризуются $K_2^{Li} < 1$, в связи с чем фракционирование плагиоклаза из основных и средних магм должно было бы приводить к накоплению лития в остаточных расплавах. К сожалению, такой вывод недостаточно обоснован, поскольку имеется всего 11 проб базальтоидов и андезитов с известным K_2^{Li} . Он находится в соответствии с накоплением лития в ряду дифференциации от габбро через диориты и тоналиты к гранодиоритам и гранитам Южно-Калифорнийского батолита [176] и рассчитан как средний для данной серии пород с учетом многих провинций земного шара [103]. Немногочисленные в настоящее время данные по распределению лития в вулканиках фиксируют достаточное постоянство его содержания в базальтах, андезитах и дацитах известково-щелочных серий островных дуг [101].

Фракционирование мегакристов щелочных полевых шпатов должно приводить к некоторому повышению содержания лития в щелочно-базальтовом расплаве. Они встречаются в базальтах в виде редких одиночных кристаллов и вряд ли оказывают существенное влияние на перераспределение элемента при эволюции магмы.

Таким образом, коэффициенты распределения лития для различных минералов из эффузивных и субвулканических пород в среднем испытывают значительные колебания (табл. 12). Наиболее низкими (< 1) они являются для щелочных полевых шпатов и кварца. Плагиоклазы имеют практически всегда более высокие значения K_p^{Li} по сравнению с ассоциирующими КПШ. Это находится в соответствии с известным фактом более предпочтительного вхождения лития в структуру плагиоклаза, чем щелочного шпата

в гранитоидах [77, 103]. Более высокие значения $K_p^{Li} (> 1)$ имеют темнокрасные минералы, а среди последних — слюды. При этом $K_{Би}^{Li}$ приблизительно в 10 раз выше, чем $K_{Амф}^{Li}$. Ранее на примере интрузивной серии гранитоидных пород было показано [3], что в роговых обманках литий концентрируется приблизительно в 8–10 раз меньше, чем в биотитах. Это соответствие в распределении элемента во вкрапленниках вулканитов и минералах интрузивных пород подчеркивает большое влияние кристаллохимического фактора на величины K_p^{Li} . Возможно, со структурной позицией лития связано также соотношение $K_{Пир}^{Li} > K_{Амф}^{Li}$. Однако этот вопрос требует дополнительных исследований.

РУБИДИЙ

Закономерности распределения рубидия в магматических породах в значительной мере определяются его тесным геохимическим родством с калием, вследствие чего он преимущественно рассеивается в калиевых минералах. Оно обусловлено близостью химических и кристаллохимических свойств обоих элементов (строение электронных оболочек, тип связи, валентность, ионный радиус и др.) и определяет сходное поведение рубидия и калия в магматическом процессе. Рубидий, как и литий, типичный литофильный элемент, однако в отличие от последнего не образует собственных минералов и наиболее высоких концентраций достигает в лепидолите, циннвальдите, биотите, мусковите, амазоните, петалите и других минералах из редкометальных литий-фтористых гранитов, онгонитов и пегматитов. Вследствие некоторых различий в размерах ионных радиусов Rb^+ и K^+ , рубидий в основном накапливается в слюдах, имеющих большую координацию калия по сравнению с ассоциирующими калиевыми полевыми шпатами. В незначительных количествах рубидий присутствует также в других минералах, не содержащих в своих кристаллических структурах калий. Следовательно, коэффициенты распределения рубидия для различных минералов должны существенно варьировать, во многом определяя его поведение при формировании разнообразных типов магматических пород.

В настоящее время в литературе накопилось значительное количество данных по K_p^{Rb} в магматических породах различного состава. Имеются экспериментальные определения коэффициента между щелочным полевым шпатом и расплавом, слюдой и расплавом, щелочным полевым шпатом и слюдой, расплавом и флюидом, проведены теоретические оценки величин K_p^{Rb} в магматических системах, а также рассмотрено влияние различных кристаллохимических и термодинамических свойств природных систем на значения коэффициента распределения.

В одной из наиболее ранних работ В. Гриффин и В. Марти [142], используя эмпирически определенные коэффициенты для отдельных минералов ($K_p^{Rb} = 0,27$ для базальта), а также данные по уровню содержания рубидия (в г/т) в минералах верхней мантии (роговая обманка — 9,5; клинопироксен — 0,19; ортопироксен — 0,18; оливин — 0,09; плагиоклаз — 0,17) и гранатовом перидотите глубокой мантии (клинопироксен — 1,0; ортопироксен — 0,30; оливин — 0,025; гранат — 3,0; флогопит — 250), получены характеристики редких элементов в магме, производной парциального плавления мантии. В. Гриффин и В. Марти [142] сравнили эти характеристики с данными по океаническим толеитам и щелочным базальтам и показали, что для генерации указанных пород необходимо наличие в верхней мантии 2–5% роговой обманки и менее 0,5% флогопита. При этом при

5–10% парциальном плавлении мантии образуются щелочные базальты, а при 20–30% – океанические толеиты.

В ряде последующих работ было рассмотрено распределение рубидия между вкрапленниками и основной массой щелочных и субщелочных базальтоидов. Показано, что плагиоклазы из щелочных базальтов, анкармитов и гавайитов [71, 141, 144, 146, 178] имеют весьма низкое значение коэффициента распределения для рубидия и обычно более высокое для калия (табл. 13). При этом величина K_2^{Rb} для этих пород варьирует от 0,016 до 0,14, а $D_2^{K/Rb}$ – 1,0 до 18,8. Среди темноцветных минералов базальтоидов наиболее низкая величина K_p^{Kb} свойственна оливину (0,00018–0,12) при значениях $D_9^{K/Rb}$, приближающихся к единице (0,50–0,99). Для пироксенов из этих пород установлены более широкие вариации K_8^{Rb} (0,0005–0,57) и $D_2^{K/Rb}$ (0,30–2,66). Значения обоих параметров для пироксенов обычно выше по сравнению с ассоциирующими оливинами. Наиболее высокая величина K_p^{Rb} (2,63) в основных породах установлена для керсутита из трахибазальта с о-ва Гран Канария [66].

На основании полученных данных Дж. Филпоттс и К. Шнетцлер [178] пришли к выводу, что в магме, дифференцирующей посредством кристаллизации плагиоклаза и пироксена, будет увеличиваться содержание рубидия и несколько уменьшаться величина K/Rb . В исследованных авторами базальтоидах, высокое значение $D_2^{K/Rb} > 2$ для всех плагиоклазов состава ниже Pl_{83} (при этом оно растет с уменьшением содержания анортита в плагиоклазе) использовано для объяснения происхождения анортозитов и анортозитовых габбро. Установленные ими на основе коэффициентов распределения концентрации Rb и других редких элементов в магме вполне совпадали с интервалом содержаний их в природных расплавах, и авторы рассматривали это как свидетельство кумулятивного происхождения анортозитов. Щелочные базальты по их данным образуются в результате очень ограниченного (< 1%) парциального плавления твердого субстрата, в составе которого свыше 20% амфибола или ~ 1% слюды, большое количество клинопироксена и присутствуют фазы бедные редкими элементами – оливин, ортопироксен, гранат.

На примере отдельных вкрапленников авгита из океанит-анкармитов островов Гавайи и Таити [178] и клинопироксена из андезит-базальта Японии [144] были показаны вариации коэффициентов распределения рубидия в пределах монокристаллов. Во всех случаях в направлении от центральных частей вкрапленников к их краевым зонам растет величина K_8^{Rb} и уменьшается $D_8^{K/Rb}$. В этих пироксенах в указанном направлении увеличивается также коэффициент распределения калия и, следовательно, накопление рубидия в них зависит от K_8^K . Однако уменьшение $D_8^{K/Rb}$ свидетельствует о более предпочтительном концентрировании рубидия по сравнению с калием по мере роста кристаллов пироксена.

Вполне возможно, что закономерные изменения K_8^{Rb} и $D_8^{K/Rb}$ связаны с изменениями температуры. Рост значений K_p^{Rb} для авгитов и оливинов, находящихся в равновесии с расплавом по мере понижения его температуры был показан для анкармитов (T кристаллизации минералов $1300^\circ C$) и щелочных оливиновых базальтов ($T = 1240^\circ C$) островов Святой Елены и Гран Канария [66].

Эмпирические закономерности коэффициентов распределения рубидия исследовались также в вулканических породах среднего состава. Для плагиоклазов из андезитов Японии вариации K_2^{Rb} составляют 0,25–0,19, а $D_2^{K/Rb}$ – 0,40–3,35. Близкие к приведенным получены также величины коэффициентов для орто- и клинопироксенов ($K_8^{Rb} = 0,013–0,039$; $D_8^{K/Rb} = 0,33–1,43$). Однако среди пироксенов из андезитов по этим пара-

Таблица 13

Содержания калия и рубидия во вкрапленниках и основной массе порфировых пород и коэффициенты распределения элементов

Номер пробы	Порода, ОМ, минералы	Содержание, г/т			Коэффициенты распределения		
		К	Rb	K/Rb	K_p^K	K_p^{Rb}	$D^{K/Rb}$
1	2	3	4	5	6	7	8
Щелочные базальты Юго-Западного Забайкалья и Монголии							
Баз331	Базальт, Бартой, Забайкалье	3,2	31	1032			
	ОМ	3,3	35	943			
Баз332	Санидин (мегакристаллы), $Орт_{2,7}Аб_{7,3}$	3,8	13	2923	1,15	0,37	3,10
	Базальт, там же	2,6	25	1040			
	ОМ	3,0	28	1071			
70-154	Санидин (мегакристаллы), $Орт_{2,6}Аб_{7,4}$	4,0	17	2353	1,33	0,61	2,20
	Базанит, Хорог, МНР						
70-156	ОМ	3,6	41	878			
	Санидин (мегакристаллы), $Орт_{3,3}Аб_{6,3}Ан_4$	4,2	25	1680	1,17	0,61	1,91
90-71	Базальт, Сумеин, там же						
	ОМ	3,8	35	1086			
	Санидин (мегакристаллы), $Орт_{3,5}Аб_{5,8}Ан_7$	4,5	30	1500	1,18	0,86	1,38
70-154	Базальт, Эризн-Тологой, там же						
	ОМ	4,6	54	852			
	Санидин (мегакристаллы, $Орт_{7,6}Аб_{2,1}Ан_3$)	9,7	95	1021	2,11	1,76	1,20
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья							
ХВ-33	Шошонит, Передний Алтан	1,73	58	293			
	ОМ	2,00	68	294			
	Плагиоклаз (№ 51)	0,66	10	660		0,15	2,24
ХВ-431	Латит, Оленгуй	2,31	90	256		$K_{комб} = 0,06$	
	ОМ	2,70	150	180			
	Плагиоклаз (№ 42)	0,88	9	978		0,06	5,43
ХВ-235	Авгит		< 10			< 0,05	
	Латит, Ужбогое	2,00	46	435		$K_{комб} = 0,06$	
	ОМ	2,04	71	287			

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья							
	Плагиоклаз (№ 42)	0,72	9	800		0,13	2,79
	Диопсид		< 10			< 0,14	
	Гиперстен		< 10			< 0,14	
Ту533	Трахиандезит, Тулукуй	5,10	230	222	$K_{\text{комб}} = 1,22$	$K_{\text{комб}} = 0,98$	
	ОМ	5,36	236	229			
	КПШ (Орт _{5,9} Аб _{4,1})	7,15	242	295	1,32	1,02	1,29
	Биотит	7,05	291	242	1,30	1,23	1,06
Ту535	Трахидацит, там же	4,00	334	120	$K_{\text{комб}} = 0,64$	$K_{\text{комб}} = 0,25$	
	ОМ	3,64	376	97			
	Плагиоклаз	2,25	88	256	0,62	0,23	2,64
	Биотит	5,20	272	191	1,43	0,72	1,97
Ту435	Трахидацит, там же	2,48	374	66	$K_{\text{комб}} = 0,71$	$K_{\text{комб}} = 0,10$	
	ОМ (стекло)	3,00	444	68			
	Плагиоклаз	1,60			0,53		
	Биотит	6,85	385	178	2,28	0,87	2,62
	Магнетит	0,09			0,03		
Ту528	Трахидацит, там же	2,05	320	64	$K_{\text{комб}} = 0,69$	$K_{\text{комб}} = 0,17$	
	ОМ (стекло)	2,36	320	74			
	Плагиоклаз	1,08	18	600	0,46	0,06	8,11
	Биотит	6,55	385	170	2,78	1,2	2,30
Д-510	Трахидацит, Долгокыча	2,68	154	174	$K_{\text{комб}} = 0,39$	$K_{\text{комб}} = 0,96$	
	ОМ (стекло)	3,12	284	110			
	Плагиоклаз (№ 40)	0,91	5	1820	0,29	0,03	16,5
	Пироксен	0,12	Сл.		0,04		
	Амфибол	0,85	25	340	0,27	0,16	3,09
	Биотит	5,95	235	202	1,91	1,09	1,84
Шд457	Андезит, Шадорон	2,90	104	279	$K_{\text{комб}} = 0,20$	$K_{\text{комб}} = 0,14$	
	ОМ	2,64	86	307			
	Плагиоклаз (№ 52—54)	1,15	28	411	0,44	0,32	1,34
	Пироксен	0,25	5	500	0,09	0,06	1,63

Б. Зак. 1878

Ар537	Дацил, Нерзавод	3,50	230	152	$K_{\text{комб}} = 0,61$	$K_{\text{комб}} = 0,35$	
	ОМ (стекло)	3,34	208	160			
	Плагиоклаз (№ 36—38)	0,97	11	882	0,29	0,05	5,51
	Биотит	7,05	360	196	2,11	1,73	1,22
Кур440	Липарит, Курулга	2,64	240	110			
	ОМ (стекло)	1,75	176	99			
	Санидин (Орт _{5,8} Аб _{4,2})	8,13	170	478	4,64	0,96	4,83
Кур441	Трахилипарит, там же	4,12	194	212			
	ОМ	4,92	300	164			
	Санидин (Орт _{5,6} Аб _{4,4})	7,95	165	482	1,62	0,55	2,94
Ту436	Трахилипарит, Тулукуй	4,20	394	106			
	ОМ	3,94	380	104			
	Санидин (Орт _{4,8} Аб _{5,2})	6,58	250	263	1,67	0,66	2,53
Ар414	Липарит, Оботуй	3,58	240	149			
	ОМ	4,24	252	168			
	Биотит	7,30	405	180	1,72	1,61	1,07
Ар541	Липарит, Нерзавод	5,28	182	290			
	ОМ	4,10	114	360			
	Биотит	6,15	2370	26	1,50	20,8	0,07
Урт420	Кварцевый порфир, Уртуй	4,30	228	188			
	ОМ	4,24	266	159			
	КПШ (Орт _{7,7} Аб _{2,3})	9,75	490	199	2,30	1,84	1,25
Урт421	Кварцевый порфир, там же	4,20	240	175			
	ОМ	4,80	266	180			
	КПШ (Орт _{7,4} Аб _{2,6})	9,55	410	233	1,99	1,54	1,29
Щд469	Кварцевый порфир, Кулинда	3,46	540	64			
	ОМ (стекло)	2,86	392	73			
	Биотит	5,60	430	130	1,96	1,10	1,78
Шд470	Кварцевый порфир, там же	3,56	347	102			
	ОМ (стекло)	3,18	396	80			
	Биотит	6,15	715	86	1,93	1,80	1,08
Шд471	Кварцевый порфир, там же	3,74	348	107			
	ОМ (стекло)	3,90	306	127			
	Биотит	5,40	470	115	1,38	1,54	0,90

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Щелочные эффузивы Монголии							
Уг3999	Комендит, Улугей	6,92	296	234			
	ОМ	6,84	270	253			
	КПШ	5,70	234	244	0,83	0,87	0,96
Уг4048	Комендит, там же	4,62	120	385			
	ОМ	4,16	120	347			
	КПШ (Орт _{5,9} Аб _{4,1})	5,50	84	655	1,32	0,70	1,89
ХБ4020	Комендит, Хан-Богдо	3,78	128	295			
	ОМ	3,38	126	268			
	КПШ (Орт _{5,9} Аб _{4,1})	5,60	176	318	1,66	1,40	1,19
	Кварц	0,13			0,04		
ХБ4021	Комендит, там же	3,86	124	311			
	ОМ	3,64	128	284			
	КПШ (Орт _{5,4} Аб _{4,6})	6,80	252	270	1,87	1,97	0,95
Н4121	Комендит, Ноён	3,84	102	376			
	ОМ	3,72	87	428			
	КПШ (Орт _{6,7} Аб _{3,3})	9,45	260	363	2,54	2,99	0,85
Н4122	Комендит, там же	2,80	65	431			
	ОМ	2,84	65	437			
	КПШ (Орт _{6,5} Аб _{3,5})	8,70	243	358	3,06	3,74	0,82
ХБ4115	Пантеллерит, Хан-Богдо	4,08	204	200	K _{КОМБ} = 0,98		
	Стекло	4,30	188	227			
	КПШ (Орт _{6,5} Аб _{3,5})	7,95	370	215	1,87	1,97	0,95
Уг4001	Трахит, Улугей	5,24	88	595	K _{КОМБ} = 0,48		K _{КОМБ} = 0,51
	ОМ	5,28	82	644			
	Плагиоклаз	0,99	22	450	0,19	0,27	0,70
	Слюда	5,65	88	642	1,07	1,07	1,00
Уг4006	Трахилипарит, там же	4,00	184	217	K _{КОМБ} = 1,01		K _{КОМБ} = 0,79
	ОМ	3,60	156	229			
	КПШ (Орт _{6,0} Аб _{4,0})	7,65	220	348	2,14	1,41	1,52
	Биотит	6,40	315	208	1,79	2,02	0,89
Уг4016	Трахилипарит, там же	4,30	192	224			
	ОМ	4,20	160	262			
	КПШ (Орт _{6,7} Аб _{3,3})	8,40	211	398	2,0	1,32	1,52
	Биотит	6,70	355	189	1,60	2,22	0,72
	Плагиоклаз	0,93	10	930	0,22	0,06	3,55
Уг4017	Трахилипарит, там же	4,00	192	208	K _{КОМБ} = 0,55		K _{КОМБ} = 0,61
	ОМ	4,10	198	205			
	Плагиоклаз	1,10	13	846	0,27	0,07	4,18
	Биотит	6,70	480	156	1,65	2,17	0,76
Уг4018	Трахилипарит, там же	4,14	88	470	K _{КОМБ} = 0,48		K _{КОМБ} = 0,51
	ОМ	5,08	118	552			
	Биотит	5,00	115	435	0,98	1,25	0,79
	Плагиоклаз	1,20	10	1200	0,24	0,08	2,17
Муш4044	Трахит, Мушугай-Худук	4,35	110	395	K _{КОМБ} = 0,68		K _{КОМБ} = 0,52
	ОМ	5,08	118	431			
	Плагиоклаз		47	883		0,40	2,05
	Биотит	6,15	213	289	1,21	1,81	0,87
ДД4182	Трахит, Дурбент-Дориту	3,86	99	390	K _{КОМБ} = 0,51		K _{КОМБ} = 0,52
	ОМ	4,80	114	418			
	Плагиоклаз	1,60	30	533	0,38	0,26	1,28
	Биотит	5,50	154	354	0,87	1,35	0,85
	Амфибол	1,10	10	1100	0,28	0,09	2,83
Уг4007	Трахит, Улугей	3,92	196	200	K _{КОМБ} = 1,51		K _{КОМБ} = 0,80
	Стекло	3,94	214	184			
	КПШ (Орт _{6,1} Аб _{3,9})	7,20	177	407	1,88	0,68	2,21
	Биотит	6,90	310	228	1,75	1,45	1,21
Уг4011	Трахит, там же	2,90	124	234	K _{КОМБ} = 2,21		
	Стекло	2,50	62	403			
	КПШ (Орт _{4,6} Аб _{5,4})	5,80	30	1160	2,32	0,81	2,88
	Биотит	5,90	233	258	2,08	3,84	0,63
ХБ1930	Экерит-порфир, Хан-Богдо	3,22	90	358			
	ОМ						
	КПШ (Орт _{7,7} Аб _{2,3})	9,2	290	316	2,86	3,22	0,88
Муш1909	Трахидацил, Мушугай-Худук						
	Стекло	7,0	374	186			
	Сандин (Орт _{4,4} Аб _{5,4} Ан ₂)	6,0	110	591	0,85	0,29	2,91
	Биотит	6,7	270	249	0,97	0,72	1,34
Муш1908	Трахидацил, там же						
	Стекло	4,3	288	149			

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Щелочные эффузивы Монголии							
Муш1914	Санидин ($Ort_{4,2}Ab_{5,2}An_6$)	5,9	99	591	1,36	0,34	3,97
	Трахит, там же						
	ОМ	4,9	300	163			
Муш1911	Санидин ($Ort_{4,2}Ab_{5,6}An_2$)	5,7	125	456	1,16	0,42	2,80
	Трахит, там же						
	ОМ	9,50	260	865			
	Биотит	5,98	186	322	0,63	0,72	0,88
Муш1917	Трахит, там же						
	ОМ	4,94	148	334			
	Санидин ($Ort_{4,3}Ab_{5,4}An_3$)	5,88	118	520	1,19	0,76	1,56
	Биотит	6,45	205	315	1,30	1,39	0,94
Муш1889	Сиенит, там же						
	ОМ	5,44	154	353			
	Санидин ($Ort_{3,8}Ab_{6,0}An_2$)	4,55	53	858	0,84	0,34	2,43
	Биотит	6,87	524	181	1,26	3,40	0,37
Муш1884	Сиенит, там же						
	ОМ	5,80	90	644			
	Санидин ($Ort_{3,8}Ab_{5,4}An_8$)	4,45	59	754	0,77	0,66	1,17
Муш1916	Трахилипарит, там же						
	ОМ	4,40	290	151			
	Санидин ($Ort_{3,3}Ab_{5,7}An_{10}$)	4,30	7,90	544	0,58	0,27	3,60
	Биотит	7,32	465	157	1,67	1,60	1,04
Муш1915	Трахилипарит, там же						
	ОМ	4,84	270	179			
	Санидин ($Ort_{4,0}Ab_{5,9}An_1$)	5,35	125	428	1,11	0,46	2,39
Муш1870	Трахит, там же						
	ОМ	5,46	180	420			
	Санидин ($Ort_{8,3}Ab_{6,0}An_7$)	4,38	62	706	0,80	0,48	1,68
	Биотит	5,74	239	240	1,05	1,84	0,57
Муш1874	Трахит, там же						
	ОМ	5,28	128	412			
	Биотит	5,30	250	212	1,00	1,95	0,51
Муш1871	Трахит, там же						
	ОМ	5,24	148	354			
	Биотит	5,30	250	212	1,42	1,11	1,29
Пан77	Пантеллерит, Приморье	3,50	275	127			
	Стекло	3,36	241	139			
	Санидин ($Ort_{3,8}Ab_{5,6}An_6$)	5,35	80	669	1,59	0,38	4,80
	Пироксен	0,26	11	236	0,08	0,05	1,70
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья							
ОХ851	Онгонит, Онгон-Хайрхан, МНР		500				$K_{комб} = 0,50$
	ОМ	1,75	900	19,4			
	КПШ ($Ort_{7,3}Ab_{2,7}$)	10,0	2000	50,0	5,21	2,22	2,6
	Альбит (№ 4-5)	0,62	118	52,6	0,35	0,13	2,71
ОХ857	Онгонит, там же	3,1	2200	14,1			$K_{комб} = 0,91$
	ОМ	2,2	2315	9,5			
	КПШ ($Ort_{7,8}Ab_{2,2}$)	10,6	5400	19,6	4,73	2,33	2,1
	Альбит (№ 6)	2,0	1255	14,0	0,91	0,54	1,47
	Слюда	7,6	12500	6,1	3,45	5,4	0,64
ОХ859	Онгонит, там же	2,8	1950	14,4			$K_{комб} = 0,96$
	ОМ	1,9	1770	10,7			
	КПШ ($Ort_{8,1}Ab_{1,9}$)	11,3	4800	23,5	5,92	2,71	2,4
	Альбит	2,2	1225	15,0	1,16	0,69	1,40
	Слюда	7,8	7600	10,3	4,11	4,3	0,96
БН1700	Онгонит, Бага-Газрын, МНР		1320				$K_{комб} = 1,14$
	ОМ	1,9	990	19,2			
	КПШ ($Ort_{7,6}Ab_{2,4}$)	9,9	3380	29,3	5,27	3,41	1,5
	Альбит (№ 10-16)	2,0	825	21	1,05	0,83	1,09
	Слюда	7,4	8530	8,7	3,89	6,6	0,45
БН1702	Онгонит, там же		1144				$K_{комб} = 1,37$
	ОМ	2,0	810	24,7			
	КПШ ($Ort_{7,9}Ab_{2,1}$)	10,4	3430	30,3	5,33	4,23	1,2
	Альбит (№ 8-12)	3,1	915	45	1,55	1,13	1,82
АБ1700	Онгонит, Ары-Булак, Забайкалье		1540				$K_{комб} = 0,36$
	ОМ	2,7	2000	13,5			
	КПШ ($Ort_{6,5}Ab_{3,5}$)	8,6	2040	42	3,19	1,02	3,1
	Альбит (№ 10-12)	1,8	885	17	0,67	0,44	1,26
	Слюда	8,0	5850	13,7	2,96	2,9	1,01

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья							
ОХ841/15	Онгонит, Онгон-Хайрхан, МНР		470				$K_{\text{КОМБ}} = 1,12$
	ОМ	1,1	370	29,7			
	КПШ (Орт _{8,0} Аб _{2,0})	10,4	2660	39,0	9,72	7,19	1,3
	Альбит	2,7	900	22	2,45	2,43	0,74
ОХ656/96	Онгонит, там же	3,1	2400	12,9			$K_{\text{КОМБ}} = 0,67$
	ОМ	2,3	2165	10,6			
	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	11,0	5520	19,8	4,74	2,55	1,9
	Альбит	2,1	790	38	0,91	0,36	3,58
ОХ856	Онгонит, там же	2,7	2250	12,0			$K_{\text{КОМБ}} = 1,20$
	ОМ	1,8	1540	11,7			
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	10,5	5920	17,7	5,74	3,84	1,5
	Альбит (№ 5-9)	1,9	1145	16	1,06	0,74	1,37
	Слюда	8,2	8600	9,6	4,55	5,6	0,82
ОХ655/88	Онгонит, там же	3,3	17200	19,2			$K_{\text{КОМБ}} = 0,86$
	ОМ	2,4	1560	15,3			
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	10,9	4860	22,4	4,54	3,12	1,5
	Альбит	2,1	410		0,88	0,26	
ОХ655/95	Онгонит, там же	2,6	2300	11,3			$K_{\text{КОМБ}} = 0,96$
	ОМ	2,3	2120	10,8			
	КПШ (Орт _{7,8} Аб _{2,2})	10,3	5020	22,4	4,50	2,37	1,5
	Альбит	2,4	1050	27,0	1,04	0,50	2,6
ОХ655/48	Онгонит, там же	3,0	2000	15,0			$K_{\text{КОМБ}} = 0,62$
	ОМ	2,2	2230	9,9			
	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	12,0	5340	22,4	5,56	2,39	2,3
	Альбит	1,9	520	68	0,86	0,23	6,87
ОХ655/54	Онгонит, там же	2,7	1760	15,3			$K_{\text{КОМБ}} = 0,41$
	ОМ	2,1	2230	9,0			
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	10,9	4480	24,3	5,09	2,01	2,7
	Альбит	1,9	875	20	0,90	0,39	2,22
ОХ655/56	Онгонит, там же	3,0	2000	15,0			$K_{\text{КОМБ}} = 0,40$
	ОМ	2,1	1860	11,3			
	КПШ (Орт _{8,1} Аб _{1,9})	10,9	4860	22,4	5,31	2,61	2,0
	Альбит	2,2	835	38	1,05	0,45	3,36
ОХ655/7	Онгонит, там же	2,9	2300	12,6			$K_{\text{КОМБ}} = 0,75$
	ОМ	2,1	2100	10,0			
	КПШ (Орт _{8,5} Аб _{1,5})	11,2	5800	19,3	5,46	2,76	1,9
	Альбит (№ 6-7)	2,1	655	81	1,0	0,31	8,1
ОХ655/9	Онгонит, там же	3,0	2120	14,2			$K_{\text{КОМБ}} = 0,90$
	ОМ	2,0	1855	10,8			
	КПШ (Орт _{8,4} Аб _{1,6})	10,2	5020	19,6	5,23	2,71	1,8
	Альбит	2,1	700	53	1,05	0,38	4,91
ОХ655/29	Онгонит, там же	3,2	1400	22,8			$K_{\text{КОМБ}} = 1,15$
	ОМ	2,2	1400	15,7			
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	10,9	4760	22,9	4,95	3,40	1,5
	Альбит	2,2	570	54	1,0	0,27	3,44
Муш4129	Онгонит, Тэг-Ула, МНР	3,6	880	40,9			
	ОМ (стекло)	3,6	800	45			
	КПШ (Орт _{4,3} Аб _{5,7})	5,0	350	143	1,36	0,44	3,15
ДД4133	Онгонит, Дурбент-Дориту	3,6	394	91,4			$K_{\text{КОМБ}} = 0,68$ $K_{\text{КОМБ}} = 0,21$
	МНР						
	ОМ (стекло)	3,7	474	78			
	КПШ (Орт _{5,4} Аб _{4,6})	7,2	260	277	1,96	0,55	3,6
	Слюда	4,9	545	90	1,33	1,15	1,15
Муш4104	Онгонит, Тэг-Ула, МНР	3,6	908	39,6			
	ОМ (стекло)	3,1	760	41			
	КПШ (Орт _{4,2} Аб _{5,8})	5,4	480	113	1,75	0,63	2,78
АБ/428	Онгонит, Ары-Булак	3,9	1735	22,5			$K_{\text{КОМБ}} = 0,78$ $K_{\text{КОМБ}} = 0,55$
	Забайкалье						
	ОМ	3,9	1850	21,1			
	Альбит (№ 12-14)	2,0	675	29,6	0,51	0,36	1,40
	Санидин (Орт _{6,2} Аб _{3,8})	8,15	2500	32,6	2,08	1,35	1,54
	Слюда	8,05	6750	11,9	2,05	3,45	0,56
АБ500	Онгонит, там же	2,9	1292	22,4			$K_{\text{КОМБ}} = 0,86$ $K_{\text{КОМБ}} = 1,16$
	ОМ	3,1	1024	30,3			
	Альбит (№ 6-7)	2,4	520	46,2	0,77	0,51	1,52
	Санидин (Орт _{4,8} Аб _{5,2})	5,6	1600	35,0	1,78	1,56	1,16
	Слюда	7,85	6150	12,8	2,50	6,00	0,42

1	2	3	4	5	6	7	8
Щелочные базальты островов [142]							
16448	Щелочной базальт, Азорские острова ОМ	1,61	48	335			
	Плагиоклаз	0,245	2,4	1020	0,15	0,05	3,04
16457	Щелочной базальт, там же ОМ	1,49	41	363			
	Плагиоклаз	0,121	2,4	504	0,08	0,06	1,39
16540	Щелочной базальт, там же ОМ	1,05	30	250			
	Плагиоклаз	0,154	2	770	0,15	0,07	2,20
16561	Анкарамит, там же ОМ	1,10	28	393			
	Пироксен	0,073	1,8	406	0,05	0,06	1,03
16566	Анкарамит, там же ОМ	0,91	28	325			
	Пироксен	0,025	0,9	278	0,03	0,03	0,86
18269	Щелочной базальт, там же ОМ	1,54	40	385			
	Пироксен	0,010	0,3	333	0,006	0,008	0,86
	Плагиоклаз	0,2015	3,0	672	0,13	0,08	1,74
18290	Щелочной базальт, там же ОМ	2,00	56	357			
	Пироксен	0,004	0,2	200	0,002	0,004	0,56
	Плагиоклаз	0,425	4,2	1012	0,08	1012	2,83
18294	Щелочной базальт, там же ОМ	1,84	60	302			
	Пироксен	0,045	0,8	563	0,02	0,01	1,86
18299	Щелочной базальт, там же ОМ	1,93	55	351			
	Пироксен	0,012	0,6	200	0,05	0,01	0,57
	Плагиоклаз	0,40	5,0	800	0,21	0,09	2,28
18301	Трахибазальт, там же ОМ	2,78	89	312			
	Пироксен	0,041	1,4	293	0,015	0,02	0,94
	Плагиоклаз	0,915	20	468	0,33	0,23	1,50
18304	Щелочной базальт, там же ОМ	1,98	63	314			
	Пироксен	0,021	0,4	525	0,01	0,008	1,67
	Плагиоклаз	0,487	3,0	1623	0,25	0,05	5,17
18358	Анкарамит, там же ОМ	1,42	43	330			
	Пироксен	0,02	0,5	400	0,014	0,01	1,21
18362	Анкарамит, там же ОМ	1,56	46	339			
	Пироксен	0,04	0,3	1330	0,026	0,007	3,92
	Анкарамит, Гавайские острова ОМ	0,69	18	383			
	Пироксен	0,051	1	510	0,074	0,06	1,33
17826	Щелочной базальт, о-в Хуан Фернандес ОМ	0,75	14	536			
	Плагиоклаз	0,1115	1,7	656	0,15	0,12	1,22
17830	Щелочной базальт, там же ОМ	0,81	17	476			
	Плагиоклаз	0,1400	1,5	933	0,17	0,09	1,96
17834	Щелочной базальт, там же ОМ	0,88	13	677			
	Пироксен	0,02	1,0	200	0,03	0,08	0,30
	Плагиоклаз	0,1525	1,4	1089	0,17	0,11	1,61
17837	Щелочной базальт, там же ОМ	0,60	6	1000			
	Плагиоклаз	0,1205	1,2	1004	0,20	0,50	1,00
17853	Щелочной базальт, там же ОМ	0,99	20	495			
	Плагиоклаз	0,1730	1,6	1081	0,17	0,08	2,18
Кислые вулканы запада США и Италии [175]							
*1	Риолитовый туф, плейстоцен, Бишоп Стекло	4,08	282	145			

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
	Кислые вулканиты запада США и Италии [175]						
		8,97	107	838	2,20	0,38	5,78
4	Санидин						
	То же, плиоцен, Цирсти, Каньон Тафф	4,05	228	178			
	Стекло	5,49	72	762	1,36	0,32	4,28
2	Санидин						
	То же, Лабиринт Каньон	4,00	220	182			
	Стекло	5,30	60	883	1,32	0,27	4,85
3	Санидин						
	То же, Цирсти Каньон Тафф	4,30	173	248			
	Стекло	5,83	53	1100	1,36	0,31	4,44
5	Санидин						
	То же, Ашфлоу, Спринте Вэш Кальдера	3,83	315	122			
	Стекло	5,58	120	465	1,46	0,38	3,81
6	Санидин						
	То же, миоцен, Кэйн Вэш Тафф	3,83	300	128			
	Стекло	5,92	100	592	1,54	0,32	4,62
7	Санидин						
	Трахитовый риолит, миоцен, Сауэр Меса	4,31	123	350			
	Стекло	5,57	48	1160	1,29	0,39	3,31
8	Санидин						
	То же, Бэлтид Рэнэн Тафф	3,92	156	251			
	Стекло	5,52	40	1380	1,41	0,26	5,50
9	Санидин						
	Трахитовый риолит, миоцен, там же	3,83	185	207			
	Стекло	5,78	67	863	1,51	0,36	4,17
10	Санидин						
	Риолит, миоцен, Кавиш Валий	3,88	260	149			
	Стекло	6,39	117	546	1,65	0,45	3,66
11 ^a	Санидин						
	То же, Сальдиер Мидоу Тафф	3,83	277	138			
	Стекло	6,32	106	596	1,65	0,38	4,32
	Санидин						
11 ^b	Санидин						
	Риолит, миоцен, там же	3,83	351	109			
	Стекло	6,21	135	460	1,62	0,98	4,22
11 ^c	Санидин						
	Риолит, миоцен, там же	3,83	357	107			
	Стекло	6,11	90	679	1,60	0,25	6,34
12	Санидин						
	То же, Саммит Лейн Тафф	5,0	180	278			
	Стекло	4,7	45	1044	0,94	0,25	3,76
	Санидин						
	Игнимбрит, Тоскана (Италия)	4,48	605	74			
	Стекло	9,20	404	228	2,05	0,67	3,08
	Санидин	6,60	800	82	1,5	1,3	1,11
	Биотит						
	Игнимбрит, там же	4,19	622	67			
	Стекло	9,90	480	206	2,36	0,77	3,07
	Санидин	6,68	847	79	1,6	1,4	1,18
	Биотит						
	Игнимбрит, там же	1,56	618	74			
	Стекло	6,55	780	84	1,44	1,26	1,14
	Биотит						
	Игнимбрит, там же	4,22	395	107			
	Стекло	6,50	553	118	1,54	1,4	1,10
	Биотит						
	Базальт, Камчатка Толбачик, Южный прорыв [71]	1,62	50,4	321			
	ОМ	1,81	57,8	313			
1	Плагноклаз (№ 57-61)	0,54	4,1	1317	0,30	0,07	4,21
	О-в Святой Елены [66]						
	Анкарамит					0,040	
	Оливин					0,036	
	Авгит					—	
2	Щелочной оливиновый базальт					0,12	
	Оливин					0,10	
	Авгит						
3	О-ов Гран Канария [66]						
	Щелочной оливиновый базальт					0,12	
	Оливин						

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Кислые вулканиты запада США и Италии [175]							
	Авгит					0,57	
4	Трахибазальт					—	
	Оливин					0,12	
	Авгит					0,22	
	Керсутит					2,63	
	Щелочной оливиновый базальт, Япония (Кюсю) [146]						
	ОМ	1,67	49,6	337			
	Плагиоклаз	0,50	0,79	6329	0,30	0,016	18,78
	Дацит, США (Колорадо) [146]						
	Биотит				2,50	2,24	1,11
Эффузивные породы различных районов [178]							
240	Толеитовый андезит, Япония						
(1)	Плагиоклаз				0,0188	0,0463	0,405
(2)	Плагиоклаз				0,0196	0,025	0,786
233	Андезит, Япония						
	Плагиоклаз				0,0837	0,0705	1,18
	Роговая обманка				0,333	0,0448	7,43
204	Андезито-базальт, Япония						
	Плагиоклаз				0,151	0,188	0,788
	Авгит (краевая зона)				0,0271	0,0393	0,675
	Диопсид (центральная зона)				0,0084	0,0139	0,591
184	Андезит, Япония						
	Плагиоклаз				0,131	0,0390	3,35
	Гиперстен				0,0091	0,0287	0,316
66-19	Океанит-анкарамит, Азхорские острова						
	Плагиоклаз				0,231	0,0580	3,98
	Авгит (краевая зона)				0,0784	0,0371	2,11
	" (центральная зона)				0,0401	0,0153	2,66
	Оливин				0,00809	0,0084	0,964
271	Андезит, Сайран						
	Плагиоклаз				0,137	0,0509	2,69
	Клинопироксен				0,0185	0,0129	1,426
	Ортопироксен				0,0190	0,0148	1,28
208	Базальт, Гренландия						
	Плагиоклаз				0,156	0,0294	5,30
218	Дацит, Япония						
	Плагиоклаз				0,263	0,0479	5,49
	Слюда				5,63	3,26	1,73
	Гранат				0,0198	0,0085	2,33
225	Щелочной базальт, Япония						
	Плагиоклаз				0,361	0,138	2,63
266	Риодацит, Италия						
	КПШ				1,49	0,659	2,25
	Клинопироксен				0,0366	0,324	1,13
	Слюда				1,01	0,936	1,08
25	Океанит-анкарамит, о-ов Таити						
	Авгит (краевая зона)				0,273	0,284	0,961
	" (промежуточная зона)				0,0448	0,0326	1,37
	" (центральная зона)				0,0286	0,0146	1,96
	Оливин				0,0056	0,0113	0,496
193	Мафический фонолит, США						
	Клинопироксен				0,0135	0,0152	0,888
	Слюда				2,65	3,06	0,866
203	Андезит, Япония						
	Пижонит				0,0034	0,0003	11,1
29	Камптонит, Канада						
	Роговая обманка				1,40	0,427	3,29
45	Камптонит, Новая Зеландия						
	Роговая обманка				1,15	0,411	2,79
Дацитовые пемзы США и Японии [131]							
1	Пемза Гласьер Пик, США						
	Плагиоклаз (№41)				0,20	0,06	3,33
2	Пемза Хеленс, США						
	Плагиоклаз (№ 41)				0,33	0,18	1,83
3	Пемза Мазама, США						
	Плагиоклаз (№ 40)				0,16	0,13	1,23

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Дацитовые пемзы США и Японии [131]							
4	Пемза Кюсю, Япония Плагиоклаз (№ 49)				1,60	0,46	3,5
5	Пемза Тумало, США Плагиоклаз (№ 23)				0,23	0,07	3,3
6	Пемза Мазама, США Плагиоклаз (№ 40)				0,17	0,13	1,31
Дациты Японии (Южный Кюсю) [171]							
1	ОМ	2,58	107	241			
	Плагиоклаз	0,266	4,44	599	0,10	0,041	2,48
	Гиперстен	0,00601	0,291	206	0,0023	0,0027	0,85
	Роговая обманка	0,208	1,47	1415	0,081	0,014	5,87
2	ОМ	2,39	145	165			
	Плагиоклаз	0,259	2,32	1116	0,076	0,016	7,08
	Гиперстен	0,00185	0,069	268	0,00055	0,00048	1,62
	Роговая обманка	0,222	1,11	2000	0,065	0,0077	12,12
Эффузивы Японии и Азорских островов [144]							
P39	Анкарамит Волкано, Азоры						
	ОМ	0,991	22,85	434			
	Плагиоклаз	0,1786	0,598	2987	0,180	0,0262	6,9
	Оливин	0,00017	0,0041	415	0,000177	0,00018	0,99
	Клинопироксен (коричневый)	0,00165	0,0322	512	0,00167	0,00141	1,18
	Клинопироксен (зеленый)	0,0028	0,0747	375	0,00283	0,00327	0,86
204	Андезит-базальт, Сано, Япония						
	ОМ	0,5428	9,32	582			
	Клинопироксен (центральная зона)	0,000726	0,0163	445	0,00134	0,00175	0,77
	Клинопироксен (краевая зона)	0,00284	0,087	335	0,00542	0,00941	0,58
Игнимбриты (риолиты-риодациты) Северо-Западной Сардинии, Италия [194]							
2283	Порода	1,91	148	129			
	Стекло	2,24	165	136			
2254	Плагиоклаз	0,23	3,6	639	0,10	0,022	4,70
	Порода	1,62	156	104			
	Стекло	1,91	169	113			
	Плагиоклаз	0,22	2,9	759	0,11	0,017	6,71
2174	Порода	1,76	135	130			
	Стекло	2,32	1,71	136			
	Плагиоклаз	0,16	1,7	941	0,07	0,010	6,92
2129	Порода	1,68	134	125			
	Стекло	2,08	153	136			
	Плагиоклаз	0,17	2,1	810	0,08	0,014	5,95
2169	Порода	1,70	112	152			
	Стекло	2,14	135	158			
	Плагиоклаз	0,14	1,8	778	0,07	0,014	4,22
1773	Порода	1,73	119	145			
	Стекло	1,95	129	151			
	Плагиоклаз	0,14	1,7	824	0,07	0,013	5,45
86	Порода	1,75	177	99			
	Стекло	1,92	186	103			
	Плагиоклаз	0,34	6,1	557	0,18	0,033	5,41
1789	Порода	1,66	151	110			
	Стекло	2,17	217	100			
	Плагиоклаз	0,41	5,8	707	0,19	0,027	7,07
2226	Порода	1,64	154	106			
	Стекло	2,21	206	107			
	Плагиоклаз	0,28	4,2	667	0,13	0,021	6,23
1745	Порода	1,61	145	111			
	Стекло	2,27	202	112			
	Плагиоклаз	0,29	5,4	537	0,13	0,027	4,79
542	Порода	1,40	143	98			
	Стекло	1,93	217	89			
	Плагиоклаз	0,29	3,7	783	0,15	0,017	8,81
1738	Порода	1,31	116	113			
	Стекло	2,18	216	101			
	Плагиоклаз	0,27	2,5	1080	0,12	0,012	10,7
1782	Порода	1,29	147	88			
	Стекло	1,65	206	80			
	Плагиоклаз	0,91	9,6	323	0,19	0,046	4,04

Таблица 13 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Игнимбриды (риолиты-риодациты) Северо-Западной Сардинии, Италия [194]							
1744	Порода	1,61	127	127			
	Стекло	2,08	171	122			
	Плагиоклаз	0,17	2,5	680	0,08	0,015	5,37
1737	Стекло	3,98	194	205			
	Плагиоклаз	0,68	8	850	0,17	0,041	4,15
1742	Стекло	4,37	226	193			
	Плагиоклаз	0,70	8	875	0,16	0,035	4,53
Эффузивы Эфиопии и Италии [127]							
25	Риолит, Эфиопия					0,59	0,22
	КПШ ($Or_{2,7}, Ab_{7,2}, An_1$)						
	Трахит, там же						
Среднее из 14 обр.	КПШ				1,34	0,38	
	Риолит, Италия						
38Д	КПШ ($Or_{4,6}, Ab_{5,2}, An_2$)				1,48	0,34	
143	КПШ ($Or_{3,5}, Ab_{5,4}, An_1$)				0,98	0,58	
Среднее из 27 обр.	Трахит, там же						
	КПШ				1,38	0,59	
Известково-щелочная серия в зонах Арекипа и Барросо, Южный Перу [162]							
45	Андезит						
	ОМ		154				
	Плагиоклаз (№ 47,5)		0,5		0,17	0,032	
27	Андезит						
	ОМ		95				
	Плагиоклаз (№ 52,5)		4		0,12	0,042	
28	Андезит						
	ОМ		81				
	Плагиоклаз (№ 58,2)		4		0,09	0,049	
297	Дацит						
	ОМ		127				
	Плагиоклаз (№ 40,9)		9		0,21	0,071	
254	Дацит						
	ОМ		133				
	Плагиоклаз (№ 46,6)		6		0,18	0,045	
315	Дацит						
	ОМ		105				
	Плагиоклаз (№ 33,9)		8		0,18	0,076	
167	Дацит						
	ОМ		155				
	Плагиоклаз (№ 40,0)		5		0,13	0,032	
312	Дацит						
	ОМ		107				
	Плагиоклаз (№ 37,1)		5		0,14	0,047	
241	Дацит						
	ОМ		169				
	Плагиоклаз (№ 35,9)		5		0,14	0,030	
250	Риолит						
	ОМ		141				
	Плагиоклаз (№ 31,9)		3		0,17	0,021	
255	Риолит						
	ОМ		213				
	Плагиоклаз (№ 44,4)		7		0,17	0,033	
Щелочная серия Илимауссакской интрузии, Гренландия [158]							
153231	Нефелиновый трахит	4,28	149	287			
	Оливин					0,021	
	Пироксен					0,015	
153099	Трахитовый фонолит	4,38	164	267			
	Санидин					0,32	
	Оливин					0,011	
	Пироксен					0,017	
153200	Нефелиновый фонолит	4,37	308	142			
	Нефелин					0,44	

метрам резко выделяется пижонит ($K_8^{Rb} = 0,0003$; $D_8^{K/Rb} = 11,1$). Роговая обманка андезита характеризуется сравнительно более высокими значениями ($K_7^{Rb} = 0,045$; $D_7^{K/Rb} = 7,43$) коэффициентов распределения [178].

В витроандезите Тырнауза [76] рубидий приблизительно поровну распределяется между вкрапленниками биотита, гиперстена, и основной массой ($K_3^{Rb} = 1,1$; $K_8^{Rb} = 1,2$), в то время как при кристаллизации плагиоклаза ($K_2^{Rb} = 0,3$) и кварца ($K_5^{Rb} = 0,2$) рубидий преимущественно накапливается в стекле.

На примере использования средних значений коэффициентов распределения рубидия, а также других редких элементов для плагиоклаза ($K_2^{Rb} = 0,07$), авгита ($K_8^{Rb} = 0,02$), ортопироксена ($K_8^{Rb} = 0,02$) оливина ($K_9^{Rb} = 0,01$), роговой обманки ($K_7^{Rb} = 0,005$) и слюды ($K_3^{Rb} = 3,3$) показана роль этих параметров для объяснения происхождения андезитов. Подчеркнуто, что модели фракционной кристаллизации, включающие также фракционирование магнетита или амфибола, менее согласуются с имеющимися данными по сравнению с моделью происхождения андезитов, как результата плавления океанической коры в зонах субдукции [139].

При геохимическом изучении андезит-дацит-риолитовой ассоциации пород в зонах Арекипа и Барросо Южного Перу [162] полученные величины $K_2^{Rb} = 0,021-0,076$ и $D_2^{K/Rb} = 1,8-5,3$ вполне укладываются в интервале значений этих коэффициентов для базальтоидов и андезитов других провинций мира. При этом не установлено какой-либо зависимости изменения коэффициентов распределения рубидия от состава пород и характера минеральных парагенезисов в пределах данной известково-щелочной серии.

В более поздних работах Р. Берманом [121] дан анализ комбинированных и частных коэффициентов распределения рубидия в вулканитах известково-щелочной серии миоценового возраста Британской Колумбии, а Л.В. Таусоном с соавторами [105] — в позднемезозойских эффузивах латитовой серии Забайкалья. В этих работах приводятся довольно близкие значения $K_{комб}^{Rb}$ для пород серий андезит-дацит-риолит (0,07-0,26) и латит-трахидацит (0,06-0,16). Достаточно близки величины коэффициентов распределения и для отдельных минералов из пород рассматриваемых серий: роговой обманки (0,16-0,19), биотита (0,87-2,4) и плагиоклаза (0,03-0,13).

При интерпретации геохимических данных для объяснения происхождения магматических пород авторы придают важное значение процессам фракционной кристаллизации. Для вулканического известково-щелочного комплекса Британской Колумбии показано, что роговообманковые дациты могли образоваться из остаточного расплава андезито-базальтов при 50% кристаллизации смеси кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, клинопироксена, титаномагнетита и апатита. Риолиты же могли возникнуть из магмы роговообманковых дацитов при их 45% закристиализованности, при этом выделившимися фазами являются плагиоклаз (An_{42}), роговая обманка, биотит, магнетит и апатит [21]. Распределение редких элементов в эффузивных и субвулканических породах Забайкалья также может быть обусловлено механизмом кристаллизационной дифференциации латитового расплава [125].

Наибольшее количество данных по K_p^{Rb} имеется для пород кислого и ультракислого состава. При изучении игнимбритов Тосканы в Италии [132] и дацитов Колорадо в США [146] была выявлена роль биотита, как концентратора рубидия в эффузивных породах ($K_3^{Rb} > 1$). Геохимические исследования вкрапленников плагиоклаза, гиперстена и роговой обманки из дацитов Южного Кюсю в Японии [171] показали, что их кри-

сталлизация способствует накоплению рубидия в остаточном расплаве ($K_p^{Rb} \ll 1$). Для плагиоклазов это было также подтверждено на примере дацитовых пемз США и некоторых районов Японии [131]. Величины коэффициентов K_p^{Rb} и $D^{K/Rb}$ для перечисленных минералов из рассматриваемых пород дацитового состава приблизительно соответствуют интервалам их значений для тех же минералов из андезитов и базальтоидов (см. табл. 13).

В ряде более поздних работ [4, 5, 96, 119, 126, 167] эмпирические и экспериментальные данные по коэффициентам распределения рубидия и некоторых других редких элементов были использованы для выяснения условий происхождения гранитоидных серий пород, установления генезиса вкрапленников полевых шпатов в них и выявления роли процессов кристаллизационной дифференциации при их формировании. Интересные данные по миоценовым игнимбрикам риолит-риодацитового состава Северо-Западной Сардинии (Италия) показывают достаточно узкий интервал значений K_2^{Rb} (0,010—0,046), которые соответствуют минимальным коэффициентам распределения рубидия для плагиоклазов из андезитов и базальтов. Возможно, это связано с наличием в указанных игнимбриках наряду с плагиоклазом, пироксенами и роговой обманкой вкрапленников биотита и КПШ и формированием пород из магмы, производной корового сиалического субстрата [194].

Детально были исследованы закономерности распределения рубидия (см. табл. 13) в субвулканических онгонитах [52, 105]. $K_{комб}^{Rb}$ определялся при допущении, что $K_2^{Rb} \sim 0$, поскольку преобладающая доля рубидия в альбите из онгонитов связана с примесью калиевого полевого шпата. Для оценки $D_{комб}^{K/Rb}$ необходимо было оценить величину K/Rb в альбите, поскольку $D_2^{K/Rb} \geq 1$. Она оценивалась при допущении, что содержание калия в альбите, равновесном с КПШ, близко к 1,1% [142]. Избыточное по сравнению с этой величиной содержание калия в альбите и соответствующее ему количество рубидия относилось к примеси КПШ и вычиталось из наблюдаемых содержаний.

Коэффициенты распределения рубидия для КПШ и слюды превышают единицу и уменьшаются с ростом содержания фтора в онгонитах. В то же время $K_{комб}^{Rb}$ колеблется в интервале 0,36—1,43 и практически не зависит от содержания фтора в породе. Значение $K_{комб}^{Rb}$ растет с увеличением степени закристаллизованности онгонитов с коэффициентом парной корреляции $r = 0,34 \pm 0,15$. При среднем значении $K_{комб}^{Rb}$, равном $0,87 \pm 0,27$, его величина для онгонитов со степенью закристаллизованности, меньшей 40%, равна 0,71, а для более закристаллизованных онгонитов — 1,07. Среднее значение $D_{комб}^{K/Rb}$ для них составляет 2,2. Величина этого коэффициента растет с увеличением концентрации фтора в онгонитах, отражая аналогичные зависимости для $D_1 - D_3$. В то же время величина $D_{комб}^{K/Rb}$ падает с увеличением степени закристаллизованности; а при близких значениях этого параметра возрастает в более фтористых онгонитах [52].

Для эффузивных пород субщелочного и щелочного состава имеются лишь единичные работы, рассматривающие закономерности коэффициентов распределения рубидия. Для верхнекайнозойских кислых вулканитов западных районов США вариации K_1^{Rb} составляют 0,25—0,45 и отношение K/Rb в санидине приблизительно в 4 раза выше, чем в ассоциирующей основной массе. Следовательно, кристаллизация санидина является эффективным фактором увеличения концентрации Rb и уменьшения K/Rb отношения в расплаве [175]. По мнению указанных авторов, аккумуляция фенокристаллов санидина или анортотоклаза будет давать породы с низкими

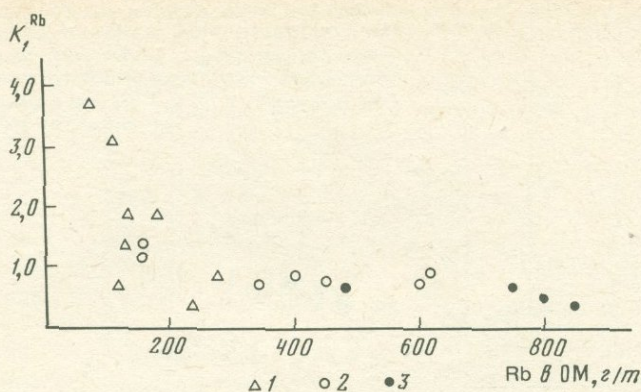
содержаниями Rb и высокими K/Rb, примерами которых являются сиениты исследуемых щелочных комплексов. Вывод о накоплении рубидия в остаточном расплаве при кристаллизации щелочных полевых шпатов подтверждается также низкими средними значениями K_p^{Rb} для санидинов и анортотлазов из риолитов и трахитов Эфиопии (0,22–0,38) и Италии (0,34–0,59) [127]. Приблизительно те же значения K_p^{Rb} (см. табл. 13) свойственны санидину и нефелину из фолонитов Иллимаусакской интрузии Гренландии, в то время как оливины и пироксены из пород данной щелочной серии характеризуются значительно более низкими коэффициентами распределения рубидия [158].

Первыми экспериментальными исследованиями [98, 99] было установлено, что величина коэффициента сокристаллизации рубидия при кристаллизации КПШ из водно-силикатного раствора не остается величиной постоянной, а меняется главным образом в зависимости от температуры. Концентрация Rb в растворе, давление в условиях опыта и pH среды не оказывают существенного влияния на величину указанного коэффициента. Было показано, что $D^{K/Rb} \approx 1$ при $T = 610\text{--}620^\circ\text{C}$. С понижением температуры значение коэффициента отличается от единицы в сторону уменьшения.

А. Бесвик [122] экспериментально изучил распределение калия и рубидия между водной щелочно-хлоридной фазой и сосуществующими флогопитом и санидином при $500\text{--}800^\circ\text{C}$ и 2000 кг/см^2 . Автором представлена диаграмма коэффициентов сокристаллизации Rb/K для пар санидин–раствор, флогопит–раствор и флогопит–санидин и показана линейная зависимость этих параметров от температуры, которая может быть использована для геотермометрии. По данным А. Бесвика, $D_{\text{фл/сан}}^{Rb}$ с уменьшением температуры растет от 2,95 (800°C) до 4,13 (500°C), что приблизительно соответствует интервалу значений $D_{\text{Би/КПШ}}^{Rb}$ (2,5–4,5) из литературных источников. По мнению автора, увеличение отношения K/Rb при фракционировании природных магм может быть результатом следующих процессов: а) раннее удаление биотита из расплава, приводящее к обеднению его рубидием относительно калия; б) аккумуляция в жидкости кристаллов КПШ, обедненных рубидием; в) селективное удаление рубидия по отношению к калию из КПШ с флюидной фазой.

Экспериментально исследовано также распределение рубидия между клинопироксеном и расплавом в условиях мантийных температур ($1100\text{--}1200^\circ\text{C}$) и давлений (15–30 кбар) [188]. Ввиду достаточного малых различий коэффициентов распределения калия (0,0014–0,0026) и рубидия (0,0010–0,0041) для пироксена в этих условиях, автор приходит к выводу, что значительные изменения K/Rb отношения и концентрация элементов в магмах могут быть объяснены разной степенью парциального плавления мантийного субстрата, когда флогопит и амфибол не сохраняются как надсолидуемые фазы в перцолитовых породах.

Для оценки вероятного влияния флюида на распределение рубидия в онгонитах экспериментально были определены K_p^{Rb} между расплавами онгонитов и флюидами (вода или 1% раствор плавиковой кислоты) и кристаллизующимися расплавами и флюидами [45]. Коэффициенты распределения рубидия между расплавами онгонитов и сосуществующими с ними флюидами значительно превышают единицу и колеблются от 52 до 1120. С увеличением содержания фтора в системе при температуре 800°C и давлении 1000 атм величина K^{Rb} расплав–флюид падает. Уменьшается она также при понижении температуры от 800 до 600°C . Коэффициент разделения калия и рубидия между расплавами онгонитов и флюидами при $800\text{--}700^\circ\text{C}$ 0,39–0,78 и достигает 1,0–1,47 при 600°C . Для гранитного расплава и сосуществующего с ним хлоридного флюида



Р и с. 12. Зависимость коэффициента распределения рубидия для щелочного полевого шпата от содержания элемента в основной массе кислых магматических пород 1 — комендиты; 2 — дациты и риолиты; 3 — эффузивные стекловатые онгониты

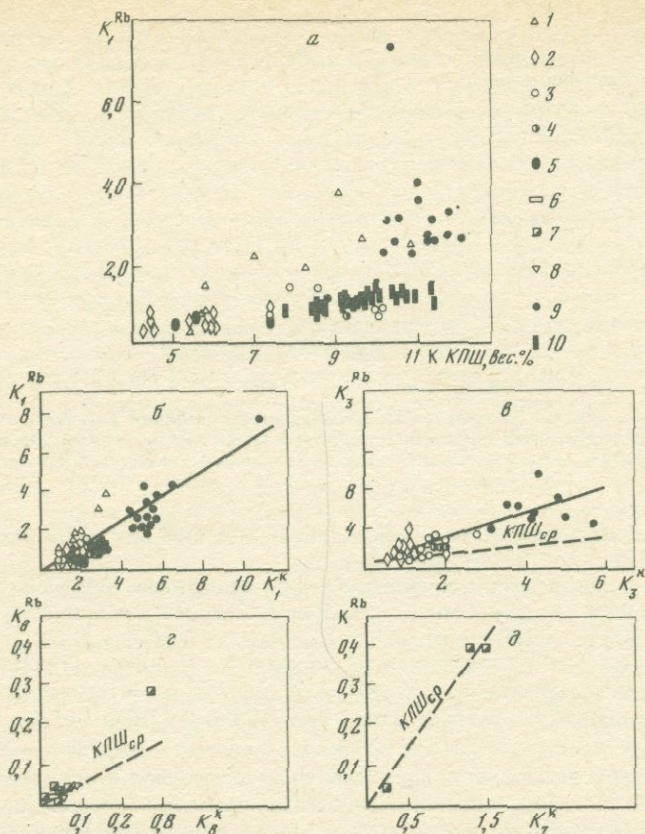
коэффициент разделения калия и рубидия при 800°С и 2000 атм составляет 1,05 [122].

В более поздних экспериментальных исследованиях получены значения K_p^{Rb} между флогопитом и санидином, находящимися в равновесии с водной фазой при 700°С и 1500 атм ($K_{Фл/Сан}^{Rb} = 2,3$; $D^{Rb/K} = 3,2$), которые в целом согласуются с результатами опытов А. Бесвика [137], а также величины K_p^{Rb} между щелочным полевым шпатом и синтетическим гранитным расплавом ($K_p^{Rb} = 0,77-1,1$) при 720–780°С и 8 кбар [163].

В табл. 13 приведены данные по коэффициентам распределения калия и рубидия между вкрапленниками различных минералов и основной массой магматических пород, которые охватывают широкий спектр составов от базальтов через трахиты, фолониты и андезиты до дацитов, липаритов, онгонитов и комендитов. Для трахитов, эффузивных онгонитов, комендитов МНР, а также эффузивов Забайкалья эти данные являются новыми, остальные взяты из опубликованных цитированных выше работ.

Вариации коэффициентов распределения рубидия в магматических породах весьма широкие даже для одного минерала и в близких по составу породах. Например, для КПШ K_1^{Rb} колеблется в онгонитах в интервале 0,4–7,3, в комендитах — 0,3–3,7, в трахитах — 0,2–0,7 и т.д. Вариации K_2^{Rb} , K_3^{Rb} , K_7^{Rb} , K_8^{Rb} также значительны. Для КПШ кислых пород (комендиты, эффузивные онгониты, дациты и липариты) K_1^{Rb} понижается с ростом содержания рубидия в основной массе (рис. 12). В целом содержание элемента в ОМ магматических пород не является общей причиной, обуславливающей вариации коэффициента распределения рубидия, хотя оно влияет на величину K_1^{Rb} для некоторых конкретных типов этих пород.

Из других параметров, характеризующих состав щелочного полевого шпата и породы, с K_p^{Rb} в большей степени связано содержание калия в полевоом шпате и других минералах. Несмотря на колебания величины K_1^{Rb} в КПШ с близким содержанием калия наблюдается общая тенденция роста K_1^{Rb} с увеличением содержания калия в полевоом шпате (рис. 13,а). Ее следовало ожидать в связи с общеизвестной близостью кристаллохимических свойств калия и рубидия в минералах и решающим влиянием на вели-



Р и с. 13. Зависимости коэффициента распределения рубидия для калиевого полевого шпата от содержания в нем калия (а) и для калиевого полевого шпата (б), слюды (в), клинопироксена (з), амфибола (д) от коэффициента распределения калия для этих минералов

1 — комендиты; 2 — трахиты; 3 — дациты; 4 — стекловатые игнимбриты; 5 — эффузивные онгониты; 6 — фонолиты; 7 — андезиты; 8 — базальты; 9 — дайковые онгониты; 10 — экспериментальные данные для 720–780 °С и 8 кбар, по [163]; пунктирные линии — корреляционная зависимость между K_i^{Rb} и K_i^K

чину K_1^{Rb} состава минералов [110]. Тем не менее эта зависимость в общей форме не была показана до сих пор, поскольку изучались значения K_p^{Rb} в узких интервалах составов минералов, и она проявилась при сопоставлении всех имеющихся данных, охватывающих практически весь интервал составов щелочных полевых шлатов магматических пород. Особенно четко данная тенденция проявляется при сопоставлении с K_1^{Rb} не только содержания калия в щелочном полевым шпате, но и коэффициента распределения этого элемента между полевым шпатом и основной массой (см. рис. 13, б).

Аналогичная тенденция роста K_p^{Rb} с увеличением K_p^K намечается для слюды, клинопироксена, амфибола (рис. 13, в–д) и плагиоклаза (рис. 14), хотя для пироксенов и амфиболов данных пока недостаточно. Следовательно, чем больше концентрация калия в любом минерале по сравнению с

Рис. 14. Зависимость коэффициента распределения рубидия для плагиоклаза от содержания в нем калия (а) и от коэффициента распределения калия (б). На врезке приведена детализация зависимости для низких значений K_2^{Rb} и K_2^K . Условные обозначения те же, что на рис. 13

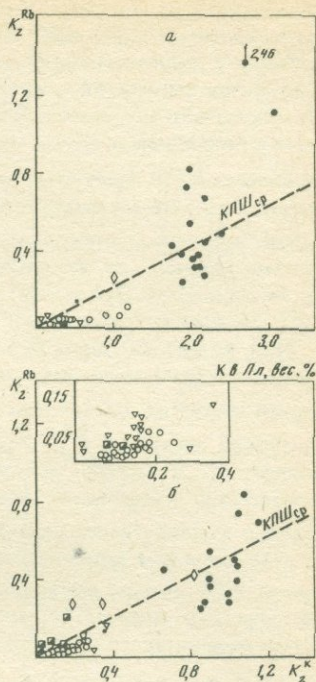
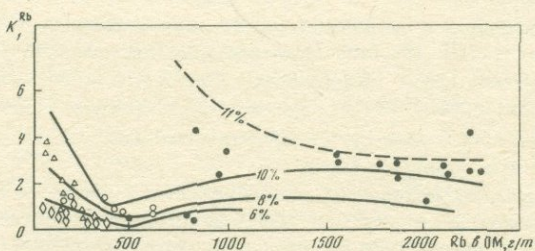


Рис. 15. Зависимость коэффициента распределения рубидия для щелочного полевого шпата от содержания калия (изоconцентраты) в нем и от содержания рубидия в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 13



основной массой магматических пород, тем выше в нем значение коэффициента распределения рубидия.

Таким образом, содержание калия в минерале является тем геохимическим фактором, который регулирует определенные ограничения в величинах K_p^{Rb} . Очевидно, общий высокий их уровень в онгонитах [52] по сравнению с базальтами, липаритами и трахитами обусловлен высоким содержанием калия в минералах онгонитов на фоне богатой натрием основной массы.

K_3^{Rb} растет быстрее при увеличении коэффициента распределения калия по сравнению с K_1^{Rb} (см. рис. 13, в). В то же время для плагиоклаза, клинопироксена и амфибола статистически усредненные корреляционные зависимости между K_p^{Rb} и K_p^K практически совпадают с таковыми для КПШ. Это свидетельствует, с одной стороны, о том, что структурное положение рубидия по отношению к калию в полевоом шпате и слюде различно, а с другой — о близости этого положения в структуре плагиоклаза, пироксе-

на и амфибола. Частично близость позиции калия и рубидия в таких разных перечисленных минералах может обуславливаться существованием калия и рубидия в виде тончайшей примеси *КПШ*. Именно такая картина наблюдается в альбитах онгонитов, в которых содержание калия 2–2,5 вес.%(см. рис. 14). Не исключено также, что при низких содержаниях калия в пироксене, амфиболе и плагиоклазе калий и рубидий могут растворяться в их структуре в виде минала *КПШ*. Например, установлено, что K_2^{Rb} уменьшается по мере понижения содержания анортитового минала в плагиоклазе из базальтов, андезитов, дацитов и стекловатых игнимбритов, а для альбитов $D^{K/Rb}$ значительно зависит от содержания фтора и степени закристаллизованности онгонитов [52]. Эти закономерные вариации коэффициентов трудно объяснить случайной примесью *КПШ* в плагиоклазах.

Как видно из рис. 12–14, на фоне общей тенденции повышения коэффициента распределения рубидия при росте коэффициента распределения калия имеются достаточно широкие вариации K_p^{Rb} при постоянстве K_p^K . Интервал вариаций K_p^{Rb} при этом растет с увеличением K_p^K (рис. 15). Это значит, что в магмах, в которых кристаллизуются наиболее калиевые по отношению к основной массе щелочные полевые шпаты, плагиоклазы и слюды, состав минералов далеко не полностью определяет K_p^{Rb} . В этом случае большое значение получают другие факторы. Например, для онгонитов K_1^{Rb} связан обратной корреляционной зависимостью с содержанием Rb или F в основной массе, т.е. в области содержаний 10–12% калия в *КПШ* вариации K_p^{Rb} обусловлены не содержанием калия в минерале, а Rb или F в основной массе. Возможно, колебания K_p^{Rb} связаны с другими особенностями минералов и расплавов, которые рассмотрены В.С. Урусовым и И.Ф. Кравчуком [110]. На рис. 15 видно взаимное влияние концентрации рубидия в основной массе эффузивных пород и калия в щелочном полево шпате. Характерный излом изолиний содержаний калия в *КПШ* с резким возрастанием K_1^{Rb} намечается практически для всех изолиний в области 350–400 г/т Rb в основной массе.

Таким образом, коэффициент распределения рубидия в магматических породах определяется в первую очередь видовым составом минерала-вкрапленника и содержанием калия в нем (или коэффициентом распределения калия). Чем больше степень накопления калия в каждом минерале, тем выше для него K_p^{Rb} . При постоянстве состава щелочного полевого шпата вариации коэффициента распределения обуславливаются другими факторами, в частности содержанием рубидия в расплаве (основной массе пород).

В целом имеющиеся данные по K_p^{Rb} в магматических породах свидетельствуют о закономерном, а не случайном характере их вариаций, обусловленном для каждого минерала содержанием в нем калия. Эти вариации в своей главной тенденции не могут быть связаны с наложенными на эффузивные породы процессами и отражают колебания коэффициентов распределения рубидия в магматических системах.

Распределение величины K/Rb между минералами и основной массой магматических пород показана на рис. 16. Только для слюды (рис. 16,а) $D_3^{K/Rb}$ несколько меньше единицы, хотя и близок к ней. Для калиевого полевого шпата, плагиоклаза, клино- и ортопироксена $D^{K/Rb}$ чаще всего превышает единицу, в связи с чем расплавы всегда характеризуются более низкими значениями отношения калия к рубидию, чем сосуществующие

Р и с. 16. Разделение калия и рубидия между вкрапленниками биотита (а), калиевого полевого шпата (б), плагиоклаза (в) — клинопироксена (1), ортопироксена (2) и основной массой магматических пород. Остальные обозначения см. на рис. 13

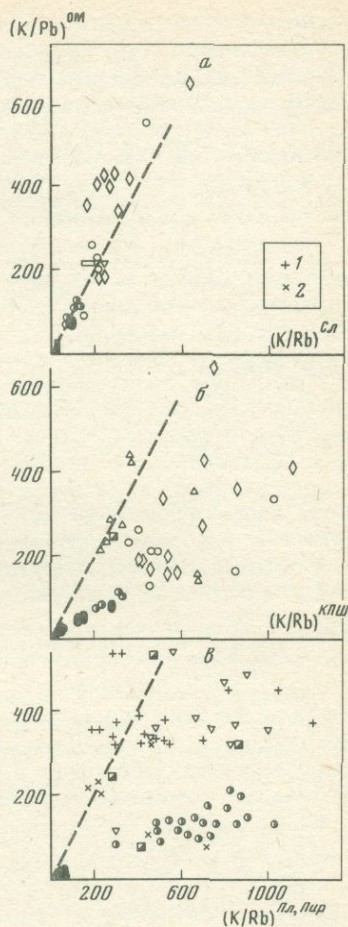
с ними полевые шпаты. Следовательно, фракционирование полевых шпатов из магматических расплавов должно приводить к понижению отношения калия к рубидию в остаточном расплаве. Поэтому величина K/Rb отношения может служить надежным критерием дифференцированных серий пород.

Наблюдаемые вариации коэффициентов распределения Rb могут отражать либо зависимости равновесных величин от термодинамических параметров и в первую очередь от температуры, либо влияние транспортных факторов (вязкость расплава и интенсивность его перемешивания) на эффективные коэффициенты распределения [90].

Некоторые из приведенных выше зависимостей могут быть объяснены в рамках равновесной модели. Так, содержание калия в $KПШ$ достаточно однозначно возрастает с падением температуры, а коэффициенты распределения компонентов, логарифмы которых пропорциональны свободным энергиям плавления соответствующих конечных членов, увеличиваются в этом же направлении. С этой точки зрения корреляция указанных величин вытекающая из рис. 13, вполне закономерна.

Имеющиеся экспериментальные данные [122] показывают, что K_1^{Rb} ниже, чем K_1^K , а для слюд эти величины близки. Это хорошо согласуется с материалом, приведенным на рис. 13, в, г.

В то же время зависимость коэффициентов распределения Rb от концентрации рубидия в основной массе вулканических пород может быть объяснена с позиций влияния процессов массопереноса в расплаве на отклонения эффективных коэффициентов распределения от равновесных их значений. Рубидий накапливается в расплаве к концу процесса кристаллизационной дифференциации и в том же направлении происходит обогащение магмы рядом летучих компонентов, снижающих ее вязкость и облегчающих диффузию катионов в расплаве. Кроме того, интенсификация процесса отделения пузырьков газовой фазы с ростом концентраций летучих компонентов в системе усиливает механическое перемешивание расплава, что также будет способствовать разрушению диффузионных ореолов вблизи граней растущих кристаллов и выравниванию концентраций катионов (включая рубидий и калий) во всей массе расплава. В этих условиях разделение компонентов в ходе кристаллизации будет ближе описываться равновесными коэффициентами распределения [90].



Вероятно, в природных системах кристаллизация магм, бедных рубидием, осуществляется при больших различиях эффективных и равновесных значений коэффициентов распределения. С этой точки зрения изоконцентраты содержания калия в полево шпате (приближенные изотермы) на рис. 15 могут быть интерпретированы как зависимости эффективных коэффициентов распределения от суммы факторов, способствующих приближению K_p^{Rb} к равновесным значениям за счет подавления диффузионных ореолов в расплаве.

Не исключено, что могут быть даны и другие толкования выявленным закономерностям в вариациях K_p^{Rb} . Возможно, что механизм дефектов "кристаллической решетки минералов" [110] при низких концентрациях Rb в расплаве также способствует увеличению различия между эффективным и равновесным значениями коэффициента распределения.

При любой дискуссии объяснения возможных причин рассмотренных зависимостей коэффициента распределения рубидия от состава минерала и расплава следует иметь в виду, что они выявлены в природных образованиях и, следовательно, должны проявляться в природных процессах. Исходя из анализа рис. 13,а, можно ожидать, что наиболее интенсивное накопление рубидия в остаточном расплаве должно проявляться в наиболее высокотемпературных "надсольвусных" магматических породах (трахитах, липаритах, фонолитах) повышенной щелочности, когда кристаллизуется гомогенный богатый натрием щелочной полево шпат. В этом случае отмечается самое низкое значение K_1^{Rb} , а следовательно, и самая низкая величина $K_{комб}^{Rb}$.

Судя по данным рис. 13, б, в, при кристаллизации щелочного полево шпата и биотита из калиевых магм коэффициенты распределения рубидия должны быть ниже, чем при кристаллизации этих минералов из более натриевых магм, поскольку в калиевых магмах при одном и том же составе минерала коэффициент распределения калия меньше.

Таким образом, K_p^{Rb} между вкрапленниками КПШ, Би, Пл, Пир, Амф и основной массой эффузивных и субвулканических пород непосредственно зависит от содержания калия в минерале или от K_p^K . K_1^{Rb} ниже, чем K_1^K , а для слюд эти величины близки. При постоянстве содержания калия коэффициент распределения рубидия падает с увеличением содержания рубидия в основной массе в области низких содержаний рубидия.

Зависимость K_p^{Rb} от содержания калия в минерале объясняется понижением температуры кристаллизации щелочного полево шпата со все более высоким содержанием калия. Зависимость между K_p^{Rb} и содержанием рубидия в расплаве (основной массе) связывается с увеличением различия эффективного и равновесного коэффициентов распределения в области низких концентраций рубидия.

ЦЕЗИЙ

По сравнению с литием и рубидием цезий обладает большим размером ионного радиуса и при магматической дифференциации интенсивно накапливается в поздних редкометальных гранитах, пегматитах и связанных с ними метасоматитах. Среди эффузивных пород важное значение в качестве концентраторов цезия приобрели в последние годы цезиеносные вулканические стекла [79].

В магматическом процессе цезий в отличие от рубидия проявляет более слабую геохимическую связь с калием и как крупный ион преимущественно

но концентрируется в слюдах, где координация калия максимальная. Среди последних главное практическое значение для получения цезия (попутно с литием) имеют лепидолит и циннвальдит. Вхождение цезия в решетку калиевого полевого шпата ограничено и при высоких содержаниях в нем элемента обычно обнаруживается поллцит (Cs, Na) $\text{AlSi}_2\text{O}_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ [101].

Среди возгонов при вулканической деятельности иногда образуется минерал авогадрит (K, Cs) BF_4 , что является доказательством существования в природе подвижных комплексных соединений цезия с летучими элементами.

Распределение цезия исследовалось в минералах различных групп магматических пород (табл. 14). Для анкарамита с Азорских островов и андезито-базальтов Японии С. Харт и Ц. Брукс [144] приводят весьма низкие (значительно ниже единицы) коэффициенты распределения цезия для плагиоклаза, оливина и пироксена. Однако K_2^{Cs} на порядок выше, чем для пироксена, и на два — чем для оливина. Для зональных фенокристаллов диопсид-авгита из андезито-базальта авторами установлена большая величина коэффициента распределения цезия в их краевых зонах по сравнению с ядрами.

Для субщелочных базальтов Южного прорыва Толбачинского извержения 1975—1976 гг. И.Ф. Кравчук и др. [71] определили $K_2^{\text{Cs}} > 1$, однако теоретически рассчитанная ими величина указанного коэффициента приблизительно соответствует уровню, приводимому в работе С. Харта и Ц. Брукса [144].

Более многочисленны данные по коэффициентам распределения цезия для пород андезит-дацит-риолитового состава.

При кристаллизации витроандезита Тырныауза [76] порфиновые вкрапленники всех минералов, в том числе и биотита, играли незначительную роль по извлечению цезия из расплава и оказались обеднены элементом по сравнению со стекловатой основной массой (гиперстен — $K_8^{\text{Cs}} = 0,8$; биотит — $K_3^{\text{Cs}} = 0,4$, плагиоклаз — $K_2^{\text{Cs}} = 0,3$, кварц — $K_5^{\text{Cs}} = 0,3$). Однако в отличие от биотита из данного витроандезита для более кислых пород, игнимбригов Тосканы в Италии [132] и дацитов Колорадо в США [146] выявлена более существенная роль биотита как концентратора цезия ($K_3^{\text{Cs}} = 2,02-2,6$) в этих эффузивах.

Коэффициенты распределения цезия между вкрапленниками плагиоклаза и расплавом из дацитовых пемз США отличаются сравнительно небольшими колебаниями (0,030—0,13). Более высокое значение указанного коэффициента (0,78) для пемзы дацита с о-ва Кюсю (Япония) обусловлено снижением концентрации элемента в основной массе породы, связанное с процессами выветривания [131]. Все эти плагиоклазы, имеющие состав олигоклаз-андезина, характеризуются зональным строением, обусловленным, по мнению авторов, либо циркулирующей растущих кристаллов в стратиформной по составу магматической камере, либо колебаниями в ней температур и давлений во время роста кристаллов. Для таких зональных плагиоклазов полученные величины K_2^{Cs} представляют их средние значения.

Близкие к приведенным выше интервалы значений K_2^{Cs} определены для плагиоклазов из миоценовых риолит-риодацитовых игнимбригов Северо-Западной Сардинии в Италии ($K_2^{\text{Cs}} = 0,017-0,098$) [194] и известково-щелочной серии андезит-дацит-риолитового состава Южного Перу ($K_2^{\text{Cs}} = 0,02-0,10$) [162].

Таблица 14

Содержание цезия во вкрапленниках и основной массе порфировых пород и его коэффициенты распределения

Номер пробы	Порода, ОМ, минералы	Содержание цезия, г/т	Коэффициенты распределения	
1	2	3	4	
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья				
Ту533	Трахиандезит, Тулукуй	30	$K_{\text{комб}} = 0,38$	
	ОМ	21		
	КПШ (Орт _{5,9} Аб _{4,1})	7	0,33	
	Биотит	17	0,81	
Ту535	Трахидацил, там же	18	$K_{\text{комб}} = 0,81$	
	ОМ	12		
	Плагиоклаз	9	0,75	
	Биотит	27	2,25	
Ту435	Трахидацил, там же	51	$K_{\text{комб}} = 0,24$	
	ОМ (стекло)	35		
	Плагиоклаз	4	0,11	
	Биотит	45	1,28	
Ту528	Трахидацил, там же	20	$K_{\text{комб}} = 0,28$	
	ОМ (стекло)	31		
	Плагиоклаз	4	0,13	
	Биотит	51	1,64	
Д-405	Трахидацил, Долгокыча	18		
	ОМ	21		
	Биотит	18		0,86
Д-510	Трахидацил, там же	9		
	ОМ	9		
	Пироксен	3		0,33
	Амфибол	9		1,0
	Биотит	18		2,0
Ар537	Дацил, Нерзавод	4		
	ОМ (стекло)	6		
	Биотит	9		1,5
Ар416	Трахилипарит, Маркосиха	19		
	ОМ	14		
	Сандин	17		1,21
Ар414	Липарит, Оботуй	6		
	ОМ	8		
	Биотит	9		1,12
Ар541	Липарит, Нерзавод	13		
	ОМ	8		
	Биотит	121		15,1
Урт420	Кварцевый порфир, Уртуй	4		
	ОМ	4		
	КПШ (Орт _{7,7} Аб _{2,3})	5		1,25
Урт421	Кварцевый порфир, там же	7		
	ОМ	7		
	КПШ (Орт _{7,4} Аб _{2,6})	9		1,28
А6502	Гранит-порфир, Тут-Халтуй	12		
	ОМ	8		
	Полевые шпаты	9		1,12

Таблица 14 (продолжение)

1	2	3	4
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья			
Ар520	Гранит-порфир, Абагайтуй	2	
	ОМ	3,4	
	Биотит	50	14,7
Щелочные эффузивы Монголии			
ХБ4115	Пантеллерит, Хан-Богдо	16	
	ОМ (стекло)	18	
	КПШ ($Or_{7,5}Ab_{3,5}$)	12	0,67
Уг4006	Трахилипарит, Улугей	2,8	
	ОМ	4	
	Биотит	5	1,25
Уг4011	Трахилипарит, там же	4	
	ОМ (стекло)	4	
	Биотит	19	4,65
Уг4016	Трахилипарит, там же	4	
	ОМ	4	
	Биотит	25	6,25
Уг4017	Трахилипарит, там же	2,8	
	ОМ	4	
	Биотит	19	4,65
Муш4044	Трахит, Мушугай-Худук	Сл.	
	ОМ	7	
	Биотит	7	1,0
ДД4132	Трахит, Дурбент-Дориту, МНР	4	
	ОМ	5	
	Биотит	7	1,4
Муш1870	Трахит, Мушугай-Худук, МНР		
	ОМ	4	
	Биотит	13	3,25
Муш1879	Сиенит, там же		
	ОМ	4	
	Биотит	13	3,25
Муш1909	Трахидацит, там же		
	ОМ	19	
	Биотит	20	1,05
Муш1916	Трахилипарит, там же		
	ОМ	7	
	Биотит	10	1,43
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья			
ОХ851	Онгонит, Онгон-Хайрхан, МНР	14	$K_{\text{комб}} = 0,30$
	ОМ	29	
	КПШ ($Or_{7,3}Ab_{2,7}$)	36	1,24
	Слюда	154	5,3
ОХ855	Онгонит, там же	95	
	ОМ	107	
	Альбит	70	
	Слюда	188	1,76
ОХ856	Онгонит, там же	70	
	ОМ	58	
	Альбит (№ 5—6)	20	
	Слюда	283	4,88
ОХ857	Онгонит, там же	65	$K_{\text{комб}} = 0,54$
	ОМ	85	

Таблица 14 (продолжение)

1	2	3	4
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья			
	Альбит (№ 6)	27	
	КПШ (Орт _{7,8} Аб _{2,2})	103	1,21
	Слюда	490	5,8
ОХ859	Онгонит, там же	49	$K_{\text{КОМБ}} = 0,49$
	ОМ	56	
	Альбит	40	
	КПШ (Орт _{8,1} Аб _{1,9})	73	1,30
	Слюда	280	5,0
ОХ655/7	Онгонит, там же	78	$K_{\text{КОМБ}} = 0,58$
	ОМ	70	
	Альбит (№ 6—7)	29	
	КПШ (Орт _{8,5} Аб _{1,5})	150	2,14
ОХ655/9	Онгонит, там же	65	$K_{\text{КОМБ}} = 0,74$
	ОМ	60	
	Альбит	28	
	КПШ (Орт _{8,4} Аб _{1,6})	135	2,25
ОХ655/29	Онгонит, там же	48	$K_{\text{КОМБ}} = 1,07$
	ОМ	38	
	Альбит	25	
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	120	3,16
ОХ655/48	Онгонит, там же	71	$K_{\text{КОМБ}} = 0,43$
	ОМ	70	
	Альбит	20	
	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	115	1,64
ОХ655/54	Онгонит, там же	69	$K_{\text{КОМБ}} = 0,35$
	ОМ	65	
	Альбит	30	
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	110	1,69
ОХ655/56	Онгонит, там же	72	$K_{\text{КОМБ}} = 0,34$
	ОМ	57	
	Альбит	28	
	КПШ (Орт _{8,1} Аб _{1,9})	120	2,11
ОХ655/88	Онгонит, там же	48	$K_{\text{КОМБ}} = 0,70$
	ОМ	47	
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	120	2,55
ОХ655/95	Онгонит, там же	78	$K_{\text{КОМБ}} = 0,82$
	ОМ	80	
	КПШ (Орт _{7,8} Аб _{2,2})	165	2,01
ОХ655/96	Онгонит, там же	93	$K_{\text{КОМБ}} = 0,60$
	ОМ	75	
	Альбит	40	
	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	170	2,27
БН1700	Онгонит, Бага-Газрын, МНР	13	$K_{\text{КОМБ}} = 0,43$
	ОМ	14	
	Альбит (№ 10—16)	7	
	КПШ (Орт _{7,6} Аб _{2,4})	11	0,79
	Слюда	188	13,4
АБ428	Онгонит, Ары-Булак, Забайкалье	190	$K_{\text{КОМБ}} = 0,32$
	ОМ	268	
	Альбит (№ 12—14)	40	0,15
	Сандин (Орт _{6,2} Аб _{3,8})	61	0,23
	Слюда	3040	11,34
АБ500	Онгонит, там же	12	$K_{\text{КОМБ}} = 1,53$
	ОМ	9	

Таблица 14 (продолжение)

1	2	3	4
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья			
ДД4133	Санидин ($Or_{76,5}Ab_{3,5}$)	12	1,33
	Слюда	97	10,8
	Онгонит Дурбент-Дориту, МНР	25	
	ОМ (стекло)	30	
	Биотит	10	0,33
2	Дацит, Колорадо, США [146]		
	Биотит		2,02
Р39	Анкарамит, Азорские острова [144]		
	ОМ	192	
	Плагиоклаз	4,76	0,0248
	Оливин	0,082	0,00043
	Пироксен (зеленый)	0,752	0,00392
	Пироксен (коричневый)	0,291	0,00152
204	Андезито-базальт, Япония [144]		
	ОМ	420	
	Пироксен (краевая зона вкр.)	7,53	0,0179
	Пироксен (ядро вкр.)	1,54	0,00367
Известково-щелочная серия в зонах Арекипа и Барросо Южного Перу [162]			
45	Андезит		
	ОМ	4,05	
	Плагиоклаз (№ 47,5)	0,20	0,05
27	Андезит		
	ОМ	1,74	
	Плагиоклаз (№ 52,5)	0,10	0,06
28	Андезит		
	ОМ	1,60	
	Плагиоклаз (№ 58,9)	0,07	0,04
297	Дацит		
	ОМ	2,60	
	Плагиоклаз (№ 40,9)	0,20	0,08
254	Дацит		
	ОМ	5,35	
	Плагиоклаз (№ 46,6)	0,56	0,10
315	Дацит		
	ОМ	3,60	
	Плагиоклаз (№ 33,9)	0,26	0,17
167	Дацит		
	ОМ	8,04	
	Плагиоклаз	0,29	0,04
312	Дацит		
	ОМ	2,98	
	Плагиоклаз (№ 37,1)	0,21	0,07
241	Дацит		
	ОМ	12,59	
	Плагиоклаз	0,27	0,02
250	Риолит		
	ОМ	3,63	
	Плагиоклаз (№ 31,9)	0,09	0,02
Дацитовые породы с лапиллями плагиоклаза вулканов США и Японии [131]			
1	Плагиоклаз (№ 41), Гласьер Пик, США		0,03
2	Плагиоклаз (№ 41), Геленс, США		0,13
3	Плагиоклаз (№ 40), Мазама, США		0,05

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4
Дацитовые породы с лапиллями плагиоклаза вулканов США и Японии [131]			
4	Плагиоклаз (№ 49), Кюсю, Япония		0,78
5	Плагиоклаз (№ 23), Тумало, США		0,099
6	Плагиоклаз (№ 40), Мазама, США		0,083
Щелочная серия Илимаусакской интрузии, Гренландия [159]			
153231	Нефелиновый трахит	3,45	
	Оливин		0,043
	Пироксен		0,026
153099	Трахитовый фонолит	2,27	
	Санидин		0,044
	Оливин		0,048
	Пироксен		0,048
153200	Нефелиновый фонолит	6,35	
	Нефелин		0,413

В онгонитах МНР [52] главными минералами-концентраторами цезия являются слюды и *КПШ*, для которых K_p^{Cs} сравнительно выдержаны и превышают единицу ($K_3^{Cs} = 6,9$; $K_1^{Cs} = 1,93$). Это значительно выше, чем аналогичные коэффициенты для стекловатых игнимбритов Италии [132]. Среднее значение $K_{комб}^{Cs}$ для онгонитов составляет $0,59 \pm 0,19$ и оно несколько ниже по сравнению с $K_{комб}^{Rb}$ для этих субвулканических пород.

На примере гранитоидных серий Урала Г.И. и Е.Я. Самаркиными [96] показано закономерное увеличение коэффициентов распределения цезия между биотитом и *КПШ* от гипабиссальных ($K_{Бу/КПШ}^{Cs} = 2,3-4,2$) к абиссальным фациям ($K_{Бу/КПШ}^{Cs} = 4,7-10,3$) глубинности пород, указывающее на повышение в этом направлении общего давления кристаллизующихся расплавов. Понижение K_p^{Cs} между *КПШ* и плагиоклазом в гранитоидах от "водных" ($K_{КПШ/Пл}^{Cs} = 3,8-5,7$) к "маловодным фациям" ($K_{КПШ/Пл}^{Cs} = 0,6-2,2$) отражает, по их мнению, влияние давления флюида на формирование плутонических и вулканоплутонических серий пород.

Для минералов щелочной серии Илимаусакской интрузии в Гренландии [158] по сравнению с теми же минералами в базальтах получены более высокие значения коэффициентов распределения цезия (см. табл. 14). Среди минералов указанной серии наибольший K_p^{Cs} определен для нефелина из нефелинового фонолита (0,41).

Экспериментальных данных по распределению цезия между минералами и расплавом пока очень мало. Впервые Х. Эйгстером [133, 134] было показано, что K_p^{Cs} между санидином и богатым водой флюидом (при $T = 500-800^\circ C$, $P_{H_2O} = 1000-2000$ бар и Cs/K (в вес.%) во флюиде от $2 \cdot 10^{-4}$ до 10^{-2}) не остается величиной постоянной, а уменьшается с понижением температуры. Значение этого коэффициента меньше единицы при температуре ниже $700^\circ C$ (при $T = 500^\circ C - 0,48$; $600^\circ C - 0,70$; $700^\circ C - 0,96$; $800^\circ C - 1,20$). Проведено также экспериментальное изучение распределе-

ния цезия между *КПШ* и хлоридным раствором при параметрах, близких к 600°C и 800 бар [156]. Величина K_p^{Cs} для этих условий составила всего $0,025$, т.е. добавление KCl во флюид увеличивает растворимость в нем цезия. Французские исследователи определили также предельные концентрации щелочных элементов (г/т) в *КПШ* и альбите в равновесии с указанным раствором при 600°C и 800 бар :

Rb	в <i>КПШ</i>	10000
Cs	"	480
Rb	в альбите	1600
Cs	"	500

Эти опыты свидетельствуют об ограниченности вхождения Cs по сравнению с Rb в структуры полевых шпатов.

Эксперименты по выяснению характера распределения цезия между клинопироксеном и расплавом в системе диопсид — альбит—анортит—вода при $1100\text{--}1200^{\circ}\text{C}$ и $15\text{--}30\text{ кбар}$ показали, что величина K_p^{Cs} в данных условиях меняется в интервале $0,00035\text{--}0,0036$ и растет по мере снижения температуры и давления [188].

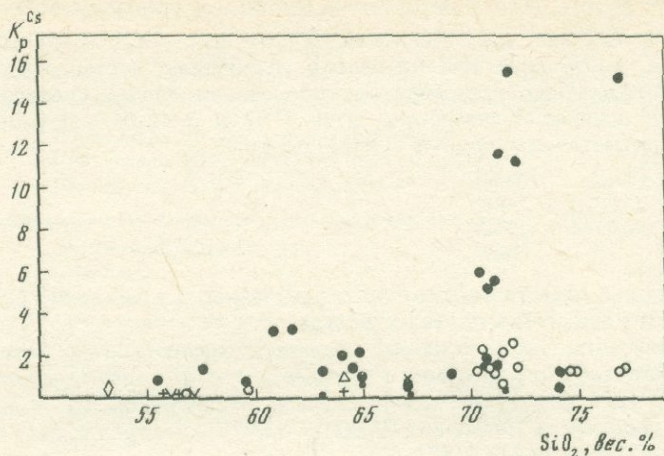
Таким образом, судя по литературным данным, плагиоклазы из разных по составу магматических пород характеризуются сравнительно постоянными значениями коэффициентов распределения цезия. Более высокими эти коэффициенты являются для щелочных полевых шпатов и максимальные величины достигают для слюд. Однако для всех рассмотренных минералов $K_p^{\text{Cs}} < K_p^{\text{Li}}$.

В дополнение к упомянутым выше оценкам в табл. 14 представлены оригинальные данные по коэффициентам распределения цезия для плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, слюд, пироксенов, амфиболов из пород латитовой и известково-щелочной серий Забайкалья, трахитов, латитов, комендитов, трахиориолитов и онгонитов из Монголии. К сожалению, имеется сравнительно мало данных по K_p^{Cs} из пород, охарактеризованных химическими анализами (рис. 17). Общий интервал кремнекислотности таких пород составляет $53\text{--}77\%$. Из них большая часть представлена только коэффициентами распределения элемента в слюдах, реже — в полевых шпатах и единичные оценки K_p^{Cs} имеются для пироксена и амфибола. Большинство слюд характеризуются величинами коэффициентов, превышающими единицу, но с широкими их вариациями, особенно в области кислых пород. K_p^{Cs} для плагиоклаза, калиевого полевого шпата, пироксена — меньше единицы или несколько превышают ее. Из рис. 17 не следует четкой зависимости K_p^{Cs} для какого-либо из минералов от кремнекислотности пород.

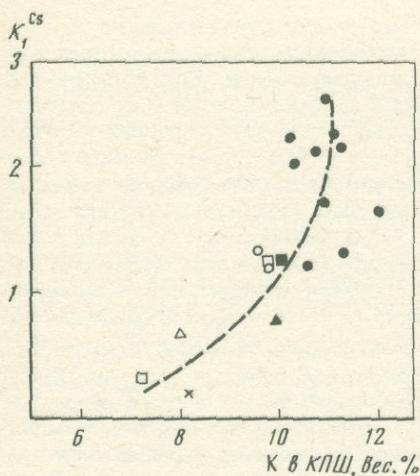
Общие вариации (см. табл. 14) для K_1^{Cs} находятся в интервале $0,25\text{--}2,6$; для $K_2^{\text{Cs}} - 0,02\text{--}0,75$; $K_3^{\text{Cs}} - 0,4\text{--}15,1$; $K_7^{\text{Cs}} - 0,02\text{--}1,0$.

Намечается прямая зависимость K_1^{Cs} от содержания калия в щелочном полево шпате (рис. 18), близкая к той, которая отмечалась для рубидия. При этом для калиевых полевых шпатов с содержанием $\text{K} < 9\%$, $K_1^{\text{Cs}} < 1$, а для более калиевых щелочных полевых шпатов $K_1^{\text{Cs}} > 1$.

Как и для рубидия, наблюдается прямая зависимость коэффициента распределения цезия от величины коэффициента распределения калия для плагиоклаза (рис. 19, а), при этом зависимости для плагиоклаза и калиевого полевого шпата в целом укладываются в единую тенденцию (см. рис. 19, б). Судя по немногочисленным оценкам K_p^{Cs} , для оливина, амфибола и моноклинного пироксена также намечается единая прямолинейная зависимость его от K_p^{K} (см. рис. 19, в).

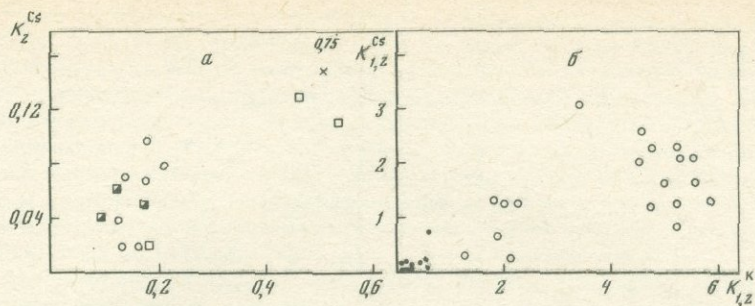


Р и с. 17. Зависимость коэффициентов распределения цезия для различных минералов от кремнекислотности магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 4

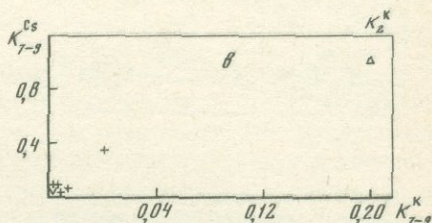


Р и с. 18. Зависимость коэффициента распределения цезия для калиевого полевого шпата от содержания в нем калия. Условные обозначения те же, что на рис. 6

Если рассмотреть характер зависимостей K_p^{Cs} от K_p^K для всех минералов на единой диаграмме (рис. 20), можно видеть, что наиболее слабое возрастание K_p^{Cs} с ростом K_p^K отмечается для полевых шпатов, более интенсивно оно проявлено у слюд (хотя статистическая вероятность прямолинейной корреляции здесь невысокая), а у амфиболов, пироксена и оливина — самое интенсивное. В принципе каждая из упомянутых зависимостей может отражать, как и для рубидия, роль температурного фактора предполагая, что рост K_p^K отражает понижение температуры магмы, либо основности минералов. Однако объяснить отличие зависимости K_p^{Cs} от K_p^K для различных минералов с помощью температурного фактора мало вероятно. Эти отличия могут быть обусловлены разными структурами исследованных минералов, способными по разному концентрировать цезий. В частности, структурный фактор разных минералов может быть отражением их кислотно-основных свойств [35, 67]. Чем выше основность минералов (K_p^K), тем выше K_p^{Cs} , поскольку повышение щелочности (активности калия) вызывает повышение активности всех щелочей, в том числе и Cs. Эта зависимость



Р и с. 19. Зависимость коэффициентов распределения цезия для полевых шпатов (а, б), амфибола, моноклинного пироксена и оливина (в) от коэффициента распределения калия для этих минералов. Условные обозначения те же, что на рис. 6 (для а) и 4 (для б, в)

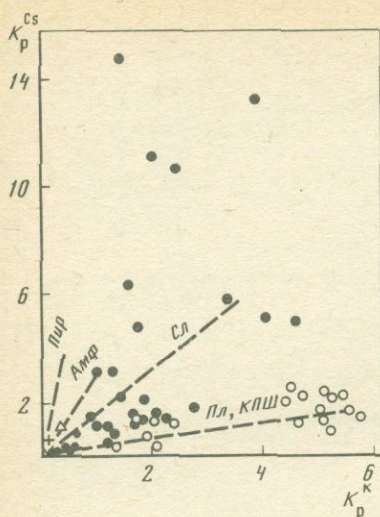


усиливается в ряду полевой шпат—слюда—(пироксен, амфибол, оливин), возможно, в связи с возрастанием в нем основности минералов.

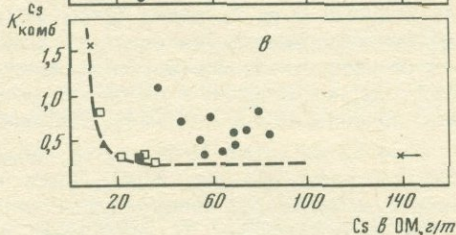
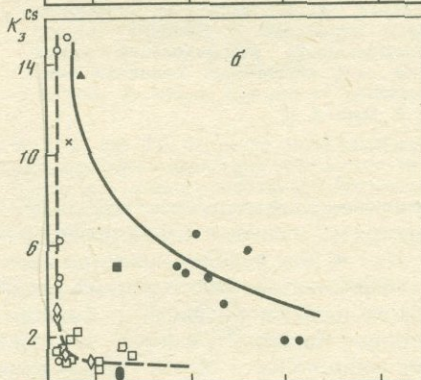
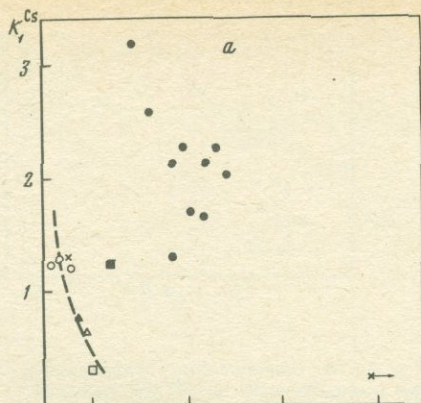
Как и для рубидия, имеется еще один фактор, влияющий на вариации коэффициентов распределения цезия по крайней мере для калиевого полевого шпата и слюды. Этот фактор — содержание цезия в основной массе породы. На рис. 21, а видно, что для калиевых полевых шпатов намечаются две совокупности точек. Одна — с низкими значениями K_p^K ($\leq 2,3$) и располагающиеся в ее пределах точки укладываются в обратную зависимость K_1^{Cs} от содержания Cs в основной массе. Другая — представлена онгонитами со значительно большими значениями K_p^K . Из рис. 21, а также следует, что содержание цезия в основной массе, как и содержание калия в калиевом полевоом шпате, оказывает влияние на вариации K_1^{Cs} .

Еще более четко проявляется зависимость K_p^{Cs} от концентрации Cs в ОМ для слюд (см. рис. 21,б). Здесь, как и в случае калиевого полевого шпата, имеются две совокупности составов пород с разными коэффициентами распределения: 1) онгониты в области более высоких значений K_3^{Cs} и 2) все остальные породы. В отличие от калиевых полевых шпатов в обеих совокупностях составов отмечается характерная для многих других элементов и минералов однотипная зависимость коэффициента распределения от содержания элемента в основной массе. Для онгонитов при $C_{OM}^{Cs} < 30$ г/т отмечается резкое возрастание K_3^{Cs} , а при более высоких значениях C_{OM}^{Cs} , K_3^{Cs} падает. Для всех остальных изученных пород зависимость K_3^{Cs} от C_{OM}^{Cs} такого же типа.

Однако область наиболее высоких вариаций K_3^{Cs} (1,5—14,5) располагается при $C_{OM}^{Cs} < 5$ г/т, область перегиба с $K_3^{Cs} = 1,5—0,9$ при $C_{OM}^{Cs} = 5—15$ г/т и область постоянства $K_3^{Cs} = 0,9—1,0$ отмечается при $C_{OM}^{Cs} > 15$ г/т. Наличие такой зависимости K_3^{Cs} от C_{OM}^{Cs} может быть вызвано двумя причинами: 1) разными значениями коэффициентов распределения калия в двух группах пород (в онгонитах $K_p^K = 4,9—2,15$; в остальных породах $K_p^K = 2,8—1,0$), от которых для других минералов зависит K_p^{Cs} ; 2) разными по составу



Р и с. 20. Зависимость коэффициентов распределения цезия для различных минералов от коэффициентов распределения калия. Условные обозначения те же, что на рис. 4



Р и с. 21. Зависимость коэффициентов распределения цезия для калиевого полевого шпата (а) и слюды (б), а также комбинированного коэффициента распределения цезия (в) от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 6

ву сериями слюд, отличающимися между собой в первую очередь по глиноземности.

Имеющиеся данные по $K_{\text{комб}}^{\text{Cs}}$ показывают (см. рис. 21, в), что большинство исследованных пород характеризуются коэффициентами распределения ниже единицы (в том числе и онгониты). Как и для K_1^{Cs} , для $K_{\text{комб}}^{\text{Cs}}$ (все породы, исключая онгониты) имеется зависимость от содержания Cs в основной массе. В области $C_{\text{ОМ}}^{\text{Cs}} = 15$ г/т отмечаются резкие вариации $K_{\text{комб}}^{\text{Cs}}$ (до 1,5), в области $C_{\text{ОМ}}^{\text{Cs}} = 15-25$ г/т наблюдается перегиб кривой зависимости ($K_{\text{комб}}^{\text{Cs}} = 0,5-0,25$) и при более высоких значениях $C_{\text{ОМ}}^{\text{Cs}}$ $K_{\text{комб}}^{\text{Cs}} = 0,25$.

Приведенные данные по коэффициентам распределения цезия дают ключ к пониманию некоторых его особенностей в поведении при кристаллизационной дифференциации магматических расплавов. Богатые цезием расплавы ($> 20-30$ г/т) должны накапливать этот элемент в остаточной

магме, вплоть до содержаний, при которых может кристаллизоваться собственный цезиевый минерал — поллуцит. Такие условия достигаются при формировании глубокодифференцированных пегматитов. По мере развития пегматитового процесса закономерно растет концентрация цезия в микроклине и мусковите. Это было показано на примере пегматитовых полей Восточного Саяна [100], где от плагиоклаз-микроклиновых пегматитов к редкометалльным натриево-литиевым иногда с поллуцитом содержание цезия увеличивается для микроклина от 0,44 до 650 г/т, а для мусковита — от 55 до 1430 г/т.

При значении $K_{\text{КОМБ}}^{\text{Cs}} < 1$, видимо, связано появление повышенных концентраций цезия и в других продуктах остаточных магм (онгонитах, литий-фтористых гранитах, некоторых редкометалльных щелочных гранитах, агапитовых нефелиновых сиенитах и фонолитах, цезиевых кислых стеклах).

При низких (< 10–15 г/т) содержаниях цезия в магмах, по-видимому, возможно и накопление цезия в остаточных расплавах (когда $K_{\text{КОМБ}}^{\text{Cs}} < 1$) и, наоборот, обеднение последних этим элементом. При накоплении действует упоминавшийся выше процесс "саморегулирующегося прогрессивного накопления" элемента, поскольку при $K_{\text{КОМБ}}^{\text{Cs}} < 1$ происходит накопление цезия в остаточном расплаве, а это в свою очередь приводит к дальнейшему понижению $K_{\text{КОМБ}}^{\text{Cs}}$ и т.д.

Графики типа рис. 21 дают нам ответ, почему, например, в цезиевых стеклах накопление цезия достигает значительных масштабов, в то время как другие "остаточные" элементы не накапливаются. Это, возможно, связано с тем, что области максимальных вариаций K_p для разных элементов могут соответствовать разным содержаниям последних. В связи с этим одни элементы накапливаются в остаточных расплавах, а другие в этих же условиях не накапливаются. Появление магм в области низких содержаний с $K_p < 1$ и $K_p > 1$ для многих минералов и элементов носит статистический характер.

В целом анализ табл. 14 приводит нас к выводу, что кристаллизация наиболее распространенных минералов магматических пород (плагиоклазов, пироксенов, амфиболов, оливинов, а часто слюд и калиевых полевых шпатов) из магм различного состава должна приводить к накоплению цезия в остаточном расплаве.

Общая закономерность накопления цезия в процессе эволюции различных по составу серий пород была показана О.Д. Ставровым [101]. Например, андезиты островных дуг обогащены цезием по отношению к океаническим толеитам, а андезиты континентов — по отношению к континентальным толеитовым базальтам. По данным В.И. Герасимовского, возрастает содержание цезия в процессе последовательного формирования пород Ловозерского щелочного массива. О.Д. Ставровым показана также отчетливая тенденция накопления цезия в процессах формирования многих гранитных интрузивных дифференцированных комплексов различных складчатых областей.

Важным показателем дифференцированности магматических комплексов является величина отношения K/Cs , уменьшение которой свидетельствует о направленности процесса дифференциации. Почти для всех минералов из различных по составу пород $D^{K/\text{Cs}} > 1$. Так вариации $D^{K/\text{Cs}}$ для *КПШ* из онгонитов Монголии составили 2,08–6,62 [52], для плагиоклазов из дацитов США и Японии [131] — 2,0–6,6, анкарамита с Азорских островов [144] — 7,3, игнимбринов Италии [194] — 0,7–7,0 и для биотита из дацита США [146] — 1,24. Только для пироксена и оливи-

на из базальтов [144] определен коэффициент $D^{K/Cs}$, несколько меньший единицы или близкий к ней.

Исходя из этих пока немногочисленных данных можно заключить, что фракционирование полевых шпатов и слюд из магматических расплавов будет приводить к понижению отношения K/Cs в остаточной магме.

БЕРИЛЛИЙ

Имеющиеся в литературе сведения о распространенности бериллия в земной коре свидетельствуют о том, что он является типичным литофильным элементом, наиболее характерным для кислых и щелочных горных пород. Главные закономерности поведения бериллия в магматическом процессе обусловлены ограниченным вхождением элемента в породообразующие и акцессорные минералы и накоплением его в остаточных расплавах, где он может давать собственную минеральную фазу, а также тесной связью бериллия с минерализаторами, главным образом со фтором, который благодаря образованию с бериллием легколетучих соединений экстрагирует его из магматического расплава.

Бериллий обладает небольшим размером ионного радиуса (0,34 Å) и его вхождение в кристаллические структуры минералов обусловлено кристаллохимическим сходством бериллийкислородного тетраэдра $[BeO_4]^{6-}$ с $[SiO_4]^{4-}$ и $[AlO_4]^{4-}$. Имеются различные схемы изоморфного вхождения Be^{2+} на место Si^{4+} и Al^{3+} . А.А. Беус [22] считает возможным гетеровалентный изоморфизм бериллия и кремния с компенсацией недостающего заряда за счет высоковалентных катионов, а, по мнению Л.В. Таусона [103], более вероятным является вхождение бериллия на место алюминия: $2Al^{3+} \leftarrow Be^{2+} + Si^{4+}$.

По своим химическим свойствам бериллий близок к металлам — афотерам. Он образует устойчивые и хорошо растворимые простые галоидные соединения (BeF_2 , $BeCl_2$).

При высоких температурах существуют галоидные комплексные соединения элемента, среди которых наиболее стабильными являются фторидные бериллиевые комплексы. Поэтому весьма вероятным считается присутствие бериллия в расплаве в виде комплексных фторбериллитов, условия существования которых (распад или отделение) в значительной мере обуславливают присутствие или отсутствие элемента в том или ином минерале [86].

В настоящее время в геохимической литературе практически отсутствуют данные по коэффициентам распределения бериллия между вкрапленниками и основной массой различных вулканических пород.

Приблизительные оценки $K_{комб}^{Be}$ для пород гранитоидного состава были даны на основе данных по содержаниям Be в разных генерациях минералов и расчета "удельной доли" элемента, приходящейся на ранние и поздние этапы кристаллизации расплава. Эти исследования показали, что для гранитоидов обычно величина $K_{комб}^{Be} < 1$, хотя значительно от единицы не отличается. Однако такая величина $K_{комб}^{Be}$ в кристаллизующемся расплаве означает принципиальную возможность накопления Be в конечных продуктах кристаллизации до рудных концентраций при обычном его содержании в исходном расплаве, тем более что значение коэффициента распределения для разных пород меняется и более интенсивное накопление Be в последующих порциях расплава отвечает более кремнекислым, богатым летучими компонентами магмам [86].

Коэффициенты распределения Be были оценены для минералов-вкрапленников витроандезита Тырнауза [76] и показано, что величины

их < 1 (гиперстен — 0,5; биотит — 0,3; плагиоклаз — 0,7; кварц — 0,1), т.е. кристаллизация указанных минералов из магмы будет приводить к обогащению бериллием остаточного расплава. Рассчитанное по этим данным значение $K_{\text{комб}}^{\text{Be}}$ составляет 0,57. Оно несколько выше, чем величина $K_{\text{комб}}^{\text{Be}}$, рассчитанная И.Д. Рябчиковым [92] как для модели фракционной (0,05—0,3), так и для полностью равновесной кристаллизации (0,25—0,5) гранитоидной магмы.

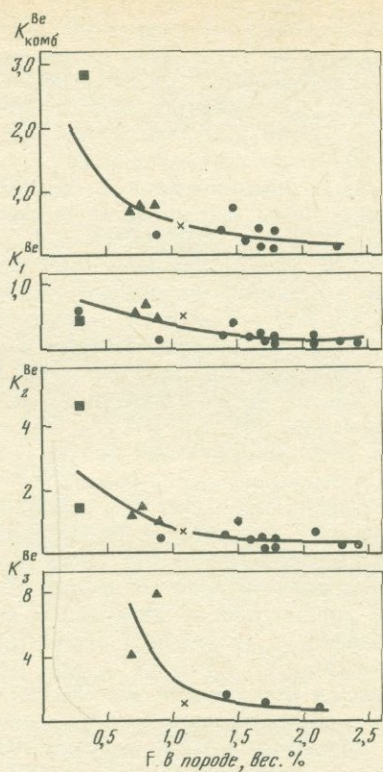
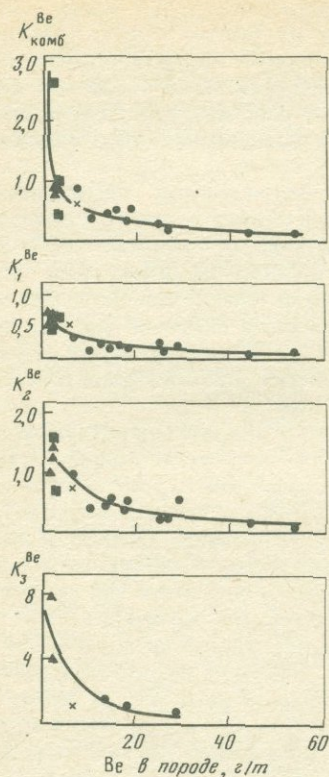
Впервые закономерности вариаций коэффициентов распределения бериллия были рассмотрены на примере онгонитов в связи с анализом поведения его в редкометалльных литий-фтористых гранитах [48]. Для онгонитов, как и для многочисленных известных из литературы балансов Be в гранитах, установлено более предпочтительное концентрирование его в альбите и слюде по сравнению с калиевым полевым шпатом. Для всех исследованных проб онгонитов $K_1^{\text{Be}} < 1$, а K_2^{Be} обычно выше, чем K_1^{Be} для ассоциирующих альбита и КПШ. Практически для всех слюд и некоторых альбитов (бедных бериллием) из онгонитов $K_p^{\text{Be}} > 1$.

Колебания K_1^{Be} , K_2^{Be} и K_3^{Be} в онгонитах оказались достаточно закономерными. Для распределения Be между альбитом и основной массой, а также КПШ и основной массой наметился перегиб зависимости, когда с увеличением содержания элемента в основной массе сначала происходит довольно интенсивное возрастание концентрации Be в полевых шпатах, а затем в области 15—25 г/т в ОМ такое возрастание резко замедляется. Эта особенность распределения Be между всеми вкрапленниками и ОМ онгонитов четко проявляется в зависимости соответствующих коэффициентов распределения от содержания элементов в породе. С ростом содержания Be в онгонитах K_1^{Be} , K_2^{Be} и K_3^{Be} падает (рис. 22). Особенно резко такое падение отмечается для области его низких концентраций (10 г/т), а затем при более высоких их значениях снижение K_1^{Be} , K_2^{Be} и K_3^{Be} постепенно замедляется. Упомянутые выше высокие значения коэффициентов распределения тяготеют к бедным Be онгонитам. Естественно, что $K_{\text{комб}}^{\text{Be}}$ имеет такой же вид зависимости от содержания Be в породе. С понижением Be в онгонитах $K_{\text{комб}}^{\text{Be}}$ растет. При этом при концентрации Be меньше 3 г/т величина коэффициента приближается к единице и даже превышает ее.

В связи с тем, что в онгонитах имеется прямая корреляционная связь между содержаниями бериллия и фтора, установленные вариации K_p^{Be} могут быть связаны не только с концентрацией этого элемента в породах, но и с содержанием в них фтора (рис. 23) [48].

Таким образом, для онгонитов было установлено, что $K_{\text{комб}}^{\text{Be}} < 1$ и в среднем величина этого коэффициента близка к расчетным оценкам его для витроандезита [76] и для гранитов [92]. Экспериментально изученные коэффициенты распределения Be между синтетическими фтор-флогопитами и их расплавами также ниже единицы [60]. Однако синтетические фтор-флогопиты могут содержать значительно большие концентрации Be, чем вкрапленники слюды в онгонитах.

Выявленная зависимость частных и комбинированных K_p^{Be} в онгонитах от содержаний в них Be и F указывает на зависимость активности бериллия от состава расплава, начиная уже от кларковых содержаний в нем рассматриваемого элемента. Однако понижение величин указанных коэффициентов распределения при увеличении в расплавах содержаний Be и F является свидетельством саморегулирующего процесса накопления Be в остаточных магмах при фракционировании онгонитовых или гранитных расплавов, когда при достижении величины $K_{\text{комб}}$ для Be и F ниже единицы начинается накопление их в остаточном расплаве, а это, в свою оче-

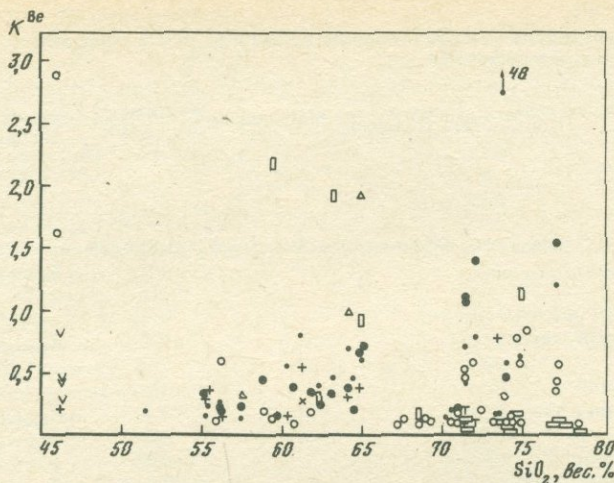


Р и с. 22. Зависимость коэффициентов распределения бериллия для полевых шпатов и слюды, а также комбинированного коэффициента распределения бериллия от содержания его в породе. Условные обозначения те же, что на рис. 6

Р и с. 23. Зависимость коэффициентов распределения бериллия для полевых шпатов и слюды, а также комбинированного коэффициента распределения бериллия от содержания фтора в породе. Условные обозначения те же, что на рис. 6

редь, приводит к дальнейшему понижению $K_{комб}^{Be}$ и более интенсивному обогащению элементом остаточной магмы. По-видимому, в этом случае во фтористых расплавах образуются достаточно прочные и хорошо растворимые в магмах соединения Be и F. Кроме того, судя по экспериментальным данным [47], температура кристаллизации высокофтористых онгонитов ниже, чем для низкофтористых. Поэтому понижение K_p^{Be} с увеличением содержания бериллия или фтора в указанных породах может в какой-то степени быть связано и с понижением температуры кристаллизации онгонитов при увеличении в них содержания фтора.

В общем виде структуры минералов по способности концентрировать Be как для онгонитов [48], так и для гранитов [87, 108] расположены в следующий ряд по мере увеличения коэффициентов распределения: кварц, *КПШ*, альбит, слюда. Однако широкие вариации в величинах K_p^{Be} между минералом и расплавом и между минералами дало основание считать, что их структура не относится к главным и тем более единственным факторам распределения Be при кристаллизации онгонитовой магмы. Установлены также тесные корреляционные связи между содержаниями



Р и с. 24. Зависимость коэффициентов распределения бериллия для различных минералов от кремнекислотности магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 4

Ве и F в минералах онгонитов (слюды, альбиты) и соответствующими коэффициентами распределения элементов. Более высокое значение парного коэффициента линейной корреляции для $K_p^{Be, F}$ (+0,98), а не для содержаний Ве и F (+0,78) свидетельствует о том, что фиксируемая взаимосвязь между этими элементами относится не к взаимоотношениям их в структуре минерала, а отражает связи между ними на этапе выделения минерала из расплава.

Таким образом, на распределение Ве между минералами, по-видимому, большее влияние оказывает состав кристаллизующегося расплава по сравнению с их структурами.

Наконец, имеются данные по K_p^{Be} для эффузивных пород латитовой серии Забайкалья [105]. Среднее значение $K_{комб}^{Be}$ для них составило 0,54 (0,24–0,84), т.е. оно достаточно близко к величине этого коэффициента для рассмотренных выше витроандезита и онгонитов. Среди минералов латитов и трахидацитов данной серии наименьшие значения K_p^{Be} свойственны орто- и клинопироксенам (0,28–0,56), а также биотиту (0,34–0,64). Величина указанного коэффициента, превышающая единицу, зафиксирована для амфибола (1,52) и магнетита (1,93). Плаггиоклазы из пород состава от щощонита до трахидацита характеризуются весьма широкими вариациями K_2^{Be} (0,19–1,06). Следовательно, в зависимости от характера ассоциаций кристаллизующихся минералов-вкрапленников в породах данной серии будет варьировать величина $K_{комб}^{Be}$. Однако ввиду ее значений, меньших единицы, бериллий должен накапливаться в остаточном расплаве.

Все собранные авторами оригинальные данные по коэффициентам распределения бериллия для эффузивных и субвулканических пород различных регионов представлены в табл. 15. Изученный интервал составов пород, включая мегакристы различных минералов из щелочных базальтов 46,0–78,0% SiO_2 (рис. 24). Анализ рис. 24 показывает достаточно широкие колебания значений коэффициентов распределения бериллия как для одного, так и для разных минералов, но для большинства из них $K_p^{Be} < 1$.

Таблица 15

Содержание бериллия во вкрапленниках и основной массе порфировых пород и его коэффициенты распределения

Номер пробы	Порода, ОМ, минералы	Содержание бериллия, г/т	Коэффициенты распределения	
1	2	3	4	
Щелочные базальты Юго-Западного Забайкалья				
Баз328	Базальт, Бартой	2,2	$K_{\text{КОМБ}} = 0,12$	
	ОМ	2,1		
	Авгит (мегакристаллы)	0,35		0,2
Баз329	Базальт, там же	2,7	$K_{\text{КОМБ}} = 0,36$	
	ОМ	2,0		
	Оливин	1,6		0,8
Баз330	Базальт, там же	3,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,26$	
	ОМ	2,5		
	Оливин	0,95		0,4
Баз331	Базальт, там же	2,5	$K_{\text{КОМБ}} = 0,32$	
	ОМ	2,2		
	Оливин	0,55		0,25
Баз332	Санидин (мегакристаллы, $Or_{2,7}Ab_{1,3}$)	6,5	$K_{\text{КОМБ}} = 0,68$	
	Базальт, там же	2,2		
	ОМ	2,8		
Баз329/1	Оливин	1,0	0,4	
	Санидин (мегакристаллы, $Or_{2,6}Ab_{1,4}$)	4,4		
	Лерцолит (включение), там же	0,5		1,6
Баз329/1	Оливин I	0,75		
	Оливин II	0,2		
	Авгит	0,9		
	Сг-диопсид	0,4		
	Шпинель	0,3		
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья				
ХВ-33	Шошонит, Передний Алтан	1,9		
	ОМ	2,6		
	Плагиоклаз (№ 51)	0,5		0,19
ХВ-431	Латит, Оленгуй	2,3	$K_{\text{КОМБ}} = 0,24$	
	ОМ	2,6		
	Плагиоклаз (№ 42)	0,6		0,23
ХВ-235	Авгит	0,9	0,35	
	Латит, Ужбогое	1,9		
	ОМ	1,9		$K_{\text{КОМБ}} = 0,69$
Ар552	Плагиоклаз (№ 42)	1,6	0,82	
	Диопсид	1,1		0,56
	Гиперстен	0,55		0,28
	Латит, Абагайт	2,6		$K_{\text{КОМБ}} = 0,23$
ОМ	2,6			
Плагиоклаз (1,05	0,40		
Тү533	Биотит	0,65	0,25	
	Магнетит	0,75		0,29
	Трахиандезит, Тулукуй	6,0		$K_{\text{КОМБ}} = 0,27$
	ОМ	4,2		
КПШ ($Or_{3,9}Ab_{4,1}$)	0,55	0,13		
Тү535	Биотит	0,55	0,13	
	Магнетит	9,1		2,17
	Трахидацит, там же	3,4		$K_{\text{КОМБ}} = 0,58$
	ОМ	2,8		

Таблица 15 (продолжение)

1	2	3	4
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья			
	Плагиоклаз	1,65	0,59
	Биотит	2,0	0,71
	Магнетит	2,55	0,91
Д-405	Трахидацил, Долгокыча	2,15	
	ОМ (стекло)	1,4	
	Пироксен	0,5	0,36
	Амфибол	2,7	1,93
	Биотит	0,9	0,64
Д-510	Трахидацил, там же	2,15	$K_{\text{комб}} = 0,55$
	ОМ (стекло)	2,55	
	Плагиоклаз (№ 40)	1,75	0,69
	Пироксен	0,75	0,29
	Амфибол	2,5	0,98
	Биотит	0,95	0,37
Ту435	Трахидацил, Тулукуй	2,15	$K_{\text{комб}} = 0,48$
	ОМ (стекло)	2,2	
	Плагиоклаз	1,0	0,45
	Биотит	0,7	0,32
	Магнетит	4,25	1,93
Ту528	Трахидацил, там же	—	$K_{\text{комб}} = 0,34$
	ОМ (стекло)	3,2	
	Плагиоклаз	1,05	0,33
	Биотит	0,75	0,23
	Магнетит	3,1	0,97
Шд457	Андезит, Шадорон	2,0	$K_{\text{комб}} = 0,26$
	ОМ	3,55	
	Плагиоклаз (№52—54)	1,9	0,54
	Пироксен	0,5	0,14
Ар537	Дацил, Нерзавод	3,0	$K_{\text{комб}} = 0,39$
	ОМ (стекло)	3,2	
	Плагиоклаз (№ 36—38)	1,45	0,45
	Биотит	0,6	0,19
Кур440	Липарит, Курулга	3,15	$K_{\text{комб}} = 0,11$
	ОМ (стекло)	4,9	
	Плагиоклаз (№ 12—14)	0,6	0,12
	Санидин ($Or_{7,8}Ab_{4,2}$)	0,4	0,08
	Кварц	0,4	0,08
	Пироксен	3,8	0,78
Кур441	Трахилипарит, там же	3,8	
	ОМ	6,6	
	Санидин ($Or_{5,6}Ab_{4,4}$)	0,5	0,08
	Магнетит	8,1	1,23
Ар416	Трахилипарит, Маркосиха	6,5	$K_{\text{комб}} = 0,42$
	ОМ	5,5	
	Санидин	4,3	0,78
	Кварц	0,95	0,17
Урт420	Кварцевый порфир, Уртуй		
	ОМ	2,3	
	КПШ ($Or_{7,7}Ab_{2,3}$)	1,0	0,43
	Кварц	0,3	0,13
Урт421	Кварцевый порфир, там же	1,7	$K_{\text{комб}} = 0,22$
	ОМ	1,95	
	КПШ ($Or_{7,4}Ab_{2,6}$)	1,1	0,56
	Кварц	0,15	0,08

Т а б л и ц а 15 (продолжение)

1	2	3	4	
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья				
АБ502	Гранит-порфир, Тут-Халтуй	4,15	$K_{\text{КОМБ}} = 0,49$	
	ОМ	3,15		
	Плагиоклаз	2,0	0,63	
	КПШ	1,75	0,56	
Ар520	Гранит-порфир, Абагайтуй	2,4	$K_{\text{КОМБ}} = 0,61$	
	ОМ	2,6		
	Плагиоклаз	3,15		1,21
	КПШ ($Орт_{6,5}Аб_{3,5}$)	0,9		0,35
	Кварц	0,2		0,08
	Биотит	4,0		1,54
Щелочные эффузивы Монголии				
Уг3999	Комендит, Улугей	5,1		
	ОМ	3,6		
	КПШ	2,75	0,76	
ХБ4020	Комендит, Хан-Богдо	4,55	$K_{\text{КОМБ}} = 0,25$	
	ОМ	3,9		
	КПШ ($Орт_{5,9}Аб_{4,1}$)	1,2		0,31
ХБ4021	Кварц	0,2	0,05	
	Комендит, там же	4,35		
	ОМ	2,05		
Уг4048	КПШ ($Орт_{5,4}Аб_{4,6}$)	1,75	0,85	
	Комендит, Улугей	3,0		
	ОМ	2,3		
Н-4121	КПШ ($Орт_{5,9}Аб_{4,1}$)	0,45	0,19	
	Комендит, Ноён	7,4		
	ОМ	8,7		
Н-4122	КПШ ($Орт_{6,7}Аб_{3,3}$)	1,0	0,11	
	Комендит, там же	10,0		
	ОМ	9,5		
ХБ4115	КПШ ($Орт_{6,5}Аб_{3,5}$)	1,2	0,13	
	Пантеллерит, Хан-Богдо	5,35	$K_{\text{КОМБ}} = 0,06$	
	ОМ (стекло)	5,35		
	КПШ ($Орт_{6,5}Аб_{3,5}$)	0,5	0,09	
Кварц	< 0,1	0,02		
Уг4001	Трахит, Улугей	3,15	$K_{\text{КОМБ}} = 0,18$	
	ОМ	3,0		
	Плагиоклаз	0,7		0,23
	Пироксен	0,45		0,15
	Биотит	0,55		0,18
Уг4006	Трахилипарит, там же	1,75	$K_{\text{КОМБ}} = 0,19$	
	ОМ	1,35		
	КПШ ($Орт_{6,0}Аб_{4,0}$)	0,4		0,31
	Биотит	0,75		0,56
Уг4007	Трахилипарит, там же	2,2	$K_{\text{КОМБ}} = 0,24$	
	ОМ (стекло)	1,65		
	КПШ ($Орт_{6,1}Аб_{3,9}$)	0,5		0,30
	Биотит	0,45		0,27
Уг4011	Трахилипарит, там же	4,35	$K_{\text{КОМБ}} = 0,19$	
	ОМ (стекло)	5,35		
	КПШ ($Орт_{4,6}Аб_{5,4}$)	0,25		0,19
	Биотит	1,6		0,30
Уг4016	Трахилипарит, там же	2,05	$K_{\text{КОМБ}} = 0,26$	
	ОМ	1,6		

Таблица 15 (продолжение)

1	2	3	4
	Щелочные эффузивы Монголии		
	КПШ ($Or_{6,7}Ab_{3,3}$)	0,25	0,16
	Плагиоклаз	1,2	0,75
	Биотит	1,05	0,66
Уг4017	Трахилипарит, там же	2,9	$K_{комб} = 0,34$
	ОМ	2,4	
	Плагиоклаз	1,5	0,62
	Биотит	0,85	0,35
Муш4044	Трахит, Мушугай-Худук	4,5	$K_{комб} = 0,20$
	ОМ	4,8	
	Плагиоклаз	0,65	0,14
Муш1889	Тералит, там же		
	ОМ	6,6	
	Санидин ($Or_{3,8}Ab_{6,0}An_2$)	0,45	0,07
	Биотит	2,7	0,41
Муш1908	Трахидациит, там же		
	ОМ (стекло)	9,85	
	Санидин ($Or_{4,2}Ab_{6,2}An_6$)	0,65	0,06
Муш1909	Трахидациит, там же		
	ОМ	4,15	
	Санидин ($Or_{4,4}Ab_{5,4}An_2$)	0,55	0,13
Муш1911	Трахит, там же		
	ОМ	4,15	
	Биотит	1,2	0,29
Муш1914	Трахит, там же		
	ОМ	8,5	
	Санидин ($Or_{4,2}Ab_{5,6}An_2$)	0,9	0,11
Муш1915	Трахилипарит, там же		
	ОМ	7,4	
	Санидин ($Or_{4,0}Ab_{5,9}An_1$)	0,75	0,10
Муш1916	Трахилипарит, там же		
	ОМ	6,5	
	Санидин ($Or_{3,3}Ab_{5,7}An_{1,0}$)	1,1	0,17
	Биотит	1,25	0,19
Муш1917	Трахит, там же		
	ОМ	4,55	
	Санидин ($Or_{4,3}Ab_{5,4}An_3$)	2,75	0,60
	Пироксен	1,5	0,31
	Биотит	1,6	0,33
ДД4132	Трахит, Дурбент-Дорит	2,2	$K_{комб} = 0,17$
	ОМ	3,0	
	Плагиоклаз	0,35	0,12
	Амфибол	1,05	0,35
	Биотит	0,65	0,22
Муш1870	Трахит, Мушугай-Худук		
	ОМ	4,55	
	Санидин ($Or_{3,3}Ab_{6,0}An_7$)	0,85	0,19
	Биотит	1,55	0,34
Муш1871	Трахит, там же		
	ОМ	2,6	
	Санидин	0,6	0,23
	Биотит	1,45	0,56
Муш1873	Трахит, там же		
	ОМ	2,45	
	Санидин	0,45	0,18

Таблица 15 (продолжение)

1	2	3	4
Щелочные эффузивы Монголии			
Муш1874	Трахит, там же		
	ОМ	2,6	
	Санидин	0,5	0,19
Муш1884	Биотит	1,15	0,44
	Тералит, там же		
	ОМ	4,55	
Х Б1930	Санидин ($Ort_{3,8}Ab_{5,4}An_8$)	0,5	0,11
	Биотит	0,8	0,18
	Эккерит, Хан-Богдо		
Пан77	ОМ	6,0	
	КПШ ($Ort_{7,7}Ab_{2,3}$)	0,65	0,11
	Пантеллерит, Приморье	9,3	
ОХ851	ОМ (стекло)	8,1	
	Санидин ($Ort_{3,8}Ab_{5,6}$)	0,65	0,08
	Геденбергит	1,5	0,18
	Магнетит	1,2	0,15
	Ильменит	0,3	0,04
	Оливин	0,95	0,12
	Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья		
ОХ851	Онгонит, Онгон-Хайрхан, МНР	2,7	$K_{КОМБ} = 0,41$
	ОМ	5,1	
	Альбит (№ 4-5)	3,5	0,69
ОХ855	КПШ ($Ort_{7,3}Ab_{2,7}$)	3,6	0,71
	Онгонит, там же	18,0	$K_{КОМБ} = 0,44$
	ОМ	26,0	
	Альбит	14,0	0,54
	КПШ	5,4	0,21
ОХ857	Кварц	7,2	0,27
	Слюда	26,0	1,00
	Онгонит, там же	14,2	$K_{КОМБ} = 0,41$
	ОМ	20,0	
ОХ859	Альбит (№ 6)	11,5	0,57
	КПШ ($Ort_{7,8}Ab_{2,2}$)	4,2	0,21
	Слюда	30,0	1,50
	Онгонит, там же	29,0	$K_{КОМБ} = 0,33$
ОХ856	ОМ	40,0	
	Альбит	21,0	0,53
	КПШ ($Ort_{8,1}Ab_{1,9}$)	7,2	0,18
	Кварц	0,85	0,02
	Слюда	25,0	0,63
ОХ856	Онгонит, там же	17,4	$K_{КОМБ} = 0,25$
	ОМ	28,0	
	Альбит (№ 5-6)	11,0	0,39
	КПШ ($Ort_{8,2}Ab_{1,8}$)	5,0	0,18
	Слюда	30,0	1,1
ОХ655/7	Онгонит, там же	44,0	$K_{КОМБ} = 0,11$
	ОМ	57,0	
	Альбит (№ 6-7)	8,6	0,15
ОХ655/9	КПШ ($Ort_{8,3}Ab_{1,5}$)	2,8	0,05
	Онгонит, там же	26,5	$K_{КОМБ} = 0,14$
	ОМ	57,0	
	Альбит	13,0	0,23
ОХ655/9	КПШ ($Ort_{8,4}Ab_{1,6}$)	4,1	0,07

Таблица 15 (продолжение)

1	2	3	4	
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья				
ОХ655/29	Онгонит, там же	10,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,31$	
	ОМ	17,4		
	Альбит	7,4		0,43
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	2,8		0,16
ОХ655/48	Онгонит, там же	13,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,38$	
	ОМ	22,0		
	Альбит	10,5		0,48
	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	4,0		0,18
ОХ655/54	Онгонит, там же	53,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,08$	
	ОМ	110,0		
	Альбит	11,5		0,10
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	7,0		0,06
ОХ655/56	Онгонит, там же	25,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,20$	
	ОМ	33,0		
	Альбит	7,5		0,23
	КПШ (Орт _{8,1} Аб _{1,9})	5,2		0,16
ОХ655/96	Онгонит, там же	6,8	$K_{\text{КОМБ}} = 0,74$	
	ОМ	8,0		
	Альбит	8,0		1,0
	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	3,1		0,39
ОХ841/14	Онгонит, там же	2,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,84$	
	ОМ	2,2		
	Альбит	3,3		1,5
	КПШ (Орт _{7,9} Аб _{2,1})	1,1		0,50
ОХ841/15	Онгонит, там же	2,0	$K_{\text{КОМБ}} = 2,68$	
	ОМ	1,3		
	Альбит	6,2		4,77
	КПШ (Орт _{8,0} Аб _{2,0})	0,8		0,62
БН1700	Онгонит, Бага-Газрын, МНР	1,65	$K_{\text{КОМБ}} = 0,73$	
	ОМ	1,86		
	Альбит (№ 10-16)	1,8		0,97
	КПШ (Орт _{7,6} Аб _{2,4})	0,40		0,46
	Кварц	0,40		0,22
	Слюда	15,0		8,06
БН1702	Онгонит, там же	2,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,75$	
	ОМ	1,8		
	Альбит (№ 8-12)	2,6		1,44
	КПШ (Орт _{7,9} Аб _{2,1})	1,3		0,72
БН1703	Онгонит, там же	1,65	$K_{\text{КОМБ}} = 0,69$	
	ОМ	1,95		
	Альбит	2,4		1,23
	КПШ	1,05		0,54
А Б1700	Слюда	8,1	4,15	
	Онгонит, Ары-Булак, Забайкалье	6,15	$K_{\text{КОМБ}} = 0,49$	
	ОМ	11,0		
	Альбит (№ 10-12)	7,8		0,71
	Свинидин (Орт _{6,5} Аб _{3,5})	6,0		0,54
	Кварц	1,2		0,11
	Слюда	12,0		1,09
Топаз	2,4	0,22		
А Б428	Онгонит, там же	5,9	$K_{\text{КОМБ}} = 0,32$	
	ОМ	10,0		
	Альбит (№ 12-14)	4,25		0,42

Таблица 15 (окончание)

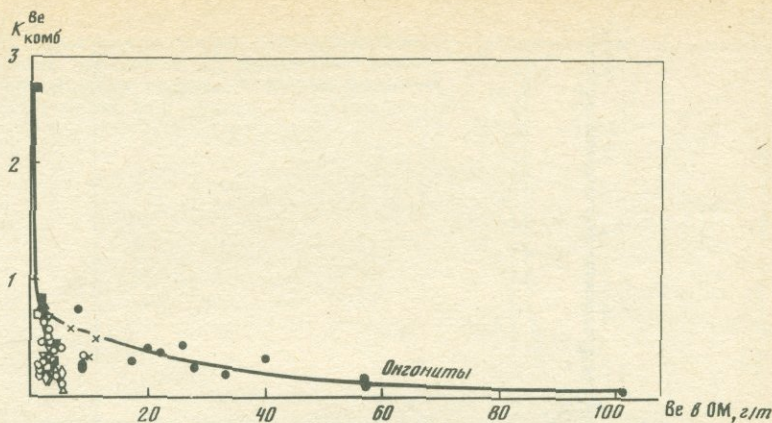
1	2	3	4
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья			
АБ500	Санидин ($Ort_{6,2}Ab_{3,8}$)	4,8	0,48
	Кварц	0,45	0,04
	Слюда	11,0	1,1
	Топаз	0,85	0,08
	Онгонит, там же	6,9	$K_{комб} = 0,59$
	ОМ	6,9	
	Альбит (№ 6—8)	5,3	0,78
	Санидин ($Ort_{4,8}Ab_{5,2}$)	4,0	0,58
С-39	Слюда	9,6	1,40
	Топаз	0,9	0,07
	Липарит, Онон, Забайкалье	10,5	$K_{комб} = 0,35$
	ОМ (стекло)	10,0	
	Полевые шпаты	6,5	0,62
Кварц	0,45	0,04	
Муш4129	Слюда	2,3	0,22
	Онгонит, Тэг-Ула, МНР	48	
ДД4133	ОМ (стекло)	35	
	КПШ ($Ort_{4,2}Ab_{5,8}$)	3,5	0,1
	Онгонит, Дурбент-Дориту, МНР	11,0	$K_{комб} = 0,26$
	ОМ (стекло)	9,1	
	КПШ ($Ort_{5,4}Ab_{4,6}$)	0,85	0,09
	Кварц	0,1	0,01
Плагноклаз	5,2	0,57	
	Слюда	4,0	0,44

Величина $K_p^{Be} > 1$ определена только для мегакристов щелочных полевых шпатов в щелочных базальтах, а также для редких плагноклазов, некоторых магнетитов, слюд и одного амфибола.

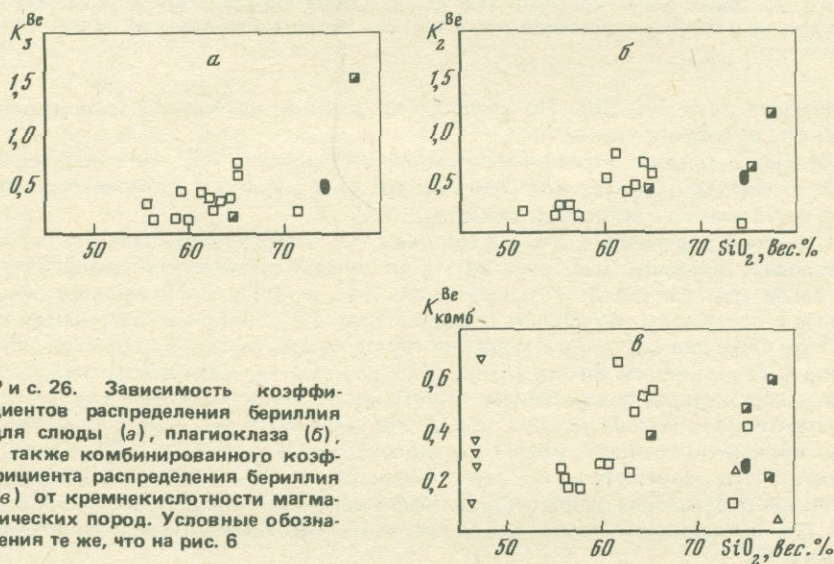
Вариации коэффициентов распределения бериллия для рассматриваемых минералов связаны с различными факторами, важнейшими из которых являются состав (кремнекислотность) пород и содержание бериллия в основной массе. Возможно, эти параметры иногда сами являются только отражением влияния, например, температуры.

K_1^{Be} практически не зависит от состава щелочного полевого шпата по крайней мере в интервале 4—12% содержания калия и в большей степени он зависит от содержания бериллия в основной массе (рис. 25). При этом намечаются две кривые зависимости от $C_{ОМ}^{Be}$: 1) для богатых фтором онгонитов; 2) для всех остальных магматических пород. Обе зависимости — однотипные, неоднократно уже показанные для других элементов. Область перегиба зависимости K_1^{Be} от $C_{ОМ}^{Be}$ онгонитов приходится на более высокие значения коэффициента, чем для других пород, а в областях максимальных колебаний и постоянства этого коэффициента обе кривые указанной зависимости практически сливаются. Для онгонитов область перегиба плавная и располагается при $K_1^{Be} = 0,7-0,2$ и $C_{ОМ}^{Be} = 4-20$ г/т. Для онгонитов $K_1^{Be} < 1$. Для остальных исследованных пород кривая состоит в основном из области резких вариаций K_1^{Be} (0,4—2,9) при $C_{ОМ}^{Be} < 3$ г/т и области перегиба ($K_1^{Be} = 0,4-0,1$ при $C_{ОМ}^{Be} > 3$ г/т).

Для плагноклазов коэффициент распределения Be зависит от кремнекислотности пород (рис. 26) и концентрации элемента в основной массе

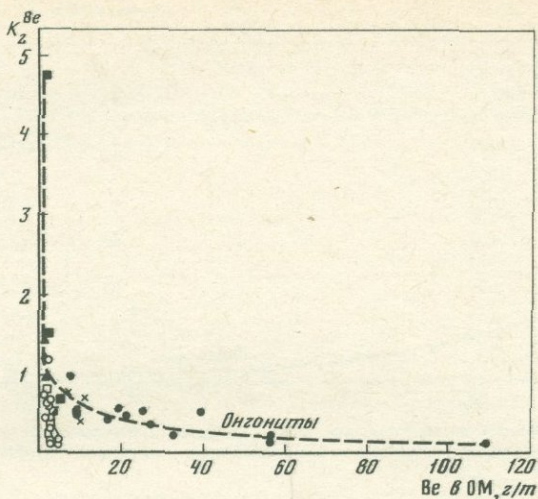


Р и с. 25. Зависимость коэффициента распределения бериллия для калиевого полевого шпата от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 6



Р и с. 26. Зависимость коэффициентов распределения бериллия для слюды (а), плагиоклаза (б), а также комбинированного коэффициента распределения бериллия (в) от кремнекислотности магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 6

(рис. 27). С ростом содержания кремнезема в породах от 51 до 77% намечается тенденция повышения K_2^{Be} . Однако в большинстве своем величины K_2^{Be} здесь не превышают единицы. Только в самых кремнекислых породах (онгонитах, риолитах) встречаются значения $K_2^{Be} > 1$. Для онгонитов, которые практически не отражены на рис. 26 из-за отсутствия данных по содержанию кремнекислоты, намечается четкая обратная зависимость K_2^{Be} от $C_{ОМ}^{Be}$ (см. рис. 27). Область максимальных вариаций K_2^{Be} (1,2–4,8) проявлена при $C_{ОМ}^{Be} < 3$ г/т, область перегиба — при $K_2^{Be} = 1,2–0,2$ и $C_{ОМ}^{Be} = 3–50$ г/т, область постоянства $K_2^{Be} \sim 0,2$ при $C_{ОМ}^{Be} > 50$ г/т. Для других пород мы имеем только область максимальных вариаций K_2^{Be} при $C_{ОМ}^{Be} < 4–5$ г./т. Видимо, они обусловлены различными содержаниями



Р и с. 27. Зависимость коэффициента распределения бериллия для плагиоклаза от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 6

в породах (см. рис. 26). По имеющимся данным нет четкой зависимости K_2^{Be} от состава плагиоклаза.

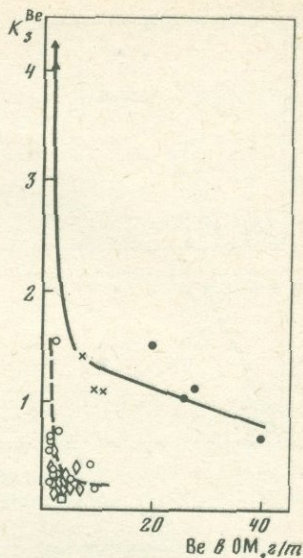
Весьма вероятно, что прямолинейная зависимость K_2^{Be} от содержания SiO_2 в породе отражает влияние температуры расплава, которая понижается с ростом его кремнекислотности.

С ростом содержания SiO_2 в породах, K_3^{Be} также возрастает, но редко превышает единицу (см. рис. 24). Для слюды выявляются аналогичная полевым шпатам обратная зависимость K_3^{Be} от C_{OM}^{Be} , свойственная онгонитам и остальным изученным породам (рис. 28). Различие в зависимости K_3^{Be} от C_{OM}^{Be} для онгонитов и других пород может быть обусловлено либо разным содержанием фтора в этих двух группах магматических образований, либо разным содержанием глинозема в слюдах онгонитов и других рассмотренных магматических пород. На рис. 24 видно, что породы близкой кремнекислотности имеют самые различные величины K_3^{Be} . Отсюда следует, что зависимость K_3^{Be} от концентрации Be в основной массе не является отражением зависимости, представленной на рис. 1. Скорее всего, эти две зависимости проявлены самостоятельно, увеличивая общую дисперсию K_3^{Be} .

На рис. 29 показано распределение Be между сосуществующими минералами в магматических породах. Практически для всех исследованных пород и гранитоидов, данные по которым взяты из литературных источников, содержания Be в плагиоклазах выше, чем в ассоциирующих КПШ. В гранитоидах Be предпочтительно концентрируется также в плагиоклазах по сравнению со слюдами. Однако в более фтористых и глиноземистых слюдах онгонитов концентрации Be преобладают над его содержаниями в ассоциирующих альбитах. В большинстве сравниваемых проб магматических пород Be распределяется между КПШ и слюдами в пользу последних. Также предпочтительнее Be концентрируется в КПШ по сравнению с кварцем. Лишь некоторые образцы кварца из гранитоидов имеют более высокие содержания Be, чем ассоциирующие КПШ (рис. 30).

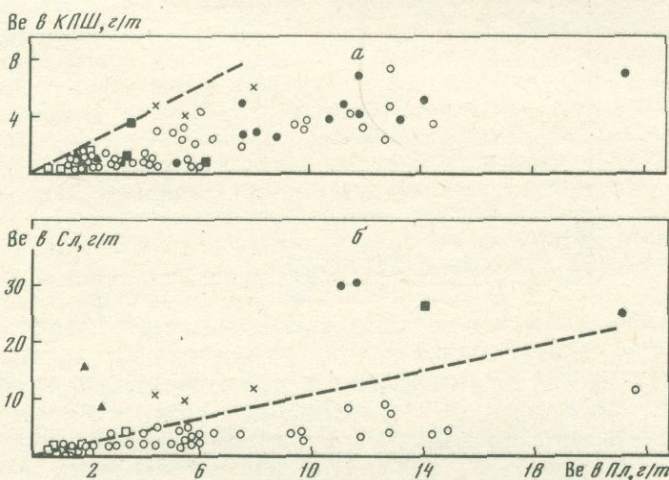
Установлена единая обратная зависимость K_p^{Be} от C_{OM}^{Be} для всех осталь-

Р и с. 28. Зависимость коэффициента распределения бериллия для слюды от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 6



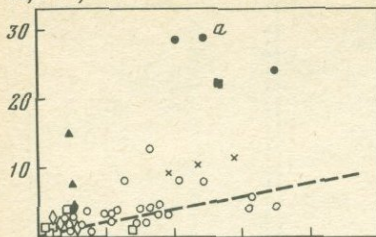
Р и с. 29. Распределение бериллия между сосуществующими минералами: калиевым полевым шпатом и плагиоклазом (а), слюдой и плагиоклазом (б)

1 — минералы из гранитоидов; остальные условные обозначения те же, что на рис. 6



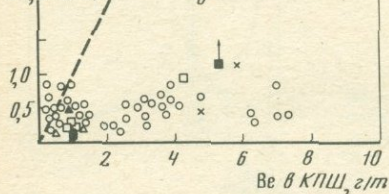
ных изученных минералов (моноклинные и ромбические пироксены, оливин, магнетит, амфибол, кварц, топаз). Вероятно, это связано с малым влиянием вида минерала на K_p^{Be} . Больше влияние оказывает параметр, связанный с низкими содержаниями бериллия в расплаве, поскольку именно в области $C_{OM}^{Be} < 5$ г/т отмечаются максимальные колебания K_p^{Be} . Возможно, таким параметром является количество вакансий в кристаллах, способных экстрагировать редкие элементы из расплавов при их кларковых содержаниях [110]. Вполне вероятно, что это является причиной аналогичных зависимостей для полевых шпатов и слюд (см. рис. 25, 27, 28). Однако отметим различный для отдельных минералов размах колебаний K_p^{Be} : максимальный для магнетита и амфибола, минимальный — для кварца. Как и для рассмотренных выше главных породообразующих минералов, в данном случае сравнительно редко значение K_p^{Be} превышает

Be, в сл., г/т

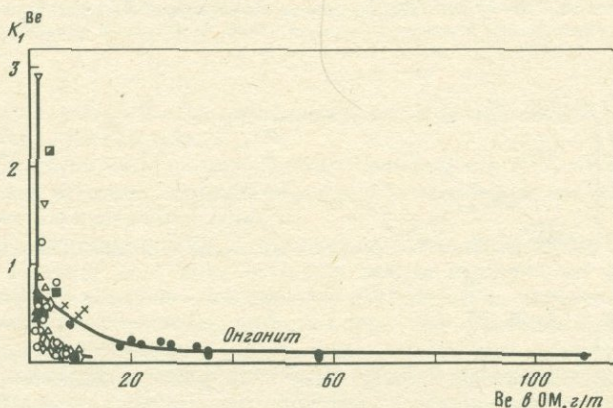


Р и с. 30. Распределение бериллия между сосуществующими минералами: слюдой и калиевым полевым шпатом (а), кварцем и калиевым полевым шпатом (б). Условные обозначения те же, что на рис. 6 и 29

Be, в КФ, г/т



Р и с. 31. Зависимость комбинированного коэффициента распределения бериллия от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 6



единицу. В связи с этим абсолютное большинство изученных пород имеют $K_{\text{комб}}^{\text{Be}} < 1$ и величина этого коэффициента практически не зависит от их кремнекислотности (рис. 31). Вполне закономерно также проявлена обратная зависимость $K_{\text{комб}}^{\text{Be}}$ от $C_{\text{ОМ}}^{\text{Be}}$ (см. рис. 31), опять же фиксируя две зависимости: для онгонитов и всех остальных магматических пород. Возможно, с действием механизма саморегулирующего прогрессивного накопления бериллия в остаточном расплаве связано образование богатых бериллием риолитов (аналогов онгонитов) и берtrandитовых туфов западных штатов США [185]. В связи с низкими величинами $K_{\text{комб}}^{\text{Be}}$ практически для всех магматических пород имеется высокая вероятность накопления этого элемента в остаточных (наиболее поздних) продуктах дифференциации. Он накапливается в пегматитах, редкометалльных щелочных гранитах, агапитовых нефелиновых сиенитах. Однако далеко не всегда концентрация его повышается в поздних дифференциатах литий-фтористых гранитов [45]. Это связано, видимо, с тем, что бериллий вместе с фтором при кристаллизации подкисленных гранитных магм интенсивно переходит во флюид (об этом говорит низкое значение $K_{\text{комб}}^{\text{Be}}$ в онгонитах, равное 0,08), поскольку главным носителем его является расплав,

Т а б л и ц а 16

Содержание Ве в *КПШ* вкрапленников и основной массы амазонит-альбитовых гранитов Абдарского массива, МНР

Номер пробы	Форма выделений <i>КПШ</i>	Содержание Ве, г/т
1512/1	Вкрапленников	4,6
	Основной массы	9,5
1512/2	Вкрапленников	7,0
	Основной массы	10,5
1512/3	Вкрапленников	5,2
	Основной массы	10,0
1512/4	Вкрапленников	6,8
	Основной массы	10,5
1512/5	Вкрапленников	5,9
	Основной массы	10,1

а возможности вхождения в кристаллизующиеся минералы ограничены. В щелочных магмах фтор вместе с бериллием сохраняется в расплаве до конца, вплоть до образования собственных минералов (щелочно-бериллиевых силикатов).

В соответствии с низкими величинами $K_{\text{комб}}^{\text{Ве}}$ для различных по составу магматических пород выявляются закономерности поведения бериллия при формировании как мезоабиссальных, так и гипабиссальных многофазных магматических комплексов. В большинстве исследованных таких комплексов гранитоидов и щелочных пород Восточной Сибири [86] средние содержания Ве возрастают к поздним, более кремнекислым дифференциатам. Закономерным является также некоторое увеличение концентраций элемента в породах жильных серий. При этом F/Ве отношение в породах рассматриваемых комплексов не остается постоянным, а уменьшается от ранних к поздним продуктам дифференциации. Уменьшение указанного отношения в последовательных магматических образованиях находит свое объяснение о преимущественном выносе соединений фтора более летучих, чем фтор-бериллиевые комплексы.

Таким образом, факт накопления бериллия в процессе магматической дифференциации, вытекающей из низких значений $K_{\text{комб}}^{\text{Ве}}$ и эмпирических данных по распределению элемента в магматических породах свидетельствует о их потенциальной бериллиевоносности. Превращение потенциально рудоносных магм в породы с рудными концентрациями Ве зависит, очевидно, от многих факторов [92], проявляющихся при кристаллизации потенциально рудоносных расплавов и эволюции связанных с ними послемагматических растворов. Рассмотрим поведение бериллия в литий-фтористых гранитах.

Как уже отмечалось, среди последних имеются серии, в поздних фазах которых происходит накопление Ве вплоть до весьма высоких содержаний [87, 108, 124], а также серии без накопления этого элемента или даже с обеднением им [61, 89, 157]. Если наше допущение о том, что расплавы гранитов поздних фаз были относительно обогащены Ве справедливо, то кристаллизация их в одних случаях должна приводить к повышению содержаний Ве в породах, а в других — способствовать интенсивному выносу этого элемента из расплава. О накоплении Ве в остаточных расплавах литий-фтористых гранитов можно судить не только по $K_{\text{р}}^{\text{Ве}}$ в онгонитах, но и по увеличению содержаний этого элемента в минералах поздних генераций, примером которого могут служить *КПШ* порфириовидных пег-

матоидных амазонит-альбитовых гранитов Абдарского массива (МНР) (табл. 16).

Очевидно, кристаллизация гранитоидов со сравнительно низкими содержаниями Be из богатых им остаточных маг происходила на фоне резкого выхода во флюид количеств бериллия. Действительно, очень характерно наличие берилла в шлировых пегматитах, занорышах, грейзенах, явно образовавшихся с решающим участием флюида при практическом отсутствии этого минерала во многих материнских литий-фтористых гранитах. Возможно, что высокофтористый характер расплавов указанных гранитов, способствующий высокой растворимости в них бериллия, одновременно препятствует кристаллизации берилла из него в силу, например, устойчивости фтор-бериллиевых комплексов [23] с выносом его во флюид, в том числе и послемагматический. С этим может быть связан факт относительной бедности фтором бериллсодержащих мусковит-альбитовых гранитов и отсутствия сингенетичного берилла в литий-фтористых гранитах. Берилл в последних появляется, как правило, только в специфической обстановке богатых фосфором гранитов [124].

Таким образом, кристаллизация расплавов литий-фтористых гранитов сопровождается выносом больших количеств бериллия во флюид. При благоприятных условиях он осаждается, образуя высокие концентрации вплоть до месторождений бериллиевых минералов в шлировых пегматитах, грейзенах, кварц-вольфрамитовых жилах, апокарбонатных грейзенах и др. Выносом бериллия с флюидами можно также объяснить частое расположение промышленных месторождений элемента в надинтрузивных зонах редкометалльных гранитов.

ГАЛЛИЙ

Галлий обладает свойствами литофильного элемента и широко рассеивается в виде изоморфной примеси в алюминийсодержащих минералах, вследствие кристаллохимического сходства Ga^{3+} и Al^{3+} . Тесная геохимическая и кристаллохимическая связь этих элементов определяет постоянство их отношений в магматических процессах. Более высокие концентрации галлия в слюдах и амфиболах по сравнению с ассоциирующими полевыми шпатами в гранитоидах объясняются предпочтительным вхождением этого элемента в решетку силикатов, где алюминий имеет более свободную шестерную координацию [103]. Ga^{3+} имеет также большое сходство в строении атомов с Fe^{3+} и Zn^{2+} и проявляет халькофильные и сидерофильные свойства. Поэтому в послемагматических процессах поведение галлия и алюминия может быть различным, и в гидротермальных месторождениях галлий часто накапливается в сфалеритах или даже образует единственный собственный минерал галлит ($CuGaS_2$).

Данные по распределению галлия между вкрапленниками магматических пород и сосуществующим базисом весьма ограничены. Впервые закономерности распределения элемента были исследованы на примере базальтовых лав с фенокристами плагиоклаза, оливина, клинопироксена и афировой основной массой из районов островов Гавайи, Азоры, Фернандес и Исландия [141]. Р. Гудманом установлены достаточно близкие содержания галлия в анализированных базальтах (12–27 г/т), основных массах (1765–26 г/т) и плагиоклазах (17,5–28 г/т). В то же время концентрации галлия в пироксенах и оливинах более низкие. Им получены следующие интервалы значений коэффициентов распределения элемента для различных вкрапленников: $K_2^{Ga} = 0,84–1,27$, $K_8^{Ga} = 0,30–0,58$, $K_9^{Ga} = 0,04–0,05$ (табл. 17).

Таблица 17

Коэффициенты распределения галлия и алюминия между вкрапленниками и основной массой в базальтовых лавах

Номер пробы	Порода	Минерал	K_p^{Ga}	K_p^{Al}	Ga/Al · 10 ⁴
Азорские острова [141]					
16448	Щелочной базальт	Плагиоклаз	0,90	1,85	1,47
16457	"	"	0,90	2,01	1,29
16540	"	"	0,84	1,94	1,27
16561	Анкарармит	Пироксен	0,37	0,27	3,61
16561	"	Плагиоклаз	0,04	0,09	1,28
16566	"	Пироксен	0,39	0,25	3,26
18269	Щелочной базальт	"	0,49	0,31	3,61
18269	"	Плагиоклаз	0,95	1,70	1,29
18290	"	Пироксен	0,39	0,21	5,21
18290	"	Плагиоклаз	1,27	1,98	1,85
18294	"	Пироксен	0,45	0,29	5,16
18299	"	"	0,38	0,26	4,17
18299	"	Плагиоклаз	1,13	1,99	1,63
18301	Трахибазальт	Пироксен	0,46	0,28	4,20
18301	"	Плагиоклаз	1,13	1,55	1,89
18304	Щелочной базальт	Пироксен	0,40	0,24	5,62
18304	"	Плагиоклаз	1,12	2,05	1,87
18358	Анкарармит	Пироксен	0,41	0,21	5,06
18362	"	"	0,30	0,25	3,37
Гавайские острова [141]					
C.71	Анкарармит	Пироксен	0,34	0,30	3,21
V.A.J.	Щелочной базальт	"	0,58	0,41	4,02
O.C.J.	Океанит	Оливин	0,05	0,08	1,69
О-ва Хуан Фернандес [141]					
17826	Щелочной базальт	Плагиоклаз	0,92	2,00	1,33
17830	"	"	0,96	2,01	1,33
17834	"	Пироксен	0,35	0,24	4,64
17834	"	Плагиоклаз	0,92	1,94	1,52
17837	"	"	0,94	1,82	1,37
17853	"	"	0,85	1,92	1,43
17855	Океанит	Оливин	—	0,09	—
17983	"	"	0,04	0,11	1,12
О-в Исландия [141]					
4	Толейтовый базальт	Плагиоклаз	1,00	1,93	1,15
40	"	"	0,95	1,99	0,99
О-в Святой Елены [66]					
1	Анкарармит	Оливин	0,022	—	—
1	"	Авгит	0,32	—	—
2	Щелочной базальт	Оливин	0,14	—	—
2	"	Авгит	0,71	0,71	—
О-в Гран Канария [66]					
2	Щелочной базальт	Оливин	0,13	—	—
2	"	Авгит	0,36	—	—
3	Трахибазальт	Оливин	0,31	—	—
3	"	Авгит	0,46	—	—
3	"	Керсутит	0,96	—	—

Предпочтительное вхождение галлия среди вкрапленников базальтов в плагиоклазы объясняется кристаллохимическим сходством его с алюминием. Синтезированный Дж. Гольдшмитом [140] галлиевый полевой шпат ($\text{NaGaSi}_3\text{O}_8$) имеет более низкую температуру плавления (1015°C), чем сравниваемый с ним природный альбит (1118°C), т.е. можно предположить обогащение галлием более низкотемпературных плагиоклазов при магматической кристаллизации. На примере исследованных вулканических пород Р. Гудманом [141] показана тенденция увеличения концентраций элемента с ростом содержания альбита в плагиоклазе, что, по его мнению, отражает общее накопление элемента в процессе кристаллизационной дифференциации.

Среди темноцветных вкрапленников из базальтов наиболее высокий коэффициент распределения галлия у клинопироксенов. Данные Л.Н. Когарко с соавторами [66] по значениям указанного коэффициента ($K_p^{\text{Ga}} = 0,32-0,71$) вполне совпадают с вышеприведенными оценками Р. Гудмана. Им установлена хорошая корреляция в пироксенах Ga^{3+} с Fe^{3+} и высказано предположение, что редкий элемент занимает здесь шестёрную позицию в октаэдрической координации. Значительно более низкий коэффициент распределения Ga определен этим исследователем для оливина. Однако Л.Н. Когарко с соавторами [66] получили низкое значение K_p^{Ga} лишь для оливина из анкарамита, в то время как из щелочного базальта и трахибазальта оно достигает значений $0,14-0,31$. Величина K_p^{Ga} для керсутита близка к значениям этого коэффициента для плагиоклазов. Автрами показана зависимость указанного параметра от температуры. Оливин и авгит из анкарамита, имеющие наиболее низкие значения K_p^{Ga} , кристаллизовались при более высоких температурах (1300°C) по сравнению со щелочными базальтами (1240°C).

Таким образом, коэффициент распределения галлия в плагиоклазе из базальтовых пород в среднем близок к единице и фракционирование этого минерала не будет приводить к существенному изменению уровня его концентраций в остаточной магме. Однако кристаллизация вкрапленников пироксена и особенно оливина будет обуславливать накопление галлия в сосуществующем расплаве. Р. Гудманом [141] отмечен также обнаруженный Р. Найтингалем [174] факт высоких (до 100 г/т) концентраций элемента в магнетите из основных пород Скаергарда (Гренландия), в то время как в ильмените содержание галлия довольно низкое. Следовательно, магнетит может играть роль при распределении и поведении галлия в магматическом процессе.

Сведения о межфазовом распределении галлия в породах щелочного и кислого состава практически отсутствуют. На примере серии известково-щелочных гранитов района Арегос (Португалия) показаны практически одинаковые содержания элемента в калиевых полевых шпатах вкрапленников и основной массы, варьирующих в пределах $6-12$ г/т [120].

Приведенные данные по закономерностям распределения галлия в плагиоклазах и калиевых полевых шпатах находятся в соответствии с известным постоянством содержания элемента в различных дифференциатах генетически связанных серий магматических пород [103].

БАРИЙ И СТРОНЦИЙ

Барий и стронций в периодической системе Д.И. Менделеева относятся к подгруппе щелочноземельных металлов. Оба элемента обладают сходными химическими свойствами, в соединениях двухвалентны и имеют сравнительно близкие размеры ионных радиусов. Среди ми-

нералов бария и стронция наиболее важными в практическом отношении являются сульфаты $BaSO_4$ (барит), $SrSO_4$ (целестин) и карбонаты $BaCO_3$ (витерит), $SrCO_3$ (стронцинит). Анализ кристаллохимических свойств рассматриваемых элементов (ионный радиус, потенциал ионизации, электроотрицательность и др.) показывает, что барий имеет больше сходства с калием, а стронций — с кальцием. Указанные кристаллохимические особенности бария и стронция, очевидно, должны определять некоторые различия в параметрах распределения и поведения их в магматическом процессе, которые могут быть выявлены при совместном рассмотрении геохимии обоих элементов в магматических породах.

Исследования по геохимии бария и стронция начали интенсивно проводиться лишь в последнее десятилетие. Важным итогом этих работ явился выход в свет книги "Стронций и барий в эндогенных образованиях" [102], посвященной рассмотрению закономерностей поведения обоих элементов в магматических, метаморфических и гидротермальных процессах и возможностей использования бария и стронция как геохимических индикаторов при оценке условий формирования различных эндогенных образований. В последние годы в значительном количестве работ была дана оценка коэффициентов распределения Ba и Sr как на основе анализа различных по составу эффузивных и субвулканических образований, так и проведения экспериментальных исследований. Приведем краткий обзор указанных работ.

Для определения уровня содержаний бария и стронция в глубинных магмах, образующихся при частичном или более полном плавлении мантийного субстрата, необходимо знать концентрации элементов в мантийных минеральных фазах. С использованием данных различных авторов средние содержания Ba и Sr составляют (в г/т): в минералах верхней мантии — роговая обманка — соответственно 200, 300; клинопироксен — 2,2, 110; ортопироксен — 1,0, 5,0; оливин — 1,2, 1,2; плагиоклаз — 75, 350; в минералах гранатового перидотита глубокой мантии — клинопироксен — 40, 100; ортопироксен — 20, 10; оливин — 0,5, 0,5; гранат — 30, 10; флогопит — 1400, 18 [142]. Исходя из этих данных, а также эмпирически определенных $K_p^{Ba, Sr}$ и сопоставляя результаты расчетов с геохимической характеристикой базальтовых пород, указанные авторы пришли к выводу, что при 5–10% парциальном плавлении мантии образуются щелочно-базальтовые расплавы, а при более полном (20–30%) плавлении — магмы океанических толеитов.

К этому периоду относится появление первых количественных оценок коэффициентов распределения бария и стронция в породах базальтоидного состава для клинопироксенов: $K_8^{Ba} < 0,01$ и $K_8^{Sr} = 0,11$ [177], $K_8^{Ba} = 0,03–0,05$ [182]; роговой обманки: $K_7^{Ba} = 0,45$ и $K_7^{Sr} = 0,31$ [142]; плагиоклазов: $K_2^{Ba} = 0,30$ и $K_2^{Sr} = 2,87$ [146]. Более полная картина распределения бария и стронция была получена для минералов океанит-анкармитов островов Гавайи и Таити, базальтов Гренландии и Японии [178]. Среди минералов-вкрапленников этих пород наименьшие значения K_p^{Ba} и K_p^{Sr} имеет оливин ($K_9^{Ba} = 0,0086–0,0112$; $K_9^{Sr} = 0,0094–0,0185$). Для авгита величины коэффициентов распределения выше ($K_8^{Ba} = 0,020–0,39$; $K_8^{Sr} = 0,105–0,43$) и наиболее высокими они являются для плагиоклазов ($K_2^{Ba} = 0,151–0,59$; $K_2^{Sr} = 1,36–2,75$).

Значения $D^{K/Ba}$, превышающие единицу, свойственны лишь авгиту. Для плагиоклаза и оливина величины $D^{K/Ba}$ близки к единице, либо меньше ее. В пределах зональных вкрапленников авгита в направлении от центральных к краевым зонам происходит возрастание K_p^{Ba} и K_p^{Sr} и некоторое уменьшение $D^{K/Ba}$. Однако как в пределах отдельных фенокрист

авгита, так и для всех других минералов базальтоидов $D^{K/Ba}$ варьирует лишь в интервале 0,5–2,0, что свидетельствует о малой изменчивости отношения K/Ba в процессе дифференциации магмы, особенно для случаев, не включающих калиевые минералы и подтверждается сходством величины K/Ba во многих вулканических породах [178]. Рассчитанные этими исследователями величины коэффициентов распределения концентрации Ba и Sr и K/Ba отношения в расплаве, находящимся в равновесии с анортозитом совпали с их значениями в природном щелочном базальте, что явилось подтверждением кумулятивной природы анортозитов. Однако океанические толеиты резко отличаются по этим характеристикам.

Близкие к приведенным выше оценки $K_p^{Ba, Sr}$ и $D^{K/Ba}$ (табл. 18) были даны для плагиоклаза, оливина и клинопироксенов из двух образцов анкарарамита с Азорских островов и андезито-базальта из Японии [149]. Этими исследованиями были подтверждены наиболее высокое значение K_p^{Sr} для плагиоклаза (2,04) и рост значений K_p^{Ba} и K_p^{Sr} при уменьшении $D^{K/Ba}$ в пределах зональных вкрапленников диопсид-авгита по направлению к их краевым зонам.

Для щелочного базальта с о-ва Росс в Антарктике определены коэффициенты распределения [190] для мегакрист клинопироксена ($K_8^{Ba} = 0,03$; $K_8^{Sr} = 0,12$) и керсутита ($K_7^{Ba} = 0,32$), а также для вкрапленников плагиоклаза ($K_2^{Ba} = 1,47$; $K_2^{Sr} = 4,6$) и апатита ($K_{14}^{Sr} = 1,5$). Если по пироксенам эти величины практически соответствуют данным предыдущих исследований, то по плагиоклазам приведенные коэффициенты являются наиболее высокими.

Довольно широкие вариации K_p^{Ba} и K_p^{Sr} установлены для оливинов (соответственно 0,077–0,15 и 0,007–0,27) и авгитов (0,096–0,18 и 0,067–0,27) щелочно-базальтоидных пород островов Святой Елены и Гран Канария. Среди пород данной серии наиболее высокие коэффициенты распределения Ba и Sr (см. табл. 18) имеют керсутит, оливин и авгит трахибазальта по сравнению со щелочным оливиновым базальтом и анкарарамитом [66].

Для вкрапленников лабрадора (№ 57–61) субщелочных базальтов Южного прорыва Толбачинского извержения 1975–1976 гг. на Камчатке значения K_p^{Ba} и K_p^{Sr} близки к этим параметрам для плагиоклазов базальтоидов других регионов. Используя коэффициенты распределения бария и стронция по геотермометру М. Дрейка и Д. Вейла [130], в базальтах Толбачинского извержения определены наиболее вероятные температуры начала кристаллизации вкрапленников плагиоклаза в 1140–1200°С [71].

В ряде работ были рассмотрены закономерности коэффициентов распределения Ba и Sr в эффузивных и субвулканических породах среднего состава. Для плагиоклазов из андезитов Японии вариации коэффициентов составляют: $K_2^{Ba} = 0,0537–0,197$, $K_2^{Sr} = 1,27–1,83$ и $D^{K/Ba} = 0,35–0,99$. Для орто- и клинопироксенов из андезитов величины K_8^{Ba} (0,0121–0,0414) и K_8^{Sr} (0,0104–0,0648) в среднем значительно ниже. Среди пироксенов самые низкие значения K_8^{Ba} (0,00041) и K_8^{Sr} (0,00187) и самое высокое $D^{K/Ba}$ (8,45) свойственны пижониту. Однако по сравнению с пироксенами роговая обманка имеет несколько более высокие коэффициенты распределения Ba и Sr [178].

На примере витроандезита Тырнауза было подтверждено [72], что кристаллизация плагиоклаза обуславливает накопление бария в стекле ($K_2^{Ba} = 0,5$) и обеднение его стронцием ($K_2^{Sr} = 7,1$). Выделение вкрапленников биотита, наоборот, способствует концентрированию в нем бария ($K_1^{Ba} = 6,0$) и накоплению в расплаве стронция ($K_3^{Sr} = 0,1$). Необычно вы-

соким для данного витроандезита является K_8^{Sr} (гиперстен), равный 3,3.

Отдавая предпочтение модели происхождения андезитов в результате плавления океанической коры в зонах субдукции по сравнению с механизмом фракционной кристаллизации магмы Дж. Гилл [139] использовал в своих построениях наряду с другими редкими элементами средние величины K_p^{Ba} и K_p^{Sr} для плагиоклаза (0,16; 1,8), авгита (0,02; 0,08), ортопироксена (0,02; 0,01–0,04), оливина (0,01; 0,01), роговой обманки (0,09; 0,23), биотита (6,4; 0,12) и граната (0,02; 0,02).

По сравнению с андезитами Японии породы известково-щелочной серии Перу характеризуются более высокими коэффициентами распределения Ba и Sr в плагиоклазах ($K_2^{Ba} = 0,26–0,70$; $K_2^{Sr} = 2,96–7,02$). Вариации этих коэффициентов вполне закономерно связаны с характером минеральных ассоциаций в вулканитах. В одной группе пород, где наряду с вкрапленниками плагиоклаза присутствуют орто- и клинопироксен, K_2^{Ba} обычно выше, а K_2^{Sr} — ниже в отличие от пород другой группы, содержащих в ассоциации с плагиоклазом вкрапленники роговой обманки и биотита. Колебания величин K_2^{Ba} и K_2^{Sr} в эффузивах рассматриваемой андезит-дацит-риолитовой серии коррелируются также с изменениями состава плагиоклаза, уменьшаясь по мере роста в нем содержания анортитового компонента. Дж.М. Лиотард с соавторами [161, 162] пришли к выводу, что существенные различия в величинах $K_2^{Ba, Sr}$ могут определяться влиянием трех факторов: составом плагиоклаза, температурой и структурным параметром Si/O для расплава отражающим степень его полимеризации. Однако этими авторами не установлено, какой из указанных факторов является ведущим.

Р. Берманом [121] для вулканитов известково-щелочной серии миоценового возраста Британской Колумбии на основе коэффициентов распределения Ba и Sr для клинопироксена ($K_8^{Sr} = 0,12$), роговой обманки (0,42; 0,46), плагиоклаза (0,19 ÷ 0,35; 2,4–5,6) и биотита (10,2; 0,4) были рассчитаны $K_{комб}^{Ba, Sr}$. Для пород базальт-андезитового состава они составили $K_{комб}^{Ba} = 0,19$ и $K_{комб}^{Sr} = 1,16$, а для дацит-риолитовых пород — $K_{комб}^{Ba} = 1,13$ и $K_{комб}^{Sr} = 3,86$. Сопоставляя рассчитанные и наблюдаемые концентрации редких элементов в вулканитах серии, автор придавал важную роль при их формировании процессам фракционной кристаллизации.

Для позднемезозойских вулканитов Забайкалья, представленных серией пород от шошонита до риолита [105], как и для рассмотренных ранее магматических пород, K_p^{Sr} постоянно больше единицы только для плагиоклаза и увеличивается от 2,1 (шошонит) до 6,9 (риолит). K_2^{Sr} непосредственно зависит от K_2^{Ca} . Значение K_2^{Sr} шошонита соответствует величине этого параметра для плагиоклаза из щелочных базальтоидов, по данным других исследователей, которыми было ранее установлено, что K_2^{Sr} растет от базальтов к трахитам [120, 146]. Для пород латитовой серии Забайкалья установлен значительный переход бария в кристаллическую фазу при выделении из расплава биотита ($K_3^{Ba} = 3,0–13,5$).

$K_{комб}^{Ba, Sr}$ для исследуемых пород (латит: $K_{комб}^{Ba} = 0,32$, $K_{комб}^{Sr} = 2,09$ и трахидацит: $K_{комб}^{Ba} = 1,96$, $K_{комб}^{Sr} = 3,72$) в среднем приблизительно совпадают с данными по известково-щелочной серии Британской Колумбии [121]. Рассчитанные на основе $K_{комб}^{Ba, Sr}$ содержания обоих элементов в остаточном расплаве по мере его фракционной кристаллизации вполне соответствовали реально наблюдаемым полям концентраций Ba и Sr в эффузивах конкретных изученных геологических разрезов. Это позволило объяснить характер распределения Ba и Sr в серии пород от латита к трахиту механизмом кристаллизационной дифференциации латитового расплава.

Таблица 18

Содержания бария и стронция во вкрапленниках и основной массе порфировых пород и коэффициенты распределения элементов

Номер пробы	Порода, ОМ, минералы	Содержание, г/т	
		Ba	Sr
1	2	3	4
Щелочные базальты Юго-Западного Забайкалья и Монголии			
Баз328	Базальт, Бартой	660	1000
	ОМ	460	830
Баз329	Авгит (мегакристаллы)	26	91
	Базальт, там же	510	910
	ОМ	600	890
Баз330	Оливин	31	23
	Базальт, там же	570	1000
	ОМ	570	850
Баз331	Оливин	22	18
	Базальт, там же	600	880
	ОМ	460	1000
Баз332	Оливин	21	18
	Санидин (мегакристаллы, $Or_{2,1}, Ab_{7,3}$)	630	3100
	Базальт, там же	570	950
	ОМ	480	1100
Баз329/1	Оливин	25	10
	Санидин (мегакристаллы, $Or_{2,6}, Ab_{7,4}$)	690	2900
	Лерцолит (включение), там же	34	19
	Оливин	22	14
	Авгит	21	18
70-154	Хромдиопсид	20	98
	Шпинель	25	20
	Базальт, Хорог, МНР		
70-156	ОМ	980	950
	Санидин (мегакристаллы, $Or_{3,3}, Ab_{5,3}, An_4$)	100	1600
	Базальт, Сумеин, МНР		
90-71	ОМ	1000	1000
	Санидин (мегакристаллы, $Or_{3,3}, Ab_{5,8}, An_7$)	160	2600
	Базальт, Эриэн-Тологой, МНР		
	ОМ	2500	1200
	Санидин (мегакристаллы, $Or_{7,6}, Ab_{2,1}, An_3$)	3200	2900
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья			
XB-33	Шошонит, Передний Алтан	1600	980
	ОМ	2000	810
	Плагиоклаз (№ 51)	500	1700
XB-431	Латит, Оленгуй	1000	640
	ОМ	1100	540
	Плагиоклаз (№ 42)	710	1400
XB-235	Авгит	35	130
	Латит, Ужбогое	2300	1000
	ОМ	3300	
Тү539	Плагиоклаз (№ 42)	540	720
	Диопсид	270	220
	Гиперстен	170	140
	Трахиандезит, Тулукуй	1200	270
	ОМ	680	190
	Биотит	9400	85

Коэффициенты распределения

K/Ba	Ca/Sr	K_p^{Ba}	K_p^{Sr}	$D^{K/Ba}$	$D^{Ca/Sr}$
5	6	7	8	9	10

Щелочные базальты Юго-Западного Забайкалья и Монголии

48,9	55,7				
80,4					
		0,05	0,10		
56,1	54,9				
45,3					
		0,05	0,03		
51,6	54,3				
61,0					
		0,04	0,02		
53,8	60,1				
33,0					
		0,04	0,02		
60,3		1,4	3,1	1,83	
46,0	57,1				
62,5					
		0,05	0,01		
58,0		1,4	2,6	0,93	
	639				

	—				
36,7	47,4				
420		0,10	1,68	11,44	
38,0					
281		0,16	2,60	7,39	
18,4	33,3				
30,3		1,28	2,42	1,65	

Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья

	46,1				
10,8					
10,0					
13,2	44,3	0,25	2,10	1,32	
23,1	73,9	$K_{\text{комб}} = 0,52$	$K_{\text{комб}} = 2,09$		
24,5					
12,4	43,4	0,65	2,59	0,51	
		0,03	0,24		
8,7	33,4				
6,2					
13,3	88,9	0,16		2,14	
		0,08	0,31		
		0,05	0,19		
42,5	87,3				
78,8					
7,5	26,0	13,82	0,45	0,095	

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья			
Ар522	Латит, Абагатуй	760	400
	ОМ	580	180
	Плагиоклаз (№ 36—38)	1000	1700
	Биотит	5900	70
	Магнетит	57	23
Ту535	Трахидацит, Тулукуй	1100	220
	ОМ	1200	190
	Биотит	5400	75
	Магнетит	140	36
Ту435	Трахидацит, там же	850	450
	ОМ (стекло)	740	200
	Плагиоклаз	1300	1300
	Биотит	8300	120
	Магнетит	300	45
Ту528	Трахидацит, там же	570	570
	ОМ (стекло)	440	380
	Плагиоклаз	1200	1400
	Биотит	7900	160
	Магнетит	380	210
Д-405	Трахидацит, Долгокыча	1300	690
	ОМ (стекло)	1300	400
	Плагиоклаз (№ 33—38)	520	2000
	Пироксен	49	100
	Биотит	3900	55
Д-510	Трахидацит, там же	880	630
	ОМ (стекло)	1000	590
	Плагиоклаз (№ 40)	810	1700
	Пироксен	44	30
	Амфибол	360	220
	Биотит	5400	90
Шд457	Андезит, Шадорон	1000	520
	ОМ	1100	680
	Плагиоклаз (№ 52—54)	550	1600
	Пироксен	46	130
Кур440	Липарит, Курулга	100	96
	ОМ (стекло)	57	65
	Санидин ($Or_{7,8}Ab_{2,2}$)	400	65
	Кварц	80	26
	Пироксен	38	28
Кур411	Трахиллипарит, там же	160	50
	ОМ	95	37
	Санидин ($Or_{5,6}Ab_{3,4}$)	320	72
	Магнетит	36	22
Ар414	Липарит, Оботуй	1100	81
	ОМ	910	83
	Биотит	5400	65
Ар541	Липарит, Нерзавод	810	120
	ОМ	600	91
	Биотит	2300	63
Урт420	Кварцевый порфир, Уртуй	930	57
	ОМ	870	60
	КПШ ($Or_{7,7}Ab_{2,3}$)	7100	81
	Кварц	38	23

Т а б л и ц а 18 (продолжение)

5	6	7	8	9	10
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья					
46,8	62,4	$K_{КОМБ} = 1,47$	$K_{КОМБ} = 4,83$		
72,4					
13,0		1,72	9,44	0,18	
11,1	23,5	10,17	0,39	0,15	
		0,10	0,13		
36,4	68,2				
33,3					
9,6		4,20	0,39	0,29	
		0,12	0,19		
33,1	37,8	$K_{КОМБ} = 3,06$	$K_{КОМБ} = 6,05$		
40,5					
12,3		1,76	6,50	0,30	
8,2	26,2	13,50	4,25	0,18	
3,0		0,40	0,22	0,07	
36,0		$K_{КОМБ} = 4,32$	$K_{КОМБ} = 3,26$		
53,6					
9,0		2,73	3,68	0,17	
8,3	22,3	17,95	0,42	0,15	
		0,86	0,55		
18,5	32,6	$K_{КОМБ} = 0,67$	$K_{КОМБ} = 2,66$		
22,8					
17,5		0,40	5,00	0,77	
34,7	1086	0,04	0,25	1,52	
16,5	212	3,00	0,14	0,72	
30,5	38,6	$K_{КОМБ} = 1,06$	$K_{КОМБ} = 1,68$		
31,2					
11,2		0,81	2,88	0,36	
27,3		0,04	0,05	0,87	
23,6		0,36	0,37	0,76	
11,0	151	5,40	0,15	0,35	
29,0	85,2	$K_{КОМБ} = 0,19$	$K_{КОМБ} = 0,89$		
24,0					
20,9		0,50	2,35	0,87	
54,3	784	0,04	0,19	2,26	
264	55,8	$K_{КОМБ} = 2,30$	$K_{КОМБ} = 0,41$		
307					
203		7,02	1,00	0,66	
28,8		1,40	0,40	0,09	
37,9		0,67	0,43	0,12	
258	61,4				
518					
248		3,37	1,95	0,48	
27,5		0,38	0,59	0,05	
32,5	9,7				
46,6					
13,5	16,5	5,93	0,78	0,29	
65,2	250				
68,3					
26,7		3,83	0,69	0,39	
46,2	58,9				
48,7					
13,7		8,16	1,35	0,28	
		0,04	0,38		

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья			
Урт421	Кварцевый порфир, там же	1160	49
	ОМ	1300	48
	КПШ (Орт _{7,4} Аб _{2,6})	4900	76
	Кварц	130	10
Щелочные эффузивы Монголии			
У3999	Комендит, Улугей	100	50
	ОМ	100	50
	КПШ	80	33
У4048	Комендит, там же	390	48
	ОМ	140	40
	КПШ (Орт _{5,9} Аб _{4,1})	720	51
ХБ4020	Комендит, Хан-Богдо	170	33
	ОМ	96	26
	КПШ (Орт _{5,9} Аб _{4,1})	240	38
	Кварц	100	23
ХБ4021	Комендит, там же	170	31
	ОМ	110	23
Н-4122	КПШ (Орт _{5,4} Аб _{4,6})	220	25
	Комендит, Ноён	51	46
	ОМ	59	43
ХБ4115	КПШ (Орт _{6,5} Аб _{3,5})	180	45
	Пантеллерит, Хан-Богдо	40	23
	ОМ (стекло)	49	23
	КПШ (Орт _{6,5} Аб _{3,5})	93	25
Уг4001	Кварц	60	10
	Трахит, Улугей	4000	2600
	ОМ	4300	3100
	Пироксен	280	720
Уг4006	Биотит	17400	1100
	Трахилларит, там же	1200	260
	ОМ	590	180
	КПШ (Орт _{6,0} Аб _{4,0})	8000	460
	Плагиоклаз	3500	600
Уг4016	Биотит	6900	75
	Трахилларит, там же	1100	260
	ОМ	840	140
	КПШ (Орт _{6,7} Аб _{3,3})	6800	460
	Плагиоклаз	980	870
Муш4044	Биотит	6500	90
	Трахит, Мушугай-Худук	4500	5000
	ОМ	4800	5000
	Плагиоклаз		11500
	Пироксен	160	1000
ДД4132	Биотит	15400	1000
	Трахит, Дурбент-Дориту	3000	2400
	ОМ	3800	3000
	Плагиоклаз	2500	5200
	Амфибол	870	2600
	Биотит	6000	890
Уг4007	Трахит, Улугей	850	200
	ОМ (стекло)	500	140
	КПШ (Орт _{6,1} Аб _{3,9})		406
	Биотит	6900	70

5	6	7	8	9	10
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья					
36,2	14,6	$K_{КОМБ} = 1,21$	$K_{КОМБ} = 0,63$		
30,3					
19,5		3,77	1,58	0,64	
30,0		0,10	0,21	0,99	
Щелочные эффузивы Монголии					
692					
684	85,7				
712		0,80	0,66	1,04	
118	32,7				
297	33,3				
76,4	6,5	5,10	1,28	0,26	0,20
222	47,6				
352	44,0				
233	26,3	2,50	1,46	0,66	0,60
13,0		1,04	0,88	0,04	
227	39,2				
330	12,4				
309	20,0	2,5	1,14	0,94	
549	73,0				
481	106,3				
483	4,8	3,05	1,05	1,00	
1021	62,1				
878	80,7				
855	14,3	1,89	1,09	0,97	0,18
21,7		1,20	0,43	0,02	
13,1	9,5				
12,2	8,9				
8,6	194,4	0,06	0,23	0,70	21,8
3,2	2,6	4,05	0,35	0,26	0,29
33,3					
61,0					
9,6		12,9	2,7	0,16	
9,3	47,6	11,3	0,44	0,15	
39,1					
50,0					
12,4		10,8	3,29	0,25	
9,5		1,56	6,20	0,19	
10,3	39,7	10,3	0,64	0,21	
9,7	8,2		$K_{КОМБ} = 1,40$		
10,6	6,2				
			2,3		
9,4	146,4	0,03	0,2	0,89	23,6
4,0	5,0	3,20	0,2	0,38	
12,9	11,1				
12,6	6,5				
6,4		0,66	1,73	0,51	
12,6		0,23	0,87	1,00	
9,2		1,58	0,30	0,73	
46,1					
78,8	40,8				
	12,4		3,29		0,30
10,0	51,0	13,8	0,50	0,13	

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4
	Щелочные эффузивы Монголии		
Уг4011	Трахит, там же	440	400
	ОМ (стекло)	90	140
	КПШ (Орт _{1,0} Аб _{0,4})		1300
	Биотит	2500	130
Муш1870	Трахит, Мушугай-Худук		
	ОМ	1400	1300
	Санидин (Орт _{1,1} Аб _{0,0} Ан ₀)	5400	5400
	Биотит	9400	550
Муш1871	Трахит, там же		
	ОМ	2900	2700
	Биотит	20000	1100
Муш1874	Трахит, там же		
	ОМ	3500	3000
	Биотит	13000	920
Муш1884	Сиенит		
	ОМ	7200	9000
	Санидин (Орт _{1,1} Аб _{0,4} Ан ₀)	20000	27000
Муш1889	Сиенит, там же		
	ОМ	1200	1500
	Биотит	3600	200
Муш1908	Трахидацил, там же		
	ОМ (стекло)	540	510
	Санидин (Орт _{1,2} Аб _{0,2} Ан ₀)	1900	2100
Муш1911	Трахит, там же		
	ОМ (стекло)	1800	540
	Биотит	12000	720
Муш1914	Трахит, там же		
	ОМ	350	190
	Санидин (Орт _{1,2} Аб _{0,6} Ан ₂)	1700	1900
Муш1915	Трахилипарит, там же		
	ОМ	310	250
	Санидин (Орт _{1,0} Аб _{0,0} Ан ₁)	1600	2300
Муш1916	Трахилипарит, там же		
	ОМ	4500	1200
	Санидин (Орт _{1,1} Аб _{0,0} Ан _{1,0})	1500	2500
	Биотит	1900	120
Муш1917	Трахит, там же		
	ОМ	5700	3000
	Биотит	16400	1200
ХБ1930	Экерит, Хан-Богдо		
	ОМ	190	66
	КПШ (Орт _{7,7} Аб _{2,3})	260	48
Пан 77	Пантеллерит, Приморье		
	ОМ (стекло)	74	41
	Геденбергит	67	46
	Магнетит	27	27
	Санидин (Орт _{3,8} Аб _{5,6} Ан ₆)	100	60
	Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья		
ОХ851	Онгонит, Онгон-Хайрхан, МНР	63	91
	ОМ	100	83
	КПШ (Орт _{7,1} Аб _{2,7})	250	100
	Альбит (№ 4-5)	100	230
	Слюда	410	52

5	6	7	8	9	10
Щелочные эффузивы Монголии					
65,9					
278					
23,6	3,3	27,8	9,28	0,08	
39,0	4,7				
8,1		3,86	4,15	0,21	
6,1		6,71	0,42	0,16	
18,1	5,9				
2,6		6,90	0,41	0,14	
15,1	5,9				
4,1		3,71	0,31	0,27	
8,1	3,4				
2,2		2,78	3,00	0,27	
45,3	8,1				
19,1		3,00	0,13	0,42	
79,6	5,6				
31,0		3,52	4,12	0,39	
52,8	21,2				
5,0		6,67	1,33	0,09	
140	22,6				
33,5		4,86	10,0	0,24	
156					
33,4		5,16	9,20	0,21	
9,8	2,8				
28,7		0,33	2,08	2,93	
38,5		0,42	0,10	3,93	
8,7	13,7				
3,9		2,88	0,40	0,45	
169	119,0				
354		1,37	0,73	2,09	
454					
38,8					
535	46,4	0,36	0,66	1,18	
		1,35	1,46		
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья					
		$K_{КОМБ} \approx 0,86$		$K_{КОМБ} = 1,35$	
175	137				
400		2,50	1,20	2,3	
62	26	1,00	2,77	0,35	0,19
		4,10	0,63		

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4
Онгониты и редкометальные стекла Монголии и Забайкалья			
ОХ855	Онгонит, там же	20	12
	ОМ	21	14
	КПШ	23	14
	Альбит	25	17
ОХ857	Слюда	21	19
	Онгонит, там же	22	14
	ОМ	28	17
	КПШ (Орт _{7,8} Аб _{2,2})	34	19
ОХ859	Альбит (№ 6)	24	17
	Слюда	23	23
	Онгонит, там же	21	
	ОМ	22	25
ОХ856	КПШ (Орт _{8,1} Аб _{1,9})	25	31
	Альбит	23	35
	Слюда	21	26
	Онгонит, там же	22	17
БН1700	ОМ	20	16
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	34	16
	Альбит (№ 5-6)	21	11
	Слюда	24	22
БН1702	Онгонит, Бага-Газрын, МНР	50	26
	ОМ	42	22
	КПШ (Орт _{7,6} Аб _{2,4})	120	20
	Альбит (№ 10-16)	33	19
БН1703	Слюда	86	49
	Онгонит, там же	34	22
	ОМ	30	19
	КПШ (Орт _{7,9} Аб _{2,1})	67	33
ОХ655/7	Альбит (№ 8-12)	25	28
	Онгонит, там же	74	45
	ОМ	51	35
	КПШ	140	52
ОХ655/9	Альбит	81	55
	Слюда	120	49
	Онгонит, Онгон-Хайрхан, МНР	18	12
	ОМ	19	13
ОХ655/29	КПШ (Орт _{8,5} Аб _{1,5})	44	17
	Альбит (№ 6-7)	20	14
	Онгонит, там же	18	12
	ОМ	19	11
ОХ655/48	КПШ (Орт _{8,4} Аб _{1,6})	36	21
	Альбит	20	12
	Онгонит, там же	30	26
	ОМ	21	18
ОХ655/54	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	72	25
	Альбит	30	31
	Онгонит, там же	22	12
	ОМ	22	13
ОХ655/54	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	31	18
	Альбит	23	13
	Онгонит, там же	32	13
	ОМ	37	14
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	63	17

5	6	7	8	9	10
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья					
1570		$K_{\text{КОМБ}} = 1,07$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,05$		
970	164	1,10	1,00		
785	94	1,19	1,21	0,81	0,57
		1,35	1,36		
1330		$K_{\text{КОМБ}} = 0,87$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,92$		
800	41				
3100		1,21	1,12	3,9	
845	118	0,86	1,00	1,06	2,9
		0,82	1,35		
		$K_{\text{КОМБ}} = 0,95$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,18$		
870					
4500		1,14	1,24	5,1	
930		1,05	1,40	1,07	
		0,95	0,84		
1380		$K_{\text{КОМБ}} = 1,04$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,65$		
915					
3150		1,70	1,00	3,4	
880		1,05	0,69	0,96	
		1,20	1,38		
		$K_{\text{КОМБ}} = 1,26$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,67$		
445					
825		2,86	0,91	1,84	
605		0,79	0,86	1,36	
		2,05	2,23		
		$K_{\text{КОМБ}} = 1,02$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,09$		
650	158				
1550		2,23	1,74	2,4	
1230	430	0,83	1,47	1,9	2,7
		$K_{\text{КОМБ}} = 1,64$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,14$		
335	31				
		2,75	1,49		
320	22	1,59	1,57	0,95	0,7
		2,35	1,40		
1470	71,4	$K_{\text{КОМБ}} = 1,33$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,08$		
1080					
6200		2,32	1,31	5,8	
1010		1,05	1,08	0,94	
1640		$K_{\text{КОМБ}} = 1,13$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,19$		
1030					
5650		1,89	1,91	5,5	
1060		1,05	1,09	1,03	
980		$K_{\text{КОМБ}} = 2,03$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,50$		
1050					
3630		3,43	1,39	3,5	
740		1,43	1,72	0,7	
1320		$K_{\text{КОМБ}} = 1,01$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,97$		
980					
5450		1,41	1,38	5,5	
815		1,05	1,00	0,83	
840		$K_{\text{КОМБ}} = 0,86$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,77$		
580					
3400		1,70	1,21	5,8	

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья			
	Альбит	26	10
ОХ655/56	Онгонит, там же	20	11
	ОМ	24	13
	КПШ (Орт _{8,1} Аб _{1,9})	41	15
	Альбит	24	12
ОХ655/88	Онгонит, там же	31	44
	ОМ	23	58
	КПШ (Орт _{8,8} Аб _{1,2})	58	44
	Альбит	31	49
ОХ655/95	Онгонит, там же	20	14
	ОМ	19	13
	КПШ (Орт _{7,8} Аб _{2,2})	31	16
	Альбит	20	14
ОХ655/96	Онгонит, там же	26	15
	ОМ	21	14
	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	29	16
	Альбит	10	11
ОХ841/14	Онгонит, там же	69	64
	ОМ	66	73
	КПШ (Орт _{7,9} Аб _{2,1})	200	72
	Альбит	57	77
АБ1700	Онгонит, Ары-Булак, Забайкалье		
	ОМ	43	23
	Санидин (Орт _{6,5} Аб _{3,5})	23	10
	Альбит (№ 10—12)	24	14
	Слюда	50	23
Муш4129	Онгонит, Тэг-Ула, МНР	35	34
	ОМ (стекло)	35	21
	КПШ (Орт _{4,3} Аб _{5,7})	69	26
ДД4133	Онгонит, Дурбент-Дориту, МНР	25	21
	ОМ (стекло)	30	20
	КПШ (Орт _{5,4} Аб _{4,6})	26	21
	Плагиоклаз	34	26
Муш4104	Кварц	59	10
	Онгонит, Тэг-Ула, МНР	54	41
	ОМ (стекло)	71	50
	КПШ (Орт _{4,2} Аб _{5,8})	62	24
АБ428	Онгонит, Ары-Булак, Забайкалье	54	70
	ОМ	74	100
	Санидин (Орт _{6,2} Аб _{3,8})	40	38
	Альбит (№ 12—14)	35	30
	Кварц	69	10
	Слюда	110	45
АБ500	Онгонит, там же	71	46
	ОМ	76	47
	Санидин (Орт _{4,8} Аб _{5,2})	190	50
	Альбит (№ 6—8)	67	56
	Слюда	40	23
	Базальт, Камчатка, Толбачик, Южный прорыв [71]	270	400
ОМ	398	310	
Плагиоклаз (№ 57—61)	105	550	

5	6	7	8	9	10
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья					
730		0,70	0,71	1,26	
1420		$K_{\text{КОМБ}} = 0,99$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,84$		
855					
5450		1,71	1,15	6,4	
920		1,00	0,92	1,07	
1110	76,2	$K_{\text{КОМБ}} = 1,62$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,78$		
1040					
3500		2,52	0,76	3,4	
670		1,35	0,84	0,64	
1410	127	$K_{\text{КОМБ}} = 1,25$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,09$		
1200					
5150		1,63	1,23	4,3	
1200		1,05	1,08	1,0	
1140		$K_{\text{КОМБ}} = 0,67$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,80$		
1100					
3800		1,38	1,14	3,4	
2100		0,48	0,79	1,9	
330		$K_{\text{КОМБ}} = 1,44$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,81$		
255					
1550		3,03	0,99	6,0	
300		0,86	1,05	1,18	
1090		$K_{\text{КОМБ}} = 0,38$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,37$		
630	130				
3700		0,53	0,43	5,9	
800	100	0,56	0,61	1,27	
		1,16	1,00		
1028	350				
1034					
725		1,97	1,24	0,70	
1424	153	$K_{\text{КОМБ}} = 1,35$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,84$		
1227	203				
2769		0,87	1,05	2,26	
		1,13	1,30		
18,6		1,97	0,50	0,02	
663	162				
416	143				
871		0,87	0,48	2,09	
718	93,9	$K_{\text{КОМБ}} = 0,65$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,26$		
530					
2038		0,54	0,38	3,84	
571		0,47	0,30	1,08	
		0,93	0,10		
732	33,3	1,49	0,45	1,38	
404	35,7	$K_{\text{КОМБ}} = 0,69$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,70$		
413					
295		2,50	1,06	0,71	
363		0,88	1,19	0,88	
1962	15,5	0,53	0,49	4,75	
60,0	182,5				
45,5	222,6				
51,4	209,1	0,26	1,8	1,13	0,94

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4
	О-в Святая Елена [66]		
1	Анкарамит Оливин Авгит		
2	Щелочной оливиновый базальт Оливин Авгит		
	О-в Гран Канария [66]		
3	Щелочной оливиновый базальт Оливин Авгит		
4	Трахитбазальт Оливин Авгит Керсутит		
	Щелочной оливиновый базальт, Кюсю, Япония [146]		
	ния [146]		
	ОМ	484	543
	Плагиоклаз	145	1595
	Щелочные эффузивы разных районов [120]		
1R	Трахит, Мюрат Кантал, Франция	870	550
	ОМ	820	220
	Плагиоклаз	750	1900
2R	Трахит, Драхенфелз Рейн, ФРГ	770	510
	ОМ	510	75
	Санидин	6900	1300
	Плагиоклаз	640	2200
3R	Трахит, Зиебенгебирге, ФРГ	780	490
	ОМ	320	150
	Санидин	5800	1200
	Плагиоклаз	560	1600
4R	Трахит, Яан Майен, Северная Атлантика	880	170
	ОМ	540	70
	Санидин	3200	450
	Плагиоклаз	3500	2200
5R	Трахит, дайки, о-в Гоф, Южная Атлантика	1800	470
	ОМ	1400	360
	Санидин	3800	1100
6R	Трахит, Тристан-да-Кунья	1100	1000
	ОМ	880	790
	Санидин	2700	1500
	Плагиоклаз	1200	4000
7R	Трахит, Тристан-да-Кувья	170	150
	ОМ	62	110
	Санидин	570	420
8R	Санидинит, Эйфель, ФРГ	120	200
	Санидин	140	240
101R	Кенит, Земля Южной Виктории, Антарктика	1100	960
	ОМ	590	380
	Анортоклаз	2600	2700
102R	Кенит, Земля Южной Виктории, Антарктика	1400	790
	Анортоклаз	3000	2500

5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	----

О-в Святая Елена [66]

0,055	0,007
0,096	0,067
0,088	0,039
0,11	0,27

О-в Гран Канария [66]

0,047	0,015
0,15	0,24
0,15	0,27
0,18	0,21
0,55	0,66

Щелочной оливиновый базальт, Кюсю, Япония [146]

34,5	102,2				
34,8	38,8	0,30	2,87	1,00	0,38

Щелочные эффузивы разных районов [120]

49,9	46,2				
62,2	79,1				
12,4	28,0	0,91	8,64	0,20	0,35
54,2	32,7				
98,6	77,3				
12,2	3,3	13,53	17,33	0,12	0,04
16,6	19,0	1,25	29,33	0,17	0,24
53,6	28,0				
159,1	38,7				
14,8	2,2	18,12	8,00	0,09	0,06
18,9	24,9	1,75	10,67	0,12	0,60
57,2	48,8				
85,0	95,7				
15,2	23,3	5,92	6,43	0,18	0,24
3,0	18,1	6,48	31,43	0,04	0,19
30,0	36,6				
38,9	41,7				
18,7	7,2	2,71	3,06	0,48	0,17
44,6	28,8				
62,4	26,3				
26,1	2,3	9,64	1,90	0,42	0,09
7,8	13,0	1,36	5,06	0,12	0,49
355	62				
112	14,5	9,19	3,82		
492	51,5				
478	23,3				
32,3	23,8				
72,0	47,1				
9,2	10,1	4,41	7,10	0,13	0,21
29,8	22,8				
9,3	8,1				

Т а б л и ц а 18 (продолжение)

1	2	3	4
Эффузивные породы разных районов [178]			
240	Толeutовый андезит, Япония		
(1)	Плагиоклаз		
(2)	Плагиоклаз		
233	Андезит, Япония		
	Плагиоклаз		
	Роговая обманка		
204	Андезито-базальт, Япония		
	Плагиоклаз		
	Авгит (краевая зона)		
	Диопсид (центральная зона)		
184	Андезит, Япония		
	Плагиоклаз		
	Гиперстен		
66-19	Океанит-анкарармит, Гаваи		
	Плагиоклаз		
	Авгит (краевая зона)		
	" (центральная зона)		
	Оливин		
271	Андезит, Сайпан		
	Плагиоклаз		
	Клинопироксен		
	Ортопироксен		
208	Базальт, Гренландия		
	Плагиоклаз		
218	Дацит, Япония		
	Плагиоклаз		
	Слюда		
	Гранат		
225	Щелочной базальт, Япония		
	Плагиоклаз		
266	Риодацит, Италия		
	<i>КПШ</i>		
	Клинопироксен		
	Слюда		
25	Океанит-анкарармит, Таити		
	Авгит (краевая зона)		
	" (промежуточная зона)		
	" (центральная зона)		
	Оливин		
193	Мафический фонолит, США		
	Клинопироксен		
	Слюда		
203	Андезит, Япония		
	Пижонит		
29	Камптонит, Канада		
	Роговая обманка		
45	Камптонит, Новая Зеландия		
	Роговая обманка		
Дациты Японии (Южный Кюсю) [171]			
1	ОМ	478	93,6
	Плагиоклаз	147	41,6
	Гиперстен	1,41	0,80
	Роговая обманка	20,9	21,0

5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	----

Эффузивные породы разных районов [178]

0,0537	1,27	0,349
	1,31	
0,137	1,31	0,611
0,0996	0,188	3,34
0,242	1,66	0,633
0,0275	0,0934	0,998
0,0133	0,0782	0,642
0,132	1,66	0,988
0,0141	0,0104	0,642
0,263	1,77	0,880
0,0462	0,146	1,70
0,0244	0,116	1,82
0,0086	0,0094	0,936
0,197	1,83	0,695
0,0414	0,0648	0,448
0,0121	0,0241	1,57
0,151	1,36	1,03
0,363	2,84	0,726
6,36	0,120	0,887
0,0172	0,0154	1,16
0,589	2,75	0,611
6,12	3,87	0,243
0,131	0,516	0,279
1,53	0,672	0,066
0,388	0,430	0,704
0,031	0,128	1,44
0,020	0,105	1,44
0,0112	0,0185	0,500
0,0128	0,154	1,05
1,09	0,0812	2,43
0,00041	0,00187	8,45
0,417	0,548	3,35
0,731	0,641	1,57

Дацинты Японии (Южный Кюсю) [171]

54,0	117,5			
18,1	112,2	0,308	4,4	0,34
42,5	7500	0,0029	0,0085	0,79
99,5	3457	0,044	0,0224	1,84

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4
Дациты Японии (Южный Кюсю) [171]			
2	ОМ	609	384
	Плагиоклаз	185	556
	Гиперстен	1,5	17,5
	Роговая обманка	33,1	36,0
Дацитовые пемзы США и Японии [131]			
1	Пемза Гласьер Пик, США		
	Плагиоклаз (№ 41)		
2	Пемза Хеленс, США		
	Плагиоклаз (№ 41)		
3	Пемза Мазама 58, США		
	Плагиоклаз (№ 40)		
4	Пемза Кюсю, Япония		
	Плагиоклаз (№ 49)		
5	Пемза Тумало, США		
	Плагиоклаз (№ 23)		
6	Пемза Мазама США		
	Плагиоклаз (№ 40)		
Вулканические породы островов Дого и Оки в Японском море [170]			
59366	Оливиновый базальт	492	489
	Титанавгит	15,2	58,3
60525	Трахибазальт (дайка)	840	1050
	Керсутит	520	604
6072604	Трахиандезит	890	463
	Плагиоклаз	510	1020
6081204	Трахит (дайка)	335	25,7
	КПШ	1140	82
6280301	Трахит (дайка)	23,1	36,4
	Геденбергит	2,9	1,57
59366	Трахит (обсидиан)	108	3,5
	Геденбергит	35,5	5,2
	КПШ	28,6	3,3
59063	Трахит	89	7,81
	Санидин	268	23,2
Эффузивы Японии и Азорских островов [144]			
Р39	Анкарамит, Волкано, Азоры		
	ОМ	289	514
	Плагиоклаз	95,3	1048
	Оливин	0,033	0,098
	Клинопироксен (коричневый)	0,630	57,2
	Клинопироксен (зеленый)	0,677	43,4
204	Андезит-базальт, Сано, Япония		
	ОМ	96,3	230,6
	Клинопироксен (центральная зона)	0,156	16,57
	Клинопироксен (краевая зона)	1,323	17,17
Игнимбриты (риолиты—риодациты) Северо-Западной Сардинии, Италия [194]			
2283	Порода	487	111
	Стекло	545	93
	Плагиоклаз	402	603
2254	Порода	472	157

5	6	7	8	9	10
Дациты Японии (Южный Кюсю) [171]					
55,7	77,3				
14,0	94,8	0,034	1,45	0,25	
12,3	811	0,0025	0,046	0,22	
67,1	2203	0,054	0,094	1,20	
Дацитовые пемзы США и Японии [131]					
		0,79	6,0	0,25	
		0,34	4,5	0,97	
		0,48	6,7	0,33	
		1,43	7,0	1,12	
		0,92	24,3	0,25	
		0,42	6,5	0,40	
Вулканические породы островов Дого и Оки в Японском море [170]					
		0,0309	0,119		
		0,62	0,58		
		0,57	2,20		
		3,40	3,18		
		0,126	0,043		
		0,321	1,51		
		0,265	0,94		
		3,01	2,98		
Эффузивы Японии и Азорских островов [144]					
34,3					
18,7		0,329	3,04	0,54	
53,0		0,00011	0,00019	1,54	
26,2		0,0022	0,1110	0,76	
41,4		0,0023	0,0844	1,21	
56,4					
46,5		0,0016	0,0719	0,82	
22,2		0,0137	0,0745	0,39	
Игнимбриты (риолиты—риодациты) Северо-Западной Сардинии, Италия [194]					
39,2	102,7				
41,1	107,5				
5,7	98,0	0,74	6,5	0,14	0,91
34,3	86,6				

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4
Игнимбриты (риолиты—риодациты) Северо-Западной Сардинии, Италия [194]			
	Стекло	470	124
	Плагиоклаз	315	618
2174	Порода	612	163
	Стекло	597	105
	Плагиоклаз	290	632
2199	Порода	500	161
	Стекло	500	129
	Плагиоклаз	262	648
2169	Порода	525	173
	Стекло	510	145
	Плагиоклаз	235	673
1773	Порода	522	268
	Стекло	525	156
	Плагиоклаз	237	670
86	Порода	465	112
	Стекло	235	71
	Плагиоклаз	418	723
1789	Порода	570	184
	Стекло	537	77
	Плагиоклаз	582	550
2226	Порода	575	199
	Стекло	635	102
	Плагиоклаз	515	623
1745	Порода		194
	Стекло		92
	Плагиоклаз		613
542	Порода	622	230
	Стекло	692	103
	Плагиоклаз	485	606
1738	Порода	598	253
	Стекло	695	101
	Плагиоклаз	555	607
1782	Порода	645	267
	Стекло	550	241
	Плагиоклаз	415	698
1744	Порода	582	254
	Стекло	520	143
	Плагиоклаз	590	753
1737	Стекло	735	98
	Плагиоклаз	450	609
1742	Стекло	720	91
	Плагиоклаз	490	598
Эффузивы Эфиопии и Италии [127]			
25	Риолит, Эфиопия КПШ ($Ort_{2,7}Ab_{7,2}An_1$)		
Среднее из 14 обр.	Трахит, там же КПШ		
38Д	Риолит, Италия КПШ ($Ort_{4,6}Ab_{5,2}An_2$)		
143	КПШ ($Ort_{4,5}Ab_{5,4}An_1$)		
Среднее из 27 обр.	Трахит, там же КПШ		

5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	----

Игнимбриты (риолиты—риодациты) Северо-Западной Сардинии, Италия [194]

40,6	86,3				
7,0	100,3	0,67	5,0	0,17	1,16
28,7	109,8				
38,9	76,2				
5,5	101,7	0,48	6,0	0,14	1,33
33,6	110,5				
41,6	97,7				
6,5	107,3	0,52	5,0	0,16	1,09
32,4	116,2				
42,0	91,0				
5,9	104,6	0,46	4,6	0,14	1,15
33,1	69,0				
37,1	79,5				
5,9	105,9	0,45	4,3	0,16	1,33
37,6	95,5				
81,7	71,8				
8,1	67,7	1,78	10,1	0,10	0,94
29,1	101,1				
40,4	80,5				
7,0	90,5	1,08	7,1	0,17	1,12
28,5	104,5				
34,8	50,9				
5,4	106,1	0,81	6,1	0,15	2,08
	117,0				
	67,4				
	108,0		6,7		
22,5	115,7				
27,9	95,1				
6,0	109,7	0,70	5,9	0,21	1,15
21,9	125,3				
31,4	79,2				
4,9	111,2	0,81	6,0	0,16	1,40
20,0	108,9				
30,0	44,4				
7,5	97,7	0,75	5,0	0,25	2,20
27,7	104,7				
40,0	55,9				
2,9	104,9	1,15	5,3	0,07	1,88
54,1	89,8				
15,1	95,2	0,61	6,2	0,28	1,06
60,7	92,3				
14,3	92,5	0,68	6,6	0,24	1,00

Эффузивы Эфиопии и Италии [127]

3,18	0,59
5,03	2,31
12,86	25,60
0,50	0,70
3,87	7,19

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4
Известково-щелочная серия в зонах Арекипа и Барросо Южного Перу [162]			
45	Андезит ОМ	1160	358
	Плагиоклаз (№ 47,5)	880	1145
27	Андезит ОМ	1385	492
	Плагиоклаз (№ 52,5)	460	1740
28	Андезит ОМ	1175	565
	Плагиоклаз (№ 58,9)	310	1850
297	Дацит ОМ	990	415
	Плагиоклаз (№ 40,9)	545	1230
254	Дацит ОМ	1310	542
	Плагиоклаз (№ 46,6)	760	1660
315	Дацит ОМ	1095	248
	Плагиоклаз (№ 33,9)	310	1740
167	Дацит ОМ	965	244
	Плагиоклаз (№ 40,0)	425	1460
312	Дацит ОМ	1090	302
	Плагиоклаз (№ 37,1)	475	1810
241	Дацит ОМ	905	224
	Плагиоклаз (№ 35,9)	390	1530
250	Риолит ОМ	960	261
	Плагиоклаз (№ 31,9)	635	1480
255	Риолит ОМ	910	246
	Плагиоклаз (№ 44,4)	635	1360
Щелочная серия Илимауссакской интрузии, Гренландия [158]			
153231	Нефелиновый трахит Оливин	576	212
	Пироксен		
153099	Трахитовый фонолит Санидин	137	36
	Оливин		
	Пироксен		
153200	Нефелиновый фонолит Нефелин	136	111

5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	----

Известково-щелочная серия в зонах Арекипа и Барросо Южного Перу [162]

0,76	3,20
0,33	3,54
0,26	3,27
0,55	2,96
0,58	3,06
0,47	7,02
0,44	5,98
0,44	5,99
0,43	6,83
0,66	5,67
0,70	5,53

Щелочная серия Илимауссакской интрузии, Гренландия [158]

74,3	91,5	0,012	0,037
		0,009	0,25
318,9	488,9	3,409	2,3
		0,023	0,053
		0,024	0,25
320,6	121,6	0,090	0,24

Для пород кислого состава закономерности коэффициентов распределения Ba и Sr частично уже были рассмотрены при анализе данных по известково-щелочной и латитовой сериям. Поведение исследуемых элементов в них в значительной мере определяется характером минеральных ассоциаций. На примере дацитов США [131, 146] и Японии [178] показано, что кристаллизация биотита приводит к обеднению расплава барием ($K_3^{Ba} = 6,36-9,7$), а выделение плагиоклаза — стронцием ($K_2^{Sr} = 2,4-4,5$). При выделении из расплава риодацита (Италия) двух калиевых фаз *КПШ* и слюды K_1^{Ba} (6,12) и K_1^{Sr} (3,87) значительно превышают K_3^{Ba} и K_3^{Sr} [178], т.е. полевой шпат более интенсивно извлекает из расплава оба элемента. Кристаллизация же в дацитах таких минералов, как клино- и ортопироксен, роговая обманка, гранат (см. табл. 18) приводит к накоплению в расплаве бария и стронция в виду низких значений K_p для этих минералов [171, 178]. Последними авторами было показано, что $K_p^{Ba, Sr}$ для роговых обманок из дацитов имеет более низкие значения по сравнению с базальтами и андезитами, по данным других исследователей.

Вместе с тем на примере дацитовых пемз США и Японии [131] видно, что для плагиоклазов кислых пород K_2^{Ba} (0,34—1,43) и особенно K_2^{Sr} (4,5—24,3) достигают наибольших величин. Приблизительно тот же уровень колебаний K_2^{Ba} (0,45—1,78) и K_2^{Sr} (4,3—10,1) установлен для плагиоклазов игнимбритов риолит-риодацитового состава Северо-Западной Сардинии в Италии. Для этих пород зафиксированы весьма низкие значения $D^{K/Ba}$ (0,07—0,28) и, как правило, превышающие единицу — $D^{Ca/Sr}$ (0,92—2,20). Приведенные коэффициенты $D^{K/Ba}$ и $D^{Ca/Sr}$ свидетельствуют о том, что кальций более легко входит в структуру плагиоклаза по сравнению с Sr [194]. По-видимому, Ba также легче входит в структуру полевого шпата по сравнению с калием. Эти закономерности находятся в соответствии с размерами ионных радиусов редких элементов и их петрогенных аналогов.

Коэффициенты распределения Ba и Sr исследовались в субвулканических дайковых онгонитах Монголии и Забайкалья [50, 105]. K_1^{Ba} (ортоклаз и микроклин) для онгонитов МНР превышает единицу, в то время как для онгонитов Забайкалья K_1^{Ba} (санидин) обычно меньше единицы. Аналогичный коэффициент для альбита (K_2^{Ba}) в среднем близок к единице и колеблется от 0,47 до 1,59. Для стронция коэффициенты распределения K_1 и K_2 в большинстве случаев близки к единице или несколько превышают ее. Для слюд онгонитов колебания коэффициентов достаточно большие: $K_3^{Ba} = 0,53-4,1$ и $K_3^{Sr} = 0,45-1,40$. Практически для всех проб сосуществующих полевых шпатов в онгонитах барий предпочтительнее концентрируется в *КПШ*, а стронций приблизительно поровну распределяется между *КПШ* и альбитом. Среднее значение $K_{комб}^{Ba}$ составляет 1,13 а $K_{комб}^{Sr} = 0,96$, т.е. для обоих элементов величина этого коэффициента для онгонитов близка к единице.

Вариации $D_{комб}^{K/Ba}$ для онгонитов составляют 0,55—2,61. Для *КПШ* $D^{K/Ba} > 1$, а для альбита — близок к единице, что существенно выше, чем значение этого коэффициента для плагиоклаза из игнимбритов Италии. Колебания $D_{комб}^{Ca/Sr}$ достаточно велики от 0,08 до 1,54. С ростом концентрации фтора в онгонитах K_1 , K_2 и $K_{комб}$ бария и стронция проходят через минимум в интервале содержаний фтора 1,0—1,5%. В области минимума все коэффициенты распределения опускаются до величины, меньшей единицы. С увеличением содержаний фтора в онгонитах отмечается возрастание $K_1^{K/Ba}$, $K_2^{K/Ba}$, а также комбинированного коэффициента разделения

калия и бария. Установлена прямая корреляционная зависимость $K_{\text{комб}}^{\text{Ba}}$ и $K_{\text{комб}}^{\text{Sr}}$ от концентраций этих элементов в онгонитах. Так, для $K_{\text{комб}}^{\text{Ba, Sr}}$ коэффициенты парной корреляции составляют: $r_{\text{Ba}} = +0,27 \pm 0,17$ и $r_{\text{Sr}} = +0,29 \pm 0,17$.

Сопоставление коэффициентов распределения Ba и Sr, а также $D^{\text{K/Ba}}$ и $D^{\text{Ca/Sr}}$ с поведением элементов в онгонитах и редкометалльных литий-фтористых гранитах показало, что формирование указанных пород происходило при сочетании кристаллизационной и эманационной дифференциации магматического расплава.

В нескольких работах дан анализ коэффициентов распределения бария и стронция для щелочных пород. В трахитах из разных районов мира (Франция, ФРГ, острова Ян-Майен, Гоф, Тристан-да-Кунья в Атлантике) главным концентратом бария является санидин ($K_1^{\text{Ba}} = 2,71-18,12$), а стронция — плагиоклаз ($K_2^{\text{Sr}} = 5,06-31,43$). Если кристаллизация плагиоклаза приводит к обеднению сосуществующего расплава стронцием, то этот же процесс не дает заметного эффекта в отношении бария. В то же время выделение санидина обедняет расплав не только барием, но и стронцием ($K_1^{\text{Sr}} = 1,90-17,33$). Концентрации Ba и Sr в остаточных жидкостях сильнее контролируются кристаллизацией полевых шпатов, чем других минералов, присутствующих в меньших количествах и не оказывающих заметного влияния на поведение рассматриваемых элементов [120]. Это хорошо видно на примере клинопироксена, слюды и роговой обманки из фонолита и камптонита (США, Канада, Новая Зеландия), для которых коэффициенты распределения Ba и Sr (см. табл. 18) не превышают единицы [178].

Для вулканических пород островов Дого и Оки в Японском море [170] также определены наиболее высокие K_1^{Ba} (3,40) и K_1^{Sr} (3,18) для КПШ из трахита и K_2^{Sr} (2,20) для плагиоклаза из трахиандезита. Для вкрапленников темноцветных минералов коэффициенты распределения Ba и Sr заметно ниже (< 1), однако для керсутита из трахибазальта они выше, чем для титанавгита из оливинового базальта и геденбергита из трахита (см. табл. 18). Анализ геохимических данных позволили автору рассматривать серию пород от оливинового базальта к трахибазальту и трахиту как продукты процесса кристаллизационной дифференциации.

Коэффициенты распределения Ba и Sr, значительно превышающие единицу, зафиксированы для щелочных полевых шпатов из трахитов Эфиопии и Италии [127], а также из трахитового фонолита Илимауссакской интрузии в Гренландии [158]. Однако нефелин из илимауссакских фонолитов в отличие от санидина имеет весьма низкие значения K_p^{Ba} (0,09) и K_p^{Sr} (0,24). Еще более низкие величины коэффициентов свойственны пироксену и оливину из щелочных пород интрузии.

Данные по коэффициентам распределения Sr для главных минералов ийолит-уртитов были использованы Л.Н. Когарко с соавторами [65] для решения вопроса о механизме формирования апатитоносной ийолит-уртитовой интрузии. В результате совместной кристаллизации нефелина, пироксена и апатита происходит обогащение Sr остаточных порций расплава ($K_{\text{комб}}^{\text{Sr}} = 0,2$) и соответственно более поздних генераций апатита. В процессе седиментационной кристаллизационной дифференциации последовательно образуются сначала уртит, затем бедные и, наконец, богатые апатитовые руды.

На основе эмпирических данных по коэффициентам распределения Sr и TR для апатитов, сфенов, титаномагнетитов, пироксенов и нефели-

нов Хибинского массива проведено сопоставление разных генетических моделей и дана оценка их согласованности с исследованиями экспериментальных систем [69].

Одновременно с анализом эмпирических закономерностей распределения Ba и Sr проводились их теоретические и экспериментальные исследования. Наибольшую важность среди них представляют данные, касающиеся полевых шпатов — главных минералов-концентраторов бария и стронция в магматических породах. Еще в 1968 г. был экспериментально определен K_p^{Sr} между КПШ ($Or_{75}Ab_{25}$) и плагиоклазом (An_{30}), равный 0,80 при $T = 600^\circ C$ [148]. Однако этот коэффициент, вероятно, должен меняться, так как величина $K_p^{Ba, Sr}$ существенно зависит от состава полевых шпатов. Например, для разных по составу плагиоклазов из вулканических пород K_2^{Sr} менялся следующим образом: $An_{30} - 7,0$; $An_{45} - 5,4$; $An_{60} - 3,8$; $An_{75} - 2,3$; $An_{90} - 1,5$; а K_2^{Ba} : $An_{30} - 0,42$; $An_{90} - 0,16$ [154]. По мнению указанных авторов, рост K_2^{Sr} для относительно более кислых плагиоклазов отражает факт совместной кристаллизации бедных стронцием мафических фенокристов, обуславливающих сохранение элемента в остаточном расплаве, из которого он более эффективно экстрагируется при кристаллизации натриевых плагиоклазов.

Накопление многочисленных эмпирических данных по K_p^{Sr} позволило исследователям рассчитать по ним некоторые физико-химические параметры. В частности, было установлено, что K_p^{Sr} для плагиоклаза и клинопироксена сильно зависит от температуры (растет по мере ее понижения), но не зависит от фугитивности кислорода и может использоваться в качестве геотермометра [191].

Экспериментально изучена зависимость $K_p^{Ba, Sr}$ между плагиоклазом и расплавом от базальтового до андезитового состава от температуры при общем давлении в 1 атм и $T = 1150-1400^\circ C$ [130]. При этом состав плагиоклаза варьировал от An_{35} до An_{85} . Установление достаточно строгой экспериментальной зависимости коэффициентов распределения Ba и Sr от температуры позволило авторам предложить формулы для расчета и график указанной зависимости для определения палеотемператур кристаллизации плагиоклаза.

Зависимость $K_p^{Ba, Sr}$ между клинопироксеном и силикатным расплавом экспериментально исследовалась Н. Шимицу [188] в системе диопсид—альбит—анортит—вода при 15—30 кбар и 1100—1200°С. Были установлены относительно небольшие вариации K_8^{Ba} (0,00078—0,0023) и K_8^{Sr} (0,054—0,081) при различных P , T и составах фаз. Автор приходит к заключению, что концентрации редких элементов в мантийных магмах зависят главным образом от степени парциального плавления глубинного субстрата. Однако в других экспериментах [192], проводимых при близких $P-T$ условиях (20 кбар и 1200—1400°С), величина K_8^{Sr} оказалась на порядок, а K_8^{Ba} — на два порядка выше, чем в опытах Н. Шимицу [188].

Наконец, значения коэффициентов распределения Ba и Sr были определены между щелочным полевым шпатом и синтетическим гранитным расплавом при 8 кбар и 720—780°С. Вариации коэффициентов распределения при этих условиях составили: $K_1^{Ba} = 6,4-14,0$ и $K_1^{Sr} = 1,2-50$ при содержаниях элементов до 0,6% BaO и SrO в жидкости и до 5% BaO и 0,4% SrO в полевом шпате. Небольшой температурный интервал не позволил говорить о влиянии температуры на $K_p^{Ba, Sr}$ [163]. При экспериментальных исследованиях системы $NaAlSiO_4-KAlSiO_4-SiO_2-H_2O$ для калиевой серии при 845°С были получены значения $K_1^{Ba} = 13$ и $K_1^{Sr} = 7$, а при той же температуре, но в менее насыщенном SiO_2 составе расплава коэффи-

циенты для щелочного полевого шпата составили: $K_1^{Ba} = 31$ и $K_1^{Sr} = 22$. Установлено также увеличение коэффициентов распределения Ba и Sr по мере понижения температуры [180].

Комбинированные коэффициенты распределения Ba и Sr в настоящее время рассчитаны из эмпирических данных для многофазного гранитного массива как для модели фракционной ($K_{комб}^{Ba} = 1,75-2,1$; $K_{комб}^{Sr} = 1,5-1,7$), так и полностью равновесной ($K_{комб}^{Ba} = 2,0-2,5$; $K_{комб}^{Sr} = 1,8-2,2$) кристаллизации [90].

Таким образом, накопилось достаточно данных по коэффициентам распределения бария и стронция в различных магматических породах, полученных самыми различными методами. Данные по вкрапленникам вулканогенных пород сведены в табл. 18. В ней же представлены многочисленные еще не опубликованные оригинальные данные авторов. Попытаемся обобщить эти данные с целью получения эмпирических корреляционных связей K_p^{Ba} и K_p^{Sr} с различными параметрами кристаллизации магм. Обобщение проведено раздельно для бария и стронция.

В первую очередь необходимо отметить широкие вариации K_p^{Ba} для различных минералов при частом отсутствии однозначной корреляции с многими параметрами, для которых связь с коэффициентами распределения устанавливалась в случае других элементов.

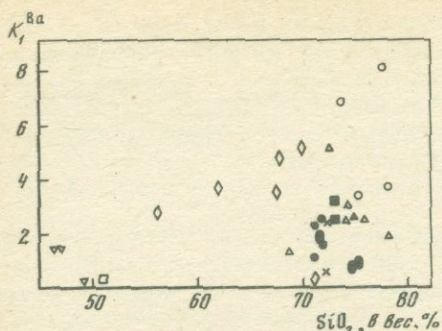
Для калиевого полевого шпата коэффициент распределения Ba колеблется от 0,5 до 16. Как отмечалось выше, K_1^{Ba} растет с увеличением содержания кремнезема в породах шошонит-латитовой серии Забайкалья. Однако привлечение дополнительных данных по K_1^{Ba} (рис. 32) показывает, что для высококремнистых пород (70–78% SiO_2) отмечаются как очень высокие, так и весьма низкие, меньше единицы значения K_1^{Ba} . Отсутствует и четкая зависимость K_1^{Ba} от содержания в КПШ калия (рис. 33).

Более определенно намечается зависимость K_1^{Ba} одновременно от содержания калия в калиевом полевоом шпате и от содержания бария в основной массе породы (рис. 34). Эта зависимость — более сложная, чем, например, для рубидия. Для различных содержаний калия в щелочном полевоом шпате ($> 8, 5, < 4\%$) намечается экстремальный (через максимум) характер зависимости K_1^{Ba} от содержания бария в основной массе пород. В области низких содержаний бария (< 100 г/т) в основной массе влияние состава щелочного полевого шпата на K_1^{Ba} практически не сказывается. Видимо, это влияние нивелируется и в области высоких содержаний бария (> 1300 г/т) в основной массе, хотя здесь имеется пока еще мало данных. Наибольшее влияние калия на K_1^{Ba} — в области содержания 200–800 г/т бария в основной массе. Здесь же расположены максимумы K_1^{Ba} для разных составов щелочных полевоых шпатов. Для каждого из них с ростом содержания бария в основной массе K_1^{Ba} сначала резко возрастает, а затем плавно понижается. В целом подавляющее большинство значений K_1^{Ba} для всех магматических пород превышает единицу.

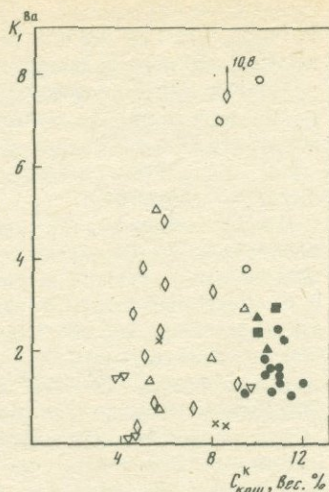
Как уже отмечалось выше, коэффициент распределения бария между плагиоклазом и основной массой для некоторых регионов растет с увеличением кремнекислотности пород и уменьшением содержания анортита в плагиоклазе. По обобщенным данным (рис. 35, 36) эти зависимости сохраняются. К сожалению, данные по K_2^{Ba} имеются для проб, редко охарактеризованных общим химическим анализом.

В большинстве своем для всех магматических пород K_2^{Ba} — меньше единицы, достигая единицы в области наиболее кислых расплавов и наиболее альбитовых составов плагиоклазов (онгониты).

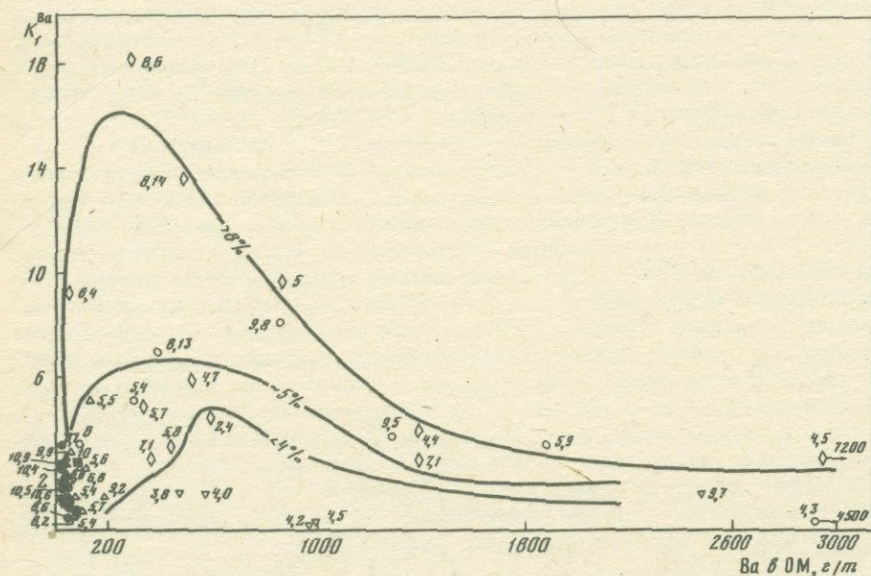
В этих зависимостях есть отклонения для основных и средних пород,



Р и с. 32. Зависимость коэффициента распределения бария для калиевого полевого шпата от кремнекислотности магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 6

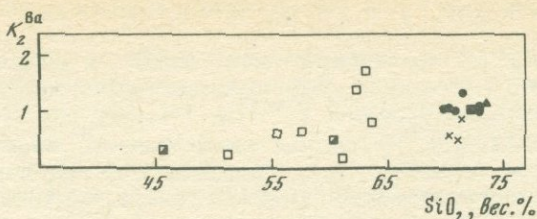


Р и с. 33. Зависимость коэффициента распределения бария для калиевого полевого шпата от содержания в нем калия. Условные обозначения те же, что на рис. 6

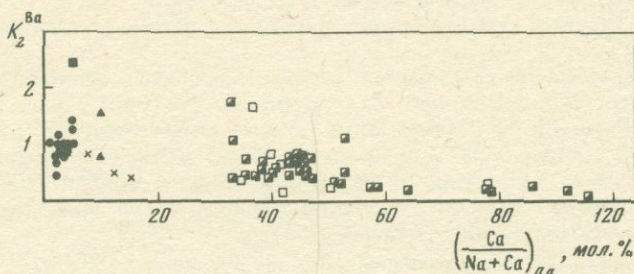


Р и с. 34. Зависимость коэффициента распределения бария для калиевого полевого шпата от содержания калия (изоконцентраты) в нем и от содержания бария в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 6; цифры около точек — содержание калия в калиевом полевоом шпате

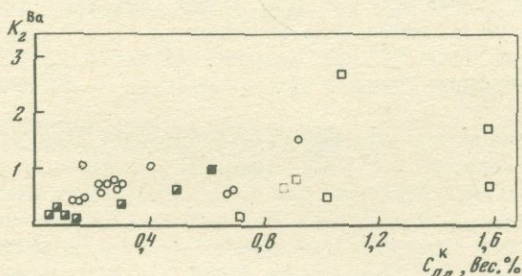
когда K_2^{Ba} превышают единицу (см. рис. 35). Не отмечается в целом зависимости K_2^{Ba} от содержания бария в основной массе (см. табл. 18). Для шошонит-латитовой серии Забайкалья проявлена обратная зависимость K_2^{Ba} от содержания бария в основной массе. Необходимо отметить также максимальные значения K_2^{Ba} , значительно превышающие единицу,



Р и с. 35. Зависимость коэффициента распределения бария для плагиоклаза от кремнекислотности магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 6



Р и с. 36. Зависимость коэффициента распределения бария для плагиоклаза от содержания в нем анортитовой составляющей. Условные обозначения те же, что на рис. 6



Р и с. 37. Зависимость коэффициента распределения бария для плагиоклаза от содержания в нем калия. Условные обозначения те же, что на рис. 6

в области (как и для щелочных полевых шпатов) содержания бария в основной массе 200–800 г/т.

Проявляется тенденция возрастания K_2^{Ba} с увеличением содержания калия в плагиоклазе одновременно с ростом дисперсии K_2^{Ba} (рис. 37). Более четко эта тенденция имеет место для отдельных регионов с относительно ограниченными вариациями содержания калия в плагиоклазе [178, 194].

Аналогичная тенденция выявляется для зависимости K_2^{Ba} от содержания бария в плагиоклазе (рис. 38). При этом для щелочных базальтов рост K_2^{Ba} с увеличением содержания бария в плагиоклазе слабый, для комендитов — более резкий, а для онгонитов вариации почти не зависят от содержания бария в плагиоклазе.

Слюда, как и щелочные полевые шпаты, способна резко концентрировать барий вплоть до образования бариевых слюд, содержащих до 8% Ba. Поэтому, естественно, что K_3^{Ba} в большинстве своем (см. табл. 18) больше

единицы, хотя колебания K_3^{Ba} в магматических породах составляют интервал 0,42—18,0.

Зависимость K_3^{Ba} от кремнекислотности пород не выявлена. Можно только сказать, что в области 55—65% содержания кремнекислоты в породах намечаются большие вариации K_3^{Ba} (1,5—14), чем для более кремнекислых пород (0,42—5,8). Не удалось также выявить зависимости K_3^{Ba} от состава слюд (см. табл. 18), т.е. от содержания магния, двух- и трехвалентного железа, окиси алюминия. Отметим только, что интервал колебания K_3^{Ba} и средний уровень этой величины соответственно шире и выше в серии флогопит — аннит, чем в более глиноземистых слюдах (сидерофиллит—литиевый фенгит—мусковит). Другими словами, в онгонитах K_3^{Ba} более постоянен и в среднем ниже, чем в других породах.

Намечается также рост K_3^{Ba} и его вариаций в более титанистых слюдах (рис. 39).

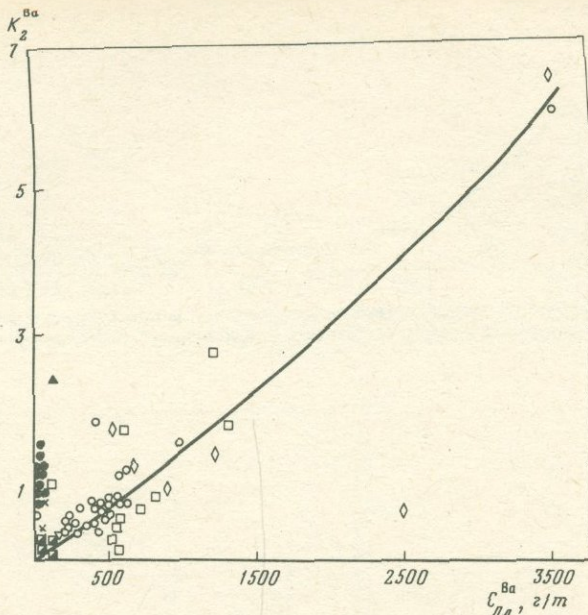
Для отдельных магматических серий выявляется зависимость K_3^{Ba} от содержания бария в слюде: для пород шошонит-латитовой серии Забайкалья и трахитов МНР имеет место понижение величины K_3^{Ba} , в онгонитах, наоборот, возрастание. В целом же с ростом содержания бария в слюде до 1,7% величина K_3^{Ba} проходит через максимум в области 700—900 г/т бария в минерале (рис. 40). Имеются отклонения от этой зависимости при содержании 1000—3000 г/т бария в слюде.

Для большинства магматических пород, кроме онгонитов, K_3^{Ba} резко падает от 27,5 до ~2 с ростом содержания бария в основной массе от 100 до 5700 г/т (рис. 41). В онгонитах (менее 100 г/т в основной массе) наблюдается обратная картина: рост K_3^{Ba} с увеличением содержания бария в основной массе. В целом, видимо, как и для щелочного полевого шпата, можно говорить об экстремальной зависимости K_3^{Ba} от содержания бария в основной массе: рост K_3^{Ba} при возрастании бария до 100 г/т, а затем с ростом концентрации бария в основной массе — постепенное понижение K_3^{Ba} .

В основном для пород шошонит-латитовой серии Забайкалья устанавливается параллельный рост K_2^{Ba} и K_3^{Ba} (рис. 42).

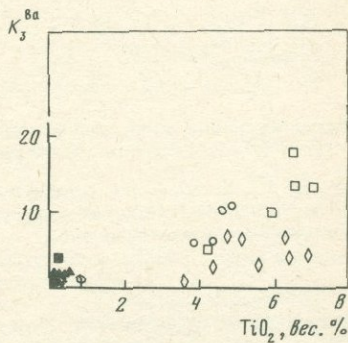
Коэффициенты распределения бария для пироксенов, амфиболов и оливина представлены на рис. 43. Для моноклинных пироксенов, амфиболов, кварца и магнетита намечается обратная зависимость величины коэффициента распределения от содержания бария в основной массе. При этом наибольшие величины K_p^{Ba} для указанных минералов отмечаются для низких содержаний бария в основной массе, а рост его приводит сначала к резкому падению K_p^{Ba} , а затем — практически к постоянной величине коэффициента. Значения K_p^{Ba} заметно отличаются для различных минералов. Наибольшая величина K_p^{Ba} у амфибола: область постоянства $K_p^{Ba} \approx 0,17$, область перегиба при ~700 г/т бария в основной массе, а при меньших содержаниях бария в основной массе происходит резкий скачок K_p^{Ba} до значений $\approx 0,7$; для магнетита $K_p^{Ba} = 0,1$ (const), область перегиба K_p^{Ba} при $C_{OM}^{Ba} \approx 300$ г/т; для моноклинного пироксена и кварца $K_p^{Ba} = \text{const} = 0,03$, область перегиба K_p^{Ba} при 100—150 г/т бария в основной массе. Коэффициент распределения бария между оливином и основной массой составляет в среднем ~0,05, для ромбического пироксена колеблется от 0,00n до 0,0n.

Для тех пород (см. табл. 18), для которых установлен удовлетворительный геохимический баланс, рассчитаны комбинированные коэффициенты распределения бария (рис. 44). Общий характер зависимости $K_{\text{комб}}^{Ba}$ от содержания бария в основной массе сходен с таковой для слюды: при

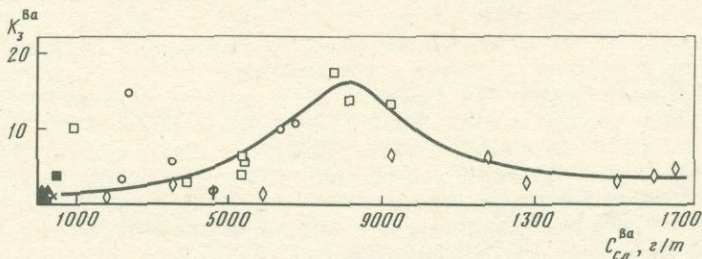


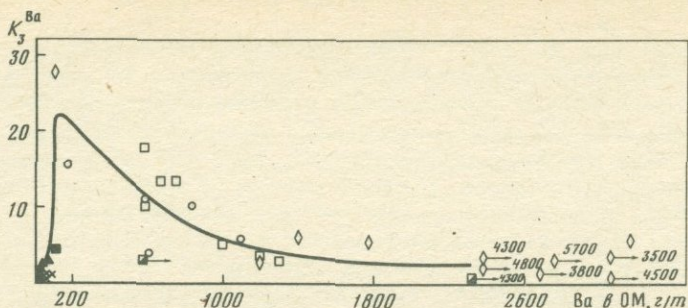
Р и с. 38. Зависимость коэффициента распределения бария для плагиоклаза от содержания в нем элемента. Условные обозначения те же, что на рис. 6

Р и с. 39. Зависимость коэффициента распределения бария для слюды от содержания в ней титана. Условные обозначения те же, что на рис. 6; Φ — фonoлит

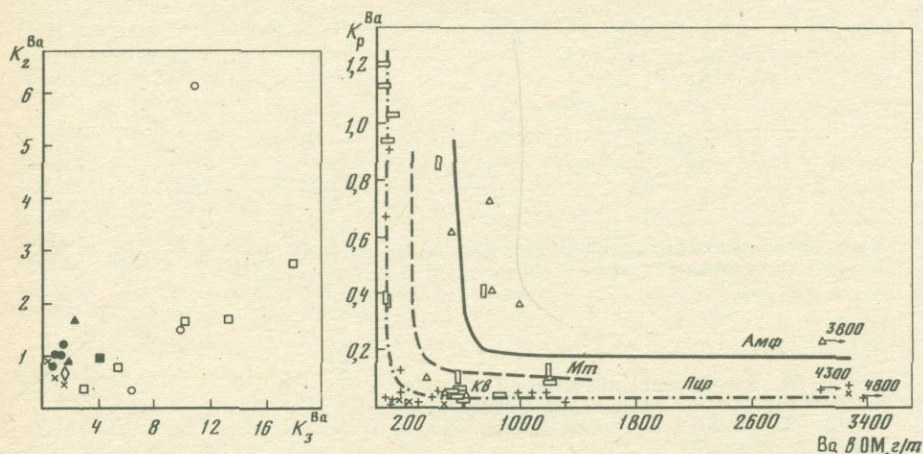


Р и с. 40. Зависимость коэффициента распределения бария для слюды от содержания в ней элемента. Условные обозначения те же, что на рис. 6





Р и с. 41. Зависимость коэффициента распределения бария для слюды от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 6

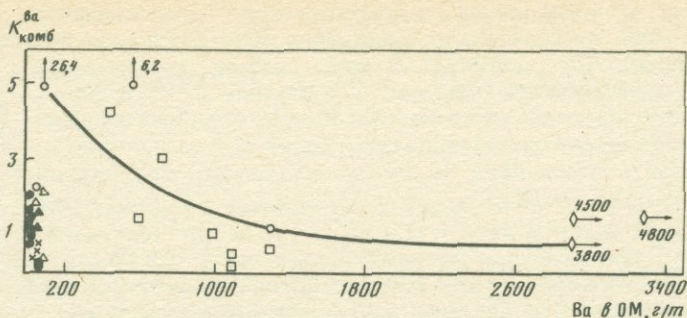


Р и с. 42. Корреляция коэффициентов распределения бария для плагиоклаза и слюды в магматических породах. Условные обозначения те же, что на рис. 6

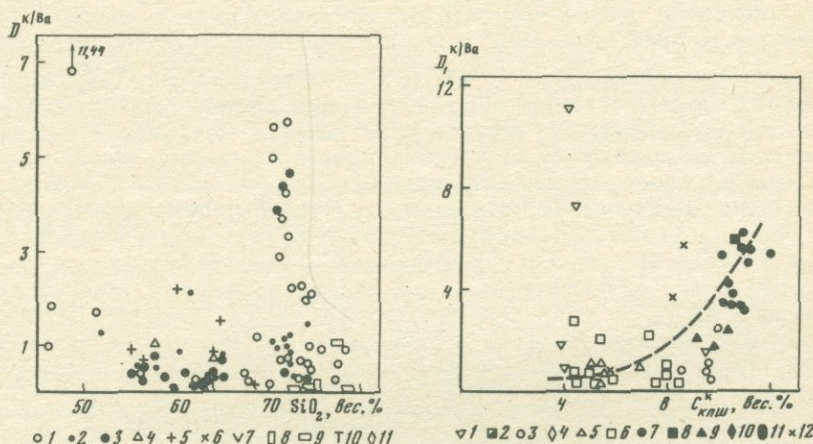
Р и с. 43. Зависимость коэффициентов распределения бария для пироксена, амфибола, магнетита, кварца от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 4

увеличении содержания бария в основной массе до 100 г/т (онгониты, комендиты) $K_{\text{комб}}^{\text{Ba}}$ скачкообразно возрастает от десятых долей до 26,4, а при дальнейшем повышении $C_{\text{ОМ}}^{\text{Ba}}$, $K_{\text{комб}}^{\text{Ba}}$ постепенно падает в среднем до ~ 1 .

На рис. 45 представлена величина коэффициента сокристаллизации калия по отношению к барию в магматических породах различной кремнекислотности. Для большинства минералов в породах, содержащих менее 70% кремнекислоты, коэффициент сокристаллизации бария ниже единицы. Для более кремнекислых пород $D^{\text{K/Ba}}$ всех изученных минералов и особенно для щелочного полевого шпата и слюды достигает почти 6. Статистически для пород одной и той же кремнекислотности ($\text{SiO}_2 < 70\%$) $D^{\text{K/Ba}}$ для моноклинного пироксена, амфибола и плагиоклаза больше, чем для слюды. При содержаниях кремнезема в породах более 70% такой определенности нет. Обычно самые низкие величины $D^{\text{K/Ba}}$



Р и с. 44. Зависимость комбинированного коэффициента распределения бария от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 6



Р и с. 45. Зависимость коэффициента сокристаллизации калия по отношению к барию для различных минералов от кремнекислотности магматических пород

1—11 — минералы: 1 — щелочной полевой шпат, 2 — плагиоклаз, 3 — биотит, 4 — амфибол, 5 — клинопироксен, 6 — ортопироксен, 7 — оливин, 8 — магнетит, 9 — кварц, 10 — топаз, 11 — нефелин

Р и с. 46. Зависимость коэффициента сокристаллизации калия по отношению к барию для калиевого полевого шпата от содержания в минерале калия

1—6 — эффузивные и субвулканические породы: 1 — щелочные базальты, 2 — андезиты, 3 — дациты, риолиты, кварцевые порфиры, 4 — трахиты, трахидациты, 5 — комендиты, пантеллериты, 6 — шохониты, латиты, трахивандезиты; 7—11 — онгониты Монголии: 7 — дайка, Амазонитовая, Онгон-Хайрхан, 8 — дайка Штокверковая, Онгон-Хайрхан, 9 — дайка, Бага-Газрын, 10 — Балджигольский массив, 11 — эффузивные онгониты; 12 — онгониты, Ары-Булакский массив и район Шерловой Горы, Забайкалье

характерны для магнетита и кварца. В целом зависимость $D^{K/Ba}$ от содержания кремнезема в породах не отмечается.

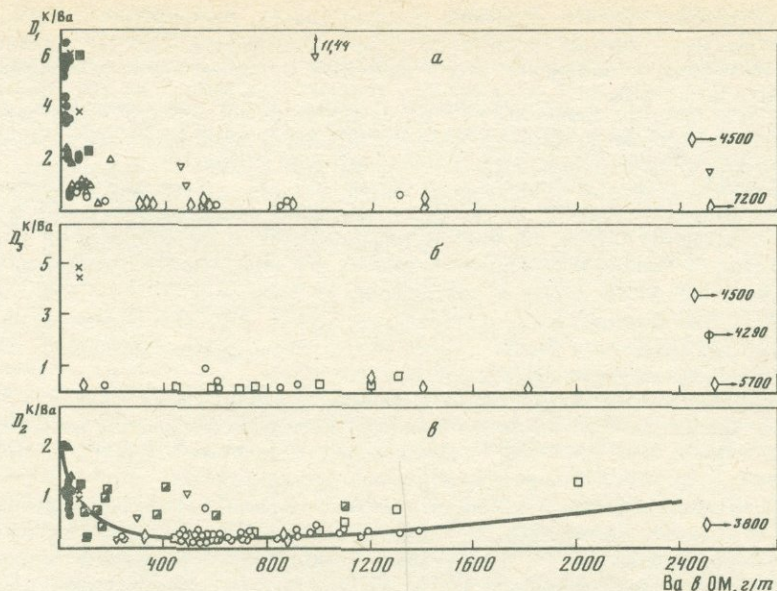
В то же время для калиевого полевого шпата намечается тенденция роста $D^{K/Ba}$ с увеличением содержания калия в минерале (рис. 46). При увеличении содержания калия в щелочном полевоом шпате до 8% рост $D^{K/Ba}$ происходит относительно медленно, а при дальнейшем возрастании содержания элемента в КПШ $D^{K/Ba}$ резко возрастает, значительно превышая единицу.

На рис. 47 представлены зависимости $D^{K/Ba}$ для калиевого полевого шпата, слюды, плагиоклаза от содержания бария в основной массе магматических пород. Для щелочных полевых шпатов, плагиоклазов и, видимо, слюды устанавливается прогрессивное падение $D^{K/Ba}$ в области содержания бария в основной массе меньше 200 г/т, а при дальнейшем возрастании C_{OM}^{Ba} коэффициент сокристаллизации бария для этих минералов сохраняется постоянным или даже несколько возрастает (для плагиоклаза). При этом величина $D^{K/Ba}$ проходит через единицу в области $C_{OM}^{Ba} = 100$ г/т для щелочного полевого шпата и $C_{OM}^{Ba} \approx 70$ г/т для плагиоклаза. Значения $D^{K/Ba} > 1$ для щелочных полевых шпатов, слюд, плагиоказов характерны для некоторых комендитов и особенно онгонитов, в то время как $D^{K/Ba} < 1$ устанавливаются для всех других магматических пород (за исключением некоторых очень богатых барием трахитов).

Представляется, что упомянутые зависимости $D^{K/Ba}$ для щелочных полевых шпатов, слюд и плагиоклазов от содержания бария в основной массе объясняют практически все рассмотренные выше вариации коэффициентов распределения бария для этих минералов. Прежде чем развить эту мысль, напомним, что $D^{K/Ba} \approx K_p^K / K_p^{Ba}$ и постоянство $D^{K/Ba}$ в области высоких содержаний бария в основной массе означает прямолинейную зависимость коэффициента распределения бария от коэффициента распределения калия в магматических породах. Такая зависимость вполне понятна с позиции кристаллохимической близости бария с калием. Таким образом, можно сделать вывод, что коэффициент распределения бария в щелочных полевых шпатах, плагиоклазах и слюдах большинства магматических пород с $C_{OM}^{Ba} > 200$ г/т, как и коэффициент распределения рубидия, определяется величиной коэффициента распределения калия. В этой области составов пород $D_1^{K/Ba} \sim 0,3$; $D_2^{K/Ba} \sim 0,2 \div 0,5$; $D_3^{K/Ba} \sim 0,2-0,3$, т.е. коэффициенты распределения бария превышают коэффициенты распределения калия, как это установлено экспериментально для бариевого санидина [159].

В области составов $C_{OM}^{Ba} < 200$ г/т отмечается уже зависимость $D^{K/Ba}$ для калиевых полевых шпатов, плагиоклазов и, видимо, слюд от концентрации бария в основной массе. Здесь проявляется более сложная, чем прямолинейная (скорее всего логарифмически линейная), зависимость K_p^{Ba} от K_p^K . Поэтому на графиках зависимости этого параметра от состава минералов наблюдаются широкие вариации его значений. Несмотря на сложный характер зависимости здесь K_p^{Ba} от K_p^K , она все же, несомненно, проявлена. K_p^{Ba} зависит либо от состава минерала (или K_p^K), либо от состава минерала и состава расплава. Эти параметры, видимо, определяются температурой, давлением и другими физико-химическими условиями. Показательно также, что при $C_{OM}^{Ba} < 200$ г/т, $D^{K/Ba}$ растет, проходит единицу, в соответствии с чем здесь K_p^K сначала сравнивается с K_p^{Ba} , а затем и превышает его. Происходит это для калиевого полевого шпата и слюды за счет в первую очередь резкого снижения K_p^{Ba} (см. рис. 47). Однако для плагиоклаза отмечается в этом направлении некоторый рост K_p^{Ba} , но рост K_p^K оказывается еще более интенсивным.

Для объяснения данных зависимостей можно привлекать различные модели. Возрастание содержания калия в щелочном полевоом шпате, как и содержания альбита в плагиоклазе, видимо, коррелируется с понижением температуры. Как и для рубидия, рост K_p^{Ba} с увеличением содержания калия в щелочном полевоом шпате и альбита в плагиооклазе определяется именно понижением температуры. Однако возможно и прямое влияние калия на K_p^{Ba} как элемента-хозяина бария.



Р и с. 47. Зависимость коэффициента сокристаллизации калия по отношению к барию для калиевого полевого шпата (а), слюды (б) и плагиоклаза (в) от содержания бария в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 46

Понижение K_1^{Ba} и K_3^{Ba} как в области низких, так и высоких содержаний бария в основной массе, по-видимому, связано, как и для рубидия, с кинетическими факторами кристаллизации магмы. Максимальные значения K_p^{Ba} отмечаются для мало дифференцированных, бедных летучими компонентами и высоко вязких магм (содержание бария 200–800 г/т). Снижение содержания бария, как и его повышение, проявляется уже в глубоко дифференцированных магмах (онгониты, комендиты, некоторые трахиты и др.), богатых летучими и, видимо, значительно менее вязких. В связи с этим различие между эффективными и равновесными значениями коэффициентов распределения оказываются максимальными для мало дифференцированных магм ($C_{OM}^{Ba} = 200\text{--}800$ г/т). Характерно, что понижение калия в щелочном полево шпате (повышение температуры) снижает этот эффект (см. рис. 46), поскольку повышение температуры благоприятно снижению вязкости.

При очень низких концентрациях бария в основной массе (онгониты) отмечаются широкие вариации $D^{K/Ba}$ практически при $C_{OM}^{Ba} = \text{const}$ (см. рис. 47). В этом случае вариации могут связываться с другими факторами, в частности с концентрациями фтора в онгонитах [50].

Провести такой анализ связи $D^{K/Ba}$ других минералов с содержанием бария в основной массе пока трудно в связи с малым количеством данных и меньшей определенностью этой связи. Похоже, что $D^{K/Ba}$ для амфибола имеет аналогичную для $D_1^{K/Ba}$ и $D_2^{K/Ba}$ зависимость от C_{OM}^{Ba} , но моноклиновый пироксен, видимо, характеризуется уже другой зависимостью: ростом $D^{K/Ba}$ с увеличением C_{OM}^{Ba} по крайней мере до 1400 г/т. Для амфиболов $D^{K/Ba} \geq 1$ а для моноклиновых пироксенов при низких C_{OM}^{Ba} (< 400 г/т) $D^{K/Ba} < 1$; а в более богатых барием (кроме уникально богатых) породах $D^{K/Ba} > 1$.

Проведенный анализ вариаций коэффициента распределения бария в магматических породах позволяет сделать несколько кратких выводов, характеризующих поведение этого элемента в магматических процессах.

1. Вариации K_p^{Ba} в магматических породах носят закономерный, а не случайный характер и определяются вполне реальными параметрами, которые могут быть реставрированы аналитическими методами.

2. Коэффициенты распределения бария (K_1, K_2, K_3 и др.) в магматических процессах зависят от состава минералов (содержания калия в щелочном полевоом шпате, альбита в плагиоклазе) и от содержания бария в расплаве. В наиболее обобщенной форме эти зависимости проявлены для щелочного полевого шпата и плагиоклаза на графиках $D^{K/Ba} - C_{OM}^{Ba}$ (см. рис. 47). Эти эмпирические зависимости могут отражать связи коэффициентов распределения бария с различными физико-химическими и кинетическими параметрами кристаллизации магм.

3. В области содержаний бария в магмах, превышающих 100 г/т, в природных процессах, как и для многих других редких элементов, намечается прогрессивное понижение K_p^{Ba} с увеличением содержания бария в расплаве. В связи с этим возможны два варианта поведения бария.

а. При кристаллизации основной магмы с повышенными содержаниями бария и низкими величинами K_p^{Ba} фракционирование плагиоклаза, темноцветных минералов ($K_p^{Ba} < 1$) приведет к накоплению бария в остаточном расплаве, что может понизить K_p^{Ba} и способствовать дальнейшему накоплению бария в остаточной магме (трахиты, латиты, фonoлиты и др.). Здесь проявляется процесс саморегулирующего прогрессивного накопления элемента в магме.

б. При низких содержаниях бария в магме и высоких значениях K_p^{Ba} кристаллизация расплавов с участием щелочного полевого шпата и слюды ($K_p^{Ba} > 1$) может привести к резкому обеднению остаточной магмы барием, а это вызовет еще большее возрастание K_p^{Ba} и дальнейшее обеднение остаточной магмы элементом. Здесь также имеет место процесс саморегулирующего прогрессивного обеднения магмы элементом. Этот процесс проявляется до формирования расплавов с содержанием ~ 100 г/т бария, после чего величина K_p^{Ba} в магмах резко падает, в связи с чем замедляется обеднение барием остаточных расплавов (онгониты, литий-фтористые граниты, комендиты, щелочные граниты). Такое поведение бария особенно характерно для кислых магм.

К сожалению, достаточно полного анализа причин вариаций коэффициентов распределения стронция в магматических породах провести до сих пор нельзя в связи с редкостью полной вещественной характеристики минералов. Особенно сказывается отсутствие содержаний кальция во многих минералах, поскольку кальций обычно считается элементом-хозяином для стронция. Абсолютное большинство значений коэффициентов распределения стронция в полевых шпатах (щелочных и плагиоклазах) превышает единицу (см. табл. 18). Величины K_1^{Sr} и K_2^{Sr} меньше единицы, отмечаются только для онгонитов.

В отличие от полевых шпатов коэффициенты распределения стронция для темноцветных минералов, магнетита, кварца в подавляющем числе случаев меньше единицы. Исключения составляют слюды из онгонитов и пироксен из некоторых комендитов.

В целом для стронция характерны широкие вариации коэффициентов распределения: $K_1 = 0,5 \div 17,3$; $K_2 = 0,4 \div 31,4$; $K_3 = 0,0n-2,25$; $K_8 = 0,0n-1,2$ и др. Особенно большие вариации K_2^{Sr} отмечены для средних

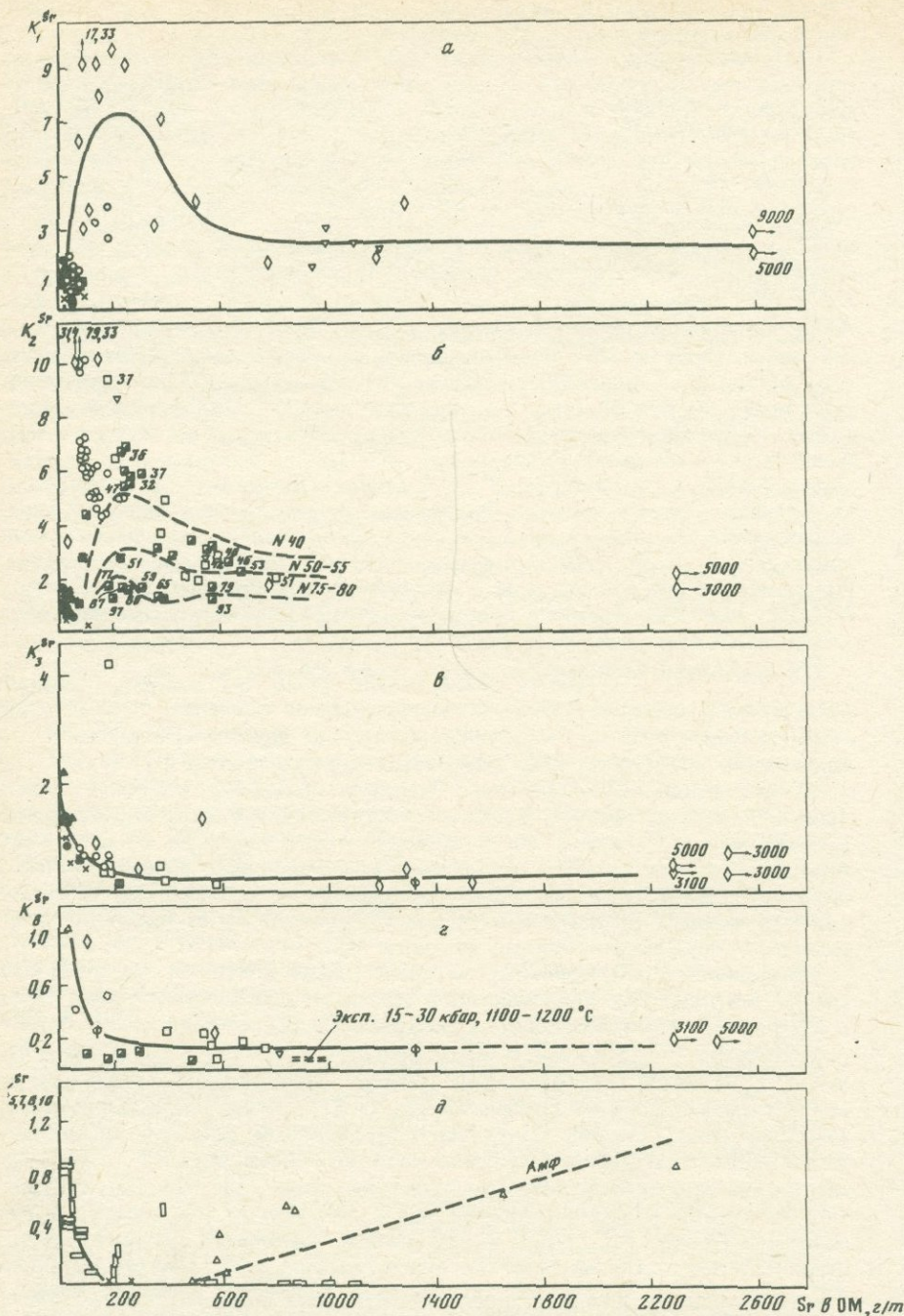
(андезиты, трахиты) и переходных к кислым (дациты, трахидациты) пород, а достаточно узкие — для основных пород.

Наиболее полную картину вариаций коэффициентов распределения стронция мы получаем при анализе зависимости этих коэффициентов от содержания стронция в основной массе магматических пород (рис. 48). Судя по этим графикам, стронций и барий сходны по своим геохимическим особенностям. Как и для бария, устанавливается рост и увеличение дисперсии K_1^{Sr} и K_2^{Sr} по мере падения содержания стронция в основной массе вплоть до $C_{OM}^{Sr} \approx 100$ г/т. При более низких значениях C_{OM}^{Sr} (онгониты, комендиты, некоторые липариты) отмечается резкое уменьшение K_1^{Sr} и K_2^{Sr} . Подавляющее большинство магматических пород имеют K_1^{Sr} и K_2^{Sr} , превышающие единицу. Значения K_1^{Sr} и K_2^{Sr} , меньшие единицы, появляются только в области $C_{OM}^{Sr} < 100$ г/т и в первую очередь в онгонитах. Судя по K_2^{Sr} , широкие вариации коэффициента распределения в области $C_{OM}^{Sr} = 100-400$ г/т связаны с колебаниями состава плагиоклаза. Действительно, рис. 49 четко иллюстрирует рост K_2^{Sr} с увеличением содержания альбитового минала в плагиоклазе, подтверждая на более полном фактическом материале вывод работ [105, 120]. Этот рост K_2^{Sr} продолжается вплоть до плагиоклаза № 20. В альбитах онгонитов K_2^{Sr} резко падает, колеблясь около единицы. Рассмотренная зависимость дает основание предполагать, что и на рис. 48, б для вариаций K_2^{Sr} при последующем накоплении данных могут быть построены такие же изолинии равных содержаний альбита в плагиоклазе, как и изолинии равных содержаний калия для K_1^{Ba} (см. рис. 34). В данной работе они только приблизительно намечены для составов плагиоклазов № 40, 50—55, 75—80.

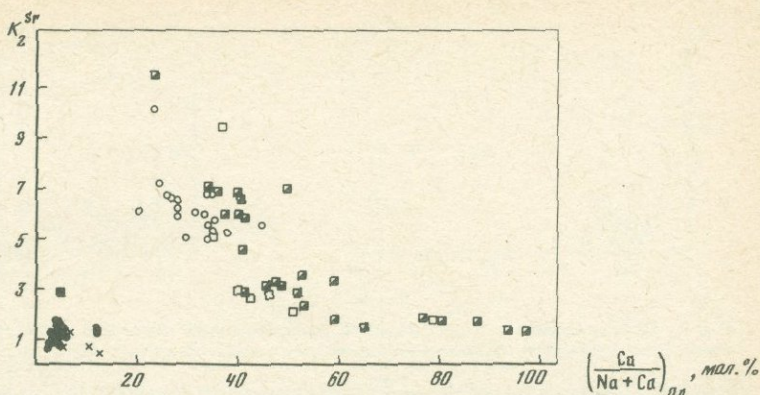
По аналогии с K_2^{Sr} для K_1^{Sr} также можно было бы ожидать влияния содержания кальция в калиевом полевоом шпате в области $C_{OM}^{Sr} = 100-400$ г/т (рис. 50), но, к сожалению, мы не располагаем данными по содержанию кальция в КПШ. Намечается некоторый рост K_1^{Sr} (от ~ 1 до ~ 3) с уменьшением содержания калия в щелочном полевоом шпате (рис. 51), но этот эффект не объясняет появления значительно более высоких величин K_1^{Sr} , равных 9—10 и более. Последние, судя по ограниченному данным, как правило, характерны для щелочных полевоых шпатов с низкими содержаниями кальция (см. рис. 50) за исключением комендитов и онгонитов. Если это так, то для K_1^{Sr} имеется та же тенденция зависимости от содержания кальция, что и для K_2^{Sr} .

Коэффициент распределения стронция между слюдой и основной массой самый высокий (превышающий единицу) для магматических пород с $C_{OM}^{Sr} < 100$ г/т (см. рис. 48, в). С ростом C_{OM}^{Sr} , K_3^{Sr} сначала резко падает, опускаясь до $\sim 0,25$ приблизительно при $C_{OM}^{Sr} = 400$ г/т, а при более высоких C_{OM}^{Sr} остается постоянным на уровне $\sim 0,25$. Возможно, эта зависимость отражает влияние состава слюды на K_3^{Sr} . В частности, более глиноземистые слюды (серия циннвальдит — литиевый фенгит — мусковит) из онгонитов характеризуются более высокими значениями K_3^{Sr} , чем малоглиноземистые слюды аннит-флогопитовой серии (рис. 52). Однако кристаллохимическое влияние глинозема на K_3^{Sr} представить себе нелегко. Более вероятно, что рост K_3^{Sr} связан с понижением содержания кальция в слюде (рис. 53), хотя эта зависимость сопровождается также ростом дисперсии K_3^{Sr} . Для слюды, как и для плагиоклаза, возрастает величина коэффициента распределения стронция с уменьшением содержания кальция в минерале.

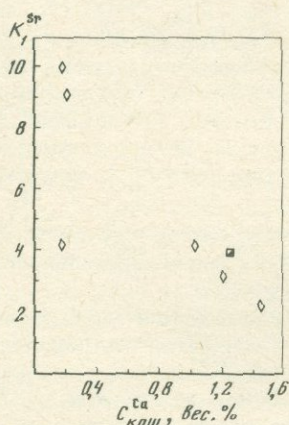
Аналогичная рассмотренной выше для слюды зависимость коэффициен-



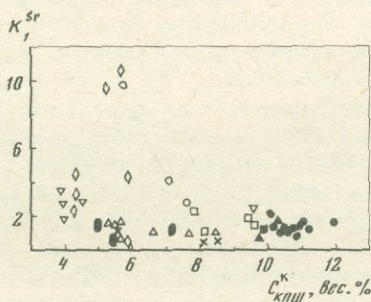
Р и с. 48. Зависимость коэффициентов распределения стронция для щелочного полевого шпата (*a*), плагиоклаза (*б*), слюды (*в*), пироксена (*г*), а также кварца, амфибола, пироксена и магнетита (*д*) от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения для *a*-*г* те же, что на рис. 46, а для *д* - на рис. 45



Р и с. 49. Зависимость коэффициента распределения стронция для плагиоклаза от содержания в нем анортитовой составляющей. Условные обозначения те же, что на рис. 46



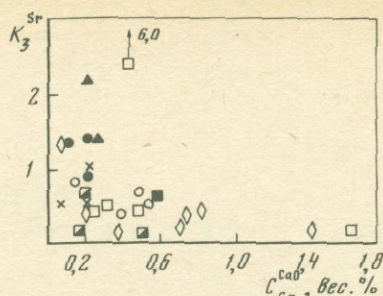
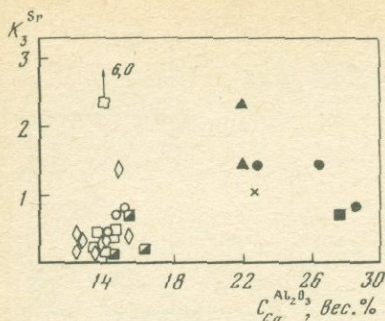
Р и с. 50. Зависимость коэффициента распределения стронция для калиевого полевого шпата от содержания кальция в минерале. Условные обозначения те же, что на рис. 46



Р и с. 51. Зависимость коэффициента распределения стронция для калиевого полевого шпата от содержания калия в минерале. Условные обозначения те же, что на рис. 46

та распределения стронция от содержания этого элемента в основной массе устанавливается для моноклинного пироксена (рис. 48,2). В отличие от слюды K_8^{Sr} достигает единицы только в области $C_{OM}^{Sr} < 100$ г/т, оставаясь практически для всех магматических пород значительно меньше единицы. В области $C_{OM}^{Sr} > 300$ г/т, K_8^{Sr} является постоянным и близким к 0,15. Подчеркнем также, что для андезитов и дацитов известково-щелочной серии [178] $K_8^{Sr} < 0,1$, а для трахитов, шошонитов, фолонитов он превышает 0,1. По аналогии с перечисленными выше минералами и в первую очередь с плагиоклазом предполагается, что рост K_8^{Sr} при $C_{OM}^{Sr} < 400$ г/т связан с падением содержания кальция в пироксене.

Данных по коэффициентам распределения стронция для других мине-



Р и с. 52. Зависимость коэффициента распределения стронция для слюды от глиноземистости минерала. Условные обозначения те же, что на рис. 46

Р и с. 53. Зависимость коэффициента распределения стронция для слюды от содержания кальция в минерале. Условные обозначения те же, что на рис. 46

ралов пока мало (см. рис. 48, д), но все они меньше единицы. K_p^{Sr} между кварцем и основной массой попадают в область $C_{OM}^{Sr} < 100$ г/т, сильно варьируют (0,1–0,9), подчиняясь, видимо, той же зависимости, что и слюда и моноклинные пироксены. Близки к ним пять из шести значений K_p^{Sr} между магнетитом и основной массой. Очень низки K_p^{Sr} для оливина и ромбического пироксена (0,0п–0,0пн и менее). Значительно выше величина коэффициентов распределения стронция между амфиболом и основной массой (0,0п–0,86) и, видимо, они растут с увеличением C_{OM}^{Sr} (см. рис. 48, д).

По немногочисленным данным (для шошонит-латитовой серии Забайкалья и онгонитов) (рис. 54, б) зависимость $K_{комб}^{Sr}$ от C_{OM}^{Sr} сходна с зависимостью K_1^{Sr} и K_2^{Sr} от C_{OM}^{Sr} и K_1^{Ba} , K_2^{Ba} от C_{OM}^{Ba} .

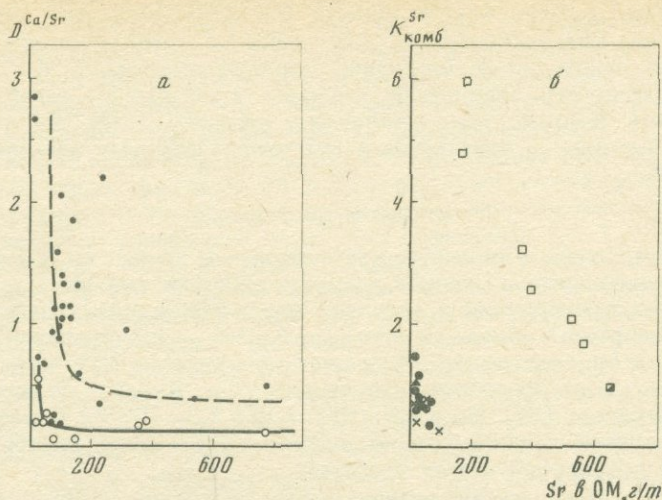
Весьма ограниченное количество данных имеется для коэффициентов сокристаллизации кальция и стронция (см. табл. 18). Они представлены на рис. 54, а. В целом, по-видимому, $D_1^{Ca/Sr}$ и $D_2^{Ca/Sr}$ имеют такую же зависимость от содержания стронция в основной массе, как $D_1^{K/Ba}$ и $D_2^{K/Ba}$ от содержания в ней бария. К сожалению, подавляющее число точек $D_2^{Ca/Sr}$ попадает в область $C_{OM}^{Sr} < 200$ г/т, в которой отсутствует прямолинейная связь K_2^{Sr} и K_2^{Ca} . Она появляется при $C_{OM}^{Sr} > 200$ г/т и $D_2^{Ca/Sr} \sim 0,40$. При $C_{OM}^{Sr} < 200$ г/т, $D_2^{Ca/Sr}$ сильно варьирует, нередко превышая единицу. Для калиевого полевого шпата и слюды все значения $D^{Ca/Sr}$ меньше единицы. Прямолинейная зависимость K_1^{Sr} и K_1^{Ca} намечается при $C_{OM}^{Sr} > 50$ г/т. Для пироксенов имеющиеся значения $D^{Ca/Sr}$ значительно превышают единицу, составляя 22–24 (см. табл. 18).

Подводя итоги анализу вариаций коэффициентов распределения стронция в магматических породах, можно сделать следующие выводы.

1. Вариации коэффициентов распределения стронция в магматических породах носят закономерный характер и определяются в первую очередь составом минералов (содержание кальция или коэффициент распределения кальция) и расплава (содержание стронция в основной массе).

2. С ростом содержания кальция в плагиоклазах, слюдах и, видимо, щелочных полевых шпатах величины K_1^{Sr} , K_2^{Sr} , K_3^{Sr} уменьшаются.

3. Для каждого состава плагиоклаза K_2^{Sr} проходит через максимум по мере падения C_{OM}^{Sr} в области 200–300 г/т. При таких же содержаниях



Р и с. 54. Зависимость коэффициента сокристаллизации кальция по отношению к стронцию (а) и комбинированного коэффициента распределения стронция (б) от содержания стронция в основной массе породы

На рис. а залитые кружки — плагиоклаз, незалитые — щелочной полевой шпат; условные обозначения рис. б те же, что на рис. 46

стронция в основной массе отмечаются максимальные величины и вариации K_1^{Sr} . Подавляющее количество значений K_1^{Sr} и K_2^{Sr} (кроме некоторых онгонитов) больше единицы. Имея это в виду, а также то, что коэффициенты распределения стронция для темноцветных минералов в основном меньше единицы, возможны два пути поведения стронция в магматических процессах фракционной дифференциации: а) при кристаллизации преимущественно темноцветных минералов в области относительно высоких значений C_{OM}^{Sr} (базальтовые магмы) возможно накопление стронция в остаточных магмах, например в щелочных; б) при кристаллизации преимущественно полевых шпатов (основные, средние и кислые магмы) происходит понижение C_{OM}^{Sr} и повышение K_1^{Sr} и K_2^{Sr} , что может приводить к еще более глубокому понижению C_{OM}^{Sr} в магмах (в пределе этого процесса могли образоваться остаточные магмы комендитов, пантеллеритов и онгонитов).

4. Прохождение K_1^{Sr} и K_2^{Sr} через максимум при уменьшении C_{OM}^{Sr} может быть объяснено, как и для бария, эффектом различия между равновесным и эффективным значениями K_p^{Sr} . Это различие больше в высоковязких недифференцированных магмах с $C_{OM}^{Sr} \sim 200-300$ г/т и минимально для остаточных богатых летучими и щелочами комендитовых и онгонитовых магм.

5. По мере роста C_{OM}^{Sr} , K_3^{Sr} (слюды) и K_8^{Sr} (моноклинные пироксены) падают, возможно, в связи с ростом содержания кальция в минералах. При $C_{OM}^{Sr} > 200-300$ г/т, K_3^{Sr} и K_8^{Sr} остаются постоянными. Аналогично ведут себя коэффициенты сокристаллизации кальция и стронция в полевых шпатах (как и коэффициенты сокристаллизации калия и бария). Это значит, что при $C_{OM}^{Sr} < 100$ г/т для плагиоклаза и $C_{OM}^{Sr} < 30$ г/т для калиевого полевого шпата отмечается нелинейная связь K_p^{Sr} и K_p^{Ca} , а при более высоких значениях C_{OM}^{Sr} эта связь становится прямолинейной.

Для полевых шпатов в этой области $D^{Ca/Sr} < 1$, а для пироксенов $D^{Ca/Sr} > 1$. Следовательно, в дополнение к характеристике отмеченных выше тенденций в поведении стронция отмечается, что в тренде, судя по пироксену, накопление стронция в остаточном расплаве будет происходить быстрее, чем накопление кальция, а так же отмечается обратная картина — повышение в остаточном расплаве величины Ca/Sr отношения.

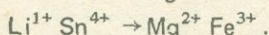
ОЛОВО И ВОЛЬФРАМ

Олово относится к типичным халькофильным элементам, а вольфрам — к группе литофильных, но оба элемента образуют рудные концентрации в тесной пространственной и, вероятно, генетической связи с гранитоидами.

Рассматриваемые элементы обладают близкими кристаллохимическими свойствами (ионный радиус, потенциал ионизации и др.), имеют весьма незначительное распространение в земной коре (средние содержания, по А.П. Виноградову [26]: Sn = $2,5 \cdot 10^{-4}$ и W = $1,3 \cdot 10^{-4}$ %) и мобилизация их промышленных концентраций осуществляется главным образом при поздне- и постмагматических процессах.

Проблема связи месторождений олова с магматическими породами начала целенаправленно решаться после разделения В.Л. Барсуковым гранитоидов на "оловоносные" и "неоловоносные" [17]. К оловоносным гранитоидам, с которыми связаны месторождения олова, были отнесены их разновидности с содержанием Sn — 10–30 г/т. В дальнейшем было выяснено, что к типичным оловоносным гранитам должны быть отнесены редкометалльные литий-фтористые граниты, которые характеризуются повышенными содержаниями олова, фтора и некоторых других литофильных редких элементов, накоплением последних в поздних интрузивных фазах, монацит-ильменитовым парагенезисом акцессорных минералов. С этими гранитами связаны кварцево-жильные и грейзеновые месторождения олова [45]. Неоловоносные гранитоиды имеют, как правило, умеренно кислый состав, среди акцессорных минералов преобладают сфен, ортит и магнетит.

Надежным геохимическим критерием для разделения двух типов указанных пород является содержание олова в биотите, который считается основным носителем и концентратором олова оловоносных гранитоидов. Это объясняется возможным вхождением олова в структуру биотита по схеме двухступенчатого изоморфизма [15]:



Л.В. Таусон [103] предположил более вероятным замещение Sn^{4+} в кристаллической решетке биотита Ti^{4+} , кристаллохимические свойства которых весьма близки. Это сходство обуславливает также преимущественное концентрирование олова в гранитоидах сфен-ортитового типа в сфене, который играет существенную роль в общем балансе элемента в породах данного типа. Ассоциирующие со сфеном биотиты неоловоносных гранитоидов, как правило, резко обеднены оловом по сравнению с биотитами оловоносных гранитоидов. В сфенсодержащих породах в парагенных минеральных ассоциациях олово предпочтительнее концентрируется в амфиболах по сравнению с биотитами и в плагиоклазах по сравнению с КПШ [88, 107]. Указанные особенности распределения олова могут быть объяснены возможным нахождением элемента в расплаве в двухвалентных состояниях: Sn^{2+} и Sn^{4+} , что впервые отмечено в работах Х. Хельвига

[145] и Х. Борхерта и И. Дюбека [123]. При этом ион Sn^{2+} кристаллохимически близок к иону Ca^{2+} и Fe^{2+} . Наконец, для объяснения основных черт геохимии олова важное значение имеет установленная К. Краускопфом [155] высокая летучесть его галлоидных соединений и способность к комплексообразованию, что может предопределять накопление элемента к концу процесса магматической дифференциации.

В отличие от олова вольфрам характеризуется более равномерным распределением среди минералов "вольфрамосных" и "безрудных" гранитоидов. Для различных минералов в них установлены приблизительно одинаковые вариации содержаний W (в г/т): плагиоклаз 1,0–1,2, КЛШ 0,9–1,5, кварц 1,0–1,1 и лишь в биотите концентрации его достигают 8,0 г/т, а в сфене — 16 г/т [39]. Сравнительно небольшие колебания средних содержаний W определены также для минералов различных по степени рудоносности гранитоидов Дальнего Востока (в г/т): плагиоклаз 2,5–3,9, КЛШ 1,7–3,0, кварц 0,7–1,1, роговая обманка 1,2–2,3. Приблизительно тот же уровень средних содержаний элемента характерен (в г/т) для рибекита (1,6), пироксена (1,1), эгирина (1,6), и астрофиллита (4,5). Содержание W резко возрастает для биотита рудоносных гранитоидов (12) и особенно мусковита (161) и граната (488 г/т) [74]. Достаточно большие колебания содержаний W известны в магнетите (2,7–21,9), гематите (3,7–9,9) и ильмените (2,8–56,0 г/т) [151], но они не играют существенной роли в балансе элемента в породах.

В распределении вольфрама выявлена зависимость уровня его содержаний от основности плагиоклаза: рост концентрации элемента с увеличением анортитового минала в минерале. Установлено также последовательное увеличение содержаний W в слюдах в направлении от щелочных фаций пород (сиениты, монцониты, щелочные граниты) к ультракислым гранитам, алякситам и аплитам [74].

Данные по коэффициентам распределения олова и вольфрама в магматических породах появились в геохимической литературе лишь в последние годы. Для витроандезита Тырнауза [76] только биотит имеет коэффициент распределения олова, превышающий единицу ($K_3^{\text{Sn}} = 1,2$). Кристаллизация гиперстена, плагиоклаза и кварца приводит к обогащению остаточного расплава этим элементом. Вольфрам в значительной мере концентрируется в кварце ($K_5^{\text{W}} = 1,8$), приблизительно поровну распределяется между гиперстеном и стеклом ($K_8^{\text{W}} = 1,1$) и им обеднены плагиоклаз и биотит ($K_{2,3}^{\text{W}} = 0,5$). Рассчитанные по этим данным комбинированные коэффициенты распределения элементов меньше единицы ($K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} = 0,59$; $K_{\text{комб}}^{\text{W}} = 0,64$).

К упомянутому витроандезиту по величине K_p^{Sn} для плагиоклазов близки четвертичные вулканы Камчатки и Курильских островов ($K_2^{\text{Sn}} = 0,3–0,5$). Однако для темноцветных минералов из них значения этого коэффициента превышают единицу [75]. Эти результаты не совпадают с данными по щелочной вулканической серии Илимауссакской интрузии [158], для оливинов и пироксенов которой получены величины K_p^{Sn} в 10–15 раз более низкие (табл. 19).

Вычисленные, по данным Л.Л. Леоновой и В.А. Легейдо [75], $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ для дацитов (0,36–0,69) вполне соответствуют значению этого параметра для витроандезита.

В какой-то мере к упомянутым выше вулканическим породам Тырнауза и Курило-Камчатской островной дуги по уровню $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ и $K_{\text{комб}}^{\text{W}}$ близки эффузивы латитовой серии Забайкалья ($K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} = 0,62–1,44$; $K_{\text{комб}}^{\text{W}} =$

Таблица 19

Содержания олова и вольфрама во вкрапленниках и основной массе порфировых пород и коэффициенты распределения элементов

Номер пробы	Порода, ОМ, минералы	Содержание, г/т		Коэффициенты распределения	
		Sn	W	K_p^{Sn}	K_p^W
1	2	3	4	5	6
Щелочные базальты Юго-Западного Забайкалья					
Баз328	Базальт, Бартой	4,0			
	ОМ	5,8			
	Авгит (мега кристаллы)	3,1		0,53	
Баз329	Базальт, там же	5,8			
	ОМ	4,4			
	Оливин	4,6		1,04	
Баз330	Базальт, там же	4,0			
	ОМ	7,1			
	Оливин	2,3		0,32	
Баз331	Базальт, там же	5,5			
	ОМ	4,4			
	Оливин	2,0		0,45	
Баз332	Санидин (мегакристаллы; $Ort_{27}Ab_{73}$)	1,0		0,23	
	Базальт, там же	5,8			
	ОМ	6,8			
Баз329/1	Оливин	3,1		0,46	
	Санидин (мегакристаллы, $Ort_{28}Ab_{74}$)	1,4		0,20	
	Перцолит (включение), там же	2,5			
Баз329/1	Оливин	2,0			
	Авгит	10,5			
	Хромдиопсид	2,2			
	Шпинель	4,3			
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья					
XB-33	Шошонит, Передний Алтан	2,3	1,2		
	ОМ	2,5			
	Плагиоклаз (№ 51)	0,8		0,32	
XB-431	Латит, Оленгуй	2,4	1,0	$K_{комб} = 1,02$	
	ОМ	2,4			
	Плагиоклаз (№ 42)	2,2	Сп.	0,92	
XB-235	Авгит	4,1		1,70	
	Латит, Ужбогое	3,0	3,4	$K_{комб} = 0,62$	
	ОМ	3,1			
XB-235	Плагиоклаз (№ 12)	1,8	Сп.	0,58	
	Диопсид	3,6		0,90	
	Гиперстен	1,9		0,50	
	ОМ	3,3	1,1	$K_{комб} = 4,33$	$K_{комб} = 1,33$
Ар522	Латит, Абагайтуй	3,3	1,1		
	ОМ	1,5	1,4		
	Плагиоклаз (№ 36-38)	1,0	< 2,0	0,67	1,42
Ар522	Биотит	3,8	2,5	2,53	1,78
	Магнетит	80	< 10	53,33	7,14
	ОМ	4,6	1,0		
Ту533	Трахиандезит, Тулукуй	5,6	1,0		$K_{комб} = 1,73$
	ОМ	4,6	1,0		
	КПШ ($Ort_{59}Ab_{41}$)		< 2		2,0
Ту533	Биотит	5,4	1,2	1,17	1,2

Т а б л и ц а 19 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья					
Ту535	Трахидацит, там же	3,2	2,3		$K_{\text{КОМБ}} = 2,67$
	ОМ	2,6	1,6		
	Плагиоклаз		< 2		1,25
	Биотит	16	28	6,15	17,50
	Магнетит	100	< 10	38,46	6,25
Ту435	Трахидацит, там же	3,8		$K_{\text{КОМБ}} = 0,77$	
	ОМ (стекло)	4,0			
	Плагиоклаз	2,0		0,50	
	Биотит	3,6		0,90	
	Магнетит	31		7,75	
Ту528	Трахидацит, там же	4,3	2,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,78$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,06$
	ОМ (стекло)	4,2	1,2		
	Плагиоклаз	2,0	1,0	0,48	0,83
	Биотит	4,4	1,2	1,05	1,0
	Магнетит	38	< 10	9,05	8,33
Д-405	Трахидацит, Долгокыча	2,7	0,8		
	ОМ (стекло)	1,8	0,8		
	Пироксен	5,5	1,0	3,06	1,25
	Биотит	5,8	2,5	3,22	3,12
	Трахидацит, там же	2,5	1,3	$K_{\text{КОМБ}} = 1,06$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,18$
Д-510	ОМ	2,8	1,1		
	Плагиоклаз (№ 40)	1,7	1,6	0,61	1,45
	Пироксен	1,8		0,64	
	Амфибол	14,5	3,2	5,18	2,91
	Биотит	4,4	1,0	1,57	0,91
	Андезит, Шадорон	4,0	1,6	$K_{\text{КОМБ}} = 0,82$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,11$
	ОМ	3,3	1,1		
Кур440	Плагиоклаз (№ 52—54)	2,6	< 2	0,79	1,81
	Пироксен	3,3	< 1	1,00	0,91
	Липарит, Курулга	7,8	2,4		$K_{\text{КОМБ}} = 0,60$
	ОМ (стекло)	12	2,2		
	Плагиоклаз (№ 12—14)		< 2		0,91
Кур441	Санидин ($Or_{5,8}Ab_{4,2}$)	1,5	1,0	0,12	0,45
	Кварц	1,6	0,8	0,13	0,36
	Пироксен	6,3		0,52	
	Трахилипарит, там же	9,1	2,3		
	ОМ	12	3,8		
Ту436	Санидин ($Or_{5,6}Ab_{4,4}$)		1,0		0,26
	Кварц	1,7		0,14	
	Магнетит	58	15	4,83	3,94
	Трахилипарит, Тулукуй	13,0		$K_{\text{КОМБ}} = 0,13$	
	ОМ	16,6			
Ар414	Санидин ($Or_{4,8}Ab_{5,2}$)	2,2		0,13	
	Кварц	2,1		0,13	
	Липарит, Оботуй	1,9	2,25		
	ОМ	1,6	1,8		
	Биотит	6,3	5,6	3,94	3,11
Ар541	Липарит, Нерзавод	4,0	0,8		
	ОМ	2,7	0,8		
	Биотит	7,9	3,2	2,92	4,0
Ар416	Трахилипарит, Марко-сиха	5,5	1,9	$K_{\text{КОМБ}} = 0,28$	
	ОМ	5,8	2,1		

Таблица 19 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Породы известково-щелочной и латитовой серий Забайкалья					
	Санидин	2,5	7,1	0,43	2,63
Урт420	Кварц	1,1		0,19	
	Кварцевый порфир, Уртуй	25	1,0	$K_{\text{комб}} = 0,11$	
	ОМ	22	0,8		
	КПШ (Орт _{7,7} Аб _{2,3})	4,3	< 2	0,19	< 2,5
Урт421	Кварц	2,1	< 2	0,10	< 2,5
	Кварцевый порфир, там же	12,6	1,5	$K_{\text{комб}} = 0,29$	$K_{\text{комб}} = 1,26$
	ОМ	12,6	1,0		
	КПШ (Орт _{7,4} Аб _{2,6})	3,8	2,5	0,30	2,5
Ар502	Кварц	4,0	0,8	0,32	0,8
	Кварцевый порфир, Тут-Халтуй	17,4	5,4	$K_{\text{комб}} = 0,38$	
	ОМ	17,0	6,0		
	Плагиоклаз	8,9	9,5	0,52	1,58
	КПШ	2,0	3,6	0,12	0,60
Ар520	Кварц	4,6		0,27	
	Гранит-порфир, Абагайтуй	2,5	0,8		
	ОМ	2,7	0,8		
	Плагиоклаз	1,4		0,52	
	КПШ (Орт _{6,5} Аб _{3,5})		< 2		< 2,5
	Кварц		0,8		1,0
Шд470	Биотит	13	1,4	4,81	1,75
	Кварцевый порфир, Кулинда	17	3,5		
	ОМ (стекло)	16	1,9		
Шд471	Биотит	63	7,8	3,94	4,1
	Кварцевый порфир, там же	24	3,5		
	ОМ (стекло)	15	2,5		
	Биотит	46	2,6	3,07	10,4
Щелочные эффузивы Монголии					
Уг3999	Комендит, Улугей	10	3,1		
	ОМ	8,3	2,2		
	КПШ	3,2	1,5	0,38	0,68
Уг4048	Комендит, там же	4,6	1,0		
	ОМ	5,2	< 0,8		
	КПШ (Орт _{5,9} Аб _{4,1})	1,1	< 1,0	0,21	< 1,25
ХБ4020	Комендит, Хан-Богдо	5,8	< 0,8	$K_{\text{комб}} = 0,16$	
	ОМ	6,3	< 0,8		
	КПШ (Орт _{5,9} Аб _{4,1})	1,1	—	0,17	—
Н-4121	Кварц	1,6	< 1,0	0,25	1,25
	Комендит, Ноён	12,6	0,9		
	ОМ	12,6	1,1		
	КПШ (Орт _{6,7} Аб _{3,3})	1,2	< 1	0,09	0,90
ХБ4115	Пантеллерит, Хан-Богдо	7,9	1,3	$K_{\text{комб}} = 0,18$	
	ОМ (стекло)	8,7	0,8		
	КПШ (Орт _{6,5} Аб _{3,5})	2,2	—	0,25	
Уг4001	Кварц	1,6	< 1,0	0,18	< 1,25
	Трахит, Улугей	1,9	< 0,8	$K_{\text{комб}} = 0,57$	$K_{\text{комб}} = 0,51$
	ОМ	2,7	< 0,8		

Таблица 19 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Щелочные эффузивы Монголии					
	Плагиоклаз	1,0		0,37	
	Пироксен	2,8	< 1,0	1,04	< 1,25
Уг4006	Биотит	2,1	< 0,8	0,78	< 1,0
	Трахилипарит, там же	3,3	1,0		
	ОМ	2,7	0,8		
	КПШ ($Or_{6,0}Ab_{4,0}$)	1,0	1,0	0,37	1,25
Уг4016	Биотит	13,7	5,0	5,07	6,25
	Трахилипарит, там же	1,8	< 0,8		$K_{комб} = 0,89$
	ОМ	2,0	< 0,8		
	КПШ ($Or_{6,7}Ab_{3,3}$)		< 1,0		< 1,25
	Плагиоклаз		< 1,0		< 1,25
Уг4017	Биотит	10	2,2	5,0	2,75
	Трахилипарит, там же	1,4	1,3	$K_{комб} = 0,49$	$K_{комб} = 1,46$
	ОМ	1,8	< 0,8		
	Плагиоклаз	1,2	< 1,0	0,67	< 1,25
	Биотит	1,5	2,9	0,83	3,62
Муш4044	Трахит, Мушугай-Худук	2,2	< 0,8	$K_{комб} = 1,39$	$K_{комб} = 1,19$
	ОМ	2,2	< 0,8		
	Плагиоклаз		< 1,0		1,25
	Пироксен	12,6	< 1,0	5,73	1,25
ДД4132	Биотит	2,5	< 1,0	1,14	1,25
	Трахит, Дурбент-Дориту	1,4	1,3		$K_{комб} = 1,95$
	ОМ	2,1	< 0,8		
	Плагиоклаз	3,3	3,2	1,57	4,0
	Амфибол	9	< 1	4,29	< 1,25
Уг4007	Биотит		< 1		< 1,25
	Трахит, Улугей	2,6	< 0,8	$K_{комб} = 2,32$	$K_{комб} = 1,32$
	ОМ (стекло)	2,2	< 0,8		
	КПШ ($Or_{6,1}Ab_{3,9}$)	1,5	< 0,8	0,68	< 1,0
Уг4011	Биотит	25	3,2	11,4	4,0
	Трахит, там же	1,6	< 0,8	$K_{комб} = 1,18$	$K_{комб} = 1,28$
	ОМ (стекло)	1,9	< 0,8		
	КПШ ($Or_{4,6}Ab_{3,4}$)	1,2	< 1,0	0,63	< 1,25
Муш1870	Биотит	11	1,7	5,79	2,13
	Трахит, Мушугай-Худук				
	ОМ	4,2	0,7		
	Санидин ($Or_{3,3}Ab_{6,0}An_7$)		< 0,8		1,1
Муш1871	Биотит	6,6	5,5	1,57	7,86
	Трахит, там же				
	ОМ	1,6	1,3		
	Санидин	1,4	< 1,0	0,88	0,77
Муш1873	Биотит	1,8	1,8	1,12	1,38
	Трахит, там же				
	ОМ	3,1	0,8		
Муш1874	Санидин	1,2	< 1,0	0,39	1,25
	Трахит, там же				
	ОМ	3,6	0,8		
	Санидин	1,1	< 1,0	0,30	1,25
Муш1884	Биотит	7,4	2,6	2,06	3,25
	Сиенит, там же				
	ОМ	3,0	0,8		

Т а б л и ц а 19 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Щелочные эффузивы Монголии					
Муш1889	Санидин ($Or_{7,8}Ab_{5,4}An_8$)	1,0	< 1,0	0,33	1,25
	Сиенит, там же				
	ОМ	4,8	0,8		
	Биотит	4,2	2,1	0,88	2,62
Муш1908	Трахидацил, там же				
	ОМ (стекло)	6,9	1,1		
	Санидин ($Or_{4,2}Ab_{5,2}An_6$)	1,0	< 1,0	0,14	0,91
Муш1911	Трахит, там же				
	ОМ (стекло)	4,4	4,0		
	Биотит	2,3	2,2	0,52	0,55
Муш1915	Трахилпарит, там же				
	ОМ	4,8	0,9		
	Санидин ($Or_{4,0}Ab_{5,9}An_1$)	1,1	< 1,0	0,23	1,11
Муш1916	Трахилпарит, там же				
	ОМ	7,9	1,2		
	Санидин ($Or_{7,3}Ab_{5,7}An_{1,0}$)	1,1	< 1,0	0,14	0,83
	Биотит	3,0	2,0	0,38	1,67
Муш1917	Трахит, там же				
	ОМ	3,5	< 0,8		
	Санидин ($Or_{4,3}Ab_{5,4}An_3$)	1,0		0,28	
	Биотит	2,4	2,5	0,68	3,12
ХБ1930	Экерит, Хан-Богдо				
	ОМ	7,9	0,8		
	КПШ ($Or_{7,7}Ab_{2,3}$)	1,0	< 1,0	0,13	1,25
Пан77	Пантеллерит, Приморье	15,2			
	ОМ (стекло)	18	2,4		
	Санидин ($Or_{7,3}Ab_{5,6}$)	2,9	< 0,8	0,16	0,33
	Геденбергит	14	4,0	0,78	1,67
	Магнетит	1,6	< 1,0	0,09	0,42
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья					
БН1700	Онгонит, Бага-Газрын, МНР	214	67	$K_{КОМБ} = 0,21$	$K_{КОМБ} = 0,25$
	ОМ	346	7,2		
	Альбит (№ 10—16)	112	2,2	0,32	0,31
	КПШ ($Or_{7,6}Ab_{2,4}$)	22	2,9	0,06	0,40
	Кварц		3,3		0,46
	Слюда	1250		3,67	
БН1702	Онгонит, там же	190	9,1	$K_{КОМБ} = 0,14$	$K_{КОМБ} = 0,43$
	ОМ	346	6,6		
	Альбит (№ 8—12)	100	6,2	0,29	0,94
	КПШ ($Or_{7,9}Ab_{2,1}$)	23	1,9	0,07	0,29
	Слюда	790		2,31	
БН1703	Онгонит, там же	318	4,8	$K_{КОМБ} = 0,09$	$K_{КОМБ} = 0,80$
	ОМ	500	5,9		
	Альбит	85	7,8	0,17	1,32
	КПШ	34	4,3	0,07	0,73
	Слюда	2500	29	5,00	4,9
ОХ841/14	Онгонит, Онгон-Хайрхан, МНР (Штокверковая дайка)	55	22	$K_{КОМБ} = 0,08$	$K_{КОМБ} = 0,34$
	ОМ	90	29		
	Альбит	11,2	20	0,12	0,69
	КПШ ($Or_{7,9}Ab_{2,1}$)	7,2	2,4	0,08	0,08

Таблица 19 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья					
OX841/15	Онгонит, там же	50	50	$K_{\text{КОМБ}} = 0,11$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,08$
	ОМ	88	68		
	Альбит	18	8,8	0,20	0,13
	КПШ ($Or_{8,0}Ab_{2,0}$)	3,5	2,8	0,04	0,04
OX855	Онгонит, Онгон-Хайрхан, МНР (Амазонитовая дайка)	37,2	3,9	$K_{\text{КОМБ}} = 0,89$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,42$
	ОМ	45,7	5,6		
	Альбит	19,0	2,0	0,42	0,36
	КПШ	8,0	0,9	0,18	0,36
OX856	Слюда	966	19	21,1	3,4
	Онгонит, там же	34	5,2	$K_{\text{КОМБ}} = 0,41$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,73$
	ОМ	51	4,4		
	Альбит (№ 5-6)	8,9	4,0	0,17	0,91
OX857	КПШ ($Or_{8,2}Ab_{1,8}$)	12,9	3,5	0,35	0,80
	Слюда	725	9,3	14,5	2,1
	Онгонит, там же	56	7,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,89$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,34$
	ОМ	72	6,4		
OX859	Альбит (№ 6)	26	3,0	0,36	0,25
	КПШ ($Or_{7,8}Ab_{2,2}$)	11	1,6	0,15	0,27
	Слюда	1380	38,0	19,2	6,0
	Онгонит, там же	37	12,5	$K_{\text{КОМБ}} = 0,58$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,49$
OX655/7	ОМ	46	16,5		
	Альбит	13	10	0,28	0,61
	КПШ ($Or_{8,1}Ab_{1,9}$)	8,3	2,3	0,18	0,14
	Кварц		1,4		0,08
OX655/9	Слюда	1400	100	30,4	6,1
	Онгонит, там же	55	4,4	$K_{\text{КОМБ}} = 0,13$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,65$
	ОМ	72	4,5		
	Альбит (№ 6-7)	13	3,7	0,18	0,82
OX655/29	КПШ ($Or_{8,5}Ab_{1,5}$)	2,0	1,7	0,03	0,38
	Онгонит, там же	66	3,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,26$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,76$
	ОМ	89	3,7		
	Альбит	40	5,0	0,45	1,35
OX655/48	КПШ ($Or_{8,4}Ab_{1,6}$)	11	1,0	0,12	0,27
	Онгонит, там же	60	3,4	$K_{\text{КОМБ}} = 0,17$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,44$
	ОМ	87	4,7		
	Альбит	19	2,8	0,22	0,60
OX655/54	КПШ ($Or_{8,3}Ab_{1,7}$)	9,8	1,1	0,11	0,23
	Онгонит, там же	43	6,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,09$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,78$
	ОМ	59	6,1		
	Альбит	8,2	6,7	0,14	1,10
OX655/56	КПШ ($Or_{8,2}Ab_{1,8}$)	1,5	2,6	0,03	0,42
	Онгонит, там же	43	4,5	$K_{\text{КОМБ}} = 0,25$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,59$
	ОМ	56	4,5		
	Альбит	19	3,0	0,34	0,67
OX655/88	КПШ ($Or_{8,1}Ab_{1,9}$)	1,1	2,2	0,02	0,49
	Онгонит, там же	36	3,3	$K_{\text{КОМБ}} = 0,22$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,79$
	ОМ	48	2,7		
	Альбит	14,5	2,7	0,30	1,00
OX655/88	КПШ ($Or_{8,1}Ab_{1,9}$)	2,5	1,1	0,05	0,41
	Онгонит, там же	55	4,8	$K_{\text{КОМБ}} = 0,12$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,62$

Таблица 19 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья					
	ОМ	63	4,0		
	Альбит	10	2,7	0,16	0,68
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	2,3	2,2	0,04	0,55
ОХ655/95	Онгонит, там же	51	5,5	$K_{\text{КОМБ}} = 0,17$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,47$
	ОМ	69	5,7		
	Альбит	14	3,6	0,20	0,63
	КПШ (Орт _{7,8} Аб _{2,2})	9,5	1,7	0,14	0,30
ОХ655/96	Онгонит, там же	57	5,1	$K_{\text{КОМБ}} = 0,10$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,46$
	ОМ	74	6,3		
	Альбит	11,1	4,0	0,15	0,63
	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	2,2	1,5	0,03	0,24
ОХ1949	Онгонит, там же	66	3,6	$K_{\text{КОМБ}} = 0,11$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,26$
	ОМ	76	4,0		
	Альбит	11,2	1,4	0,15	0,35
	КПШ (Орт _{8,8} Аб _{1,2})	2,9	0,8	0,04	0,20
	Слюда	575	14	7,5	3,5
	Топаз	6,3	3,2	0,08	0,80
ОХ1950	Онгонит, там же	49	3,6	$K_{\text{КОМБ}} = 0,16$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,24$
	ОМ	48	3,5		
	Альбит	10,7	1,1	0,22	0,31
	КПШ (Орт _{8,8} Аб _{1,2})	2,5	0,9	0,05	0,26
	Кварц		3,3		0,94
	Слюда	690	17	14,4	4,8
	Топаз	11	4,7	0,23	1,34
ОХ1951	Онгонит, там же	79	3,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,09$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,14$
	ОМ	79	4,4		
	Альбит	14	1,3	0,18	0,29
	КПШ	2,7	< 0,8	0,03	0,18
	Слюда	630	16	8,0	3,6
	Топаз	23	7,1	0,30	1,6
ОХ1953	Онгонит, там же	55	3,2	$K_{\text{КОМБ}} = 0,08$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,11$
	ОМ	59	3,0		
	Альбит	16,6	1,7	0,28	0,57
	КПШ	2,6	0,9	0,04	0,30
	Слюда	1000	17	16,9	5,7
	Топаз	15	4,0	0,25	1,3
ОХ1954	Онгонит, там же	74	3,6	$K_{\text{КОМБ}} = 0,06$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,15$
	ОМ	126	6,3		
	Альбит	13,7	1,6	0,11	0,25
	КПШ	2,5	0,9	0,02	0,14
	Слюда	870	20	6,9	3,2
	Топаз	10,7	4,0	0,09	0,63
ОХ1955	Онгонит, там же	41	3,2	$K_{\text{КОМБ}} = 0,02$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,07$
	ОМ	59	3,5		
	КПШ	5,5	1,3	0,09	0,37
	Слюда	580	14	9,8	4,0
	Топаз	20	6,6	0,34	1,9
ОХ1956	Онгонит, там же	79	4,0	$K_{\text{КОМБ}} = 0,13$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,20$
	ОМ	79	5,6		
	Альбит	13,8	2,0	0,17	0,36
	КПШ (Орт _{8,9} Аб _{1,1})	19	0,8	0,24	0,14
	Слюда	725	13	9,2	2,3
	Топаз	13	4,7	0,16	0,84

Таблица 19 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья					
Бж1958	Онгонит, Балджи-Гол, МНР	115	1,3	$K_{\text{КОМБ}} = 0,06$	$K_{\text{КОМБ}} = 1,02$
	ОМ	110	1,1		
	Альбит (12—14)	8,3	< 2,0	0,08	1,8
	КПШ ($Or_{6,8}Ab_{3,2}$)	7,9	0,8	0,07	0,72
Бж1959	Слюда	340	12	3,1	10,9
	Онгонит, там же	110	1,5	$K_{\text{КОМБ}} = 0,03$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,14$
	ОМ	115	1,9		
	КПШ	10	0,8	0,09	0,42
Бж1960	Слюда	410	63	3,6	33,1
	Онгонит, там же	89	4,8		$K_{\text{КОМБ}} = 0,93$
	ОМ	105	4,8		
	Альбит (№ 4—6)		7,9		1,6
Муш4129	КПШ		1,7		0,35
	Слюда	250	11	2,4	2,3
	Онгонит, Тэг-Ула, МНР	26	4,8		
	ОМ (стекло)	19	3,7		
ДД4133	КПШ ($Or_{4,3}Ab_{5,7}$)	4,0	< 1,0	0,21	0,27
	Онгонит, Дурбент-Дориту, МНР	16	3,3	$K_{\text{КОМБ}} = 0,08$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,33$
	ОМ (стекло)	12,6	4,2		
	КПШ ($Or_{5,4}Ab_{4,6}$)	1,4	< 1,0	0,11	0,24
АБ1700	Кварц	1,0	< 1,0	0,08	0,24
	Биотит	7,9	7,1	0,63	1,69
	Онгонит, Ары-Булак, Забайкалье	74	74	$K_{\text{КОМБ}} = 0,16$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,26$
	ОМ	112	81		
АБ428	Альбит (№ 10—12)	29		0,26	0,51
	Санидин ($Or_{6,5}Ab_{3,5}$)	16	14	0,14	0,17
	Кварц		3,7		
	Слюда	126	20	1,1	0,25
АБ500	Топаз	20	>100	0,18	1,9
	Онгонит, там же	80	14	$K_{\text{КОМБ}} = 0,17$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,60$
	ОМ	80	15		
	Альбит (№ 12—14)	20	11	0,25	0,73
АБ500	Санидин ($Or_{6,2}Ab_{3,8}$)	8,6	8,3	0,11	0,55
	Кварц	3,2	1,4	0,04	0,09
	Слюда	126	95	1,58	6,33
	Топаз	8,3	>100	0,10	6,67
АБ500	Онгонит, там же	120	27	$K_{\text{КОМБ}} = 0,21$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,36$
	ОМ	200	20		
	Альбит (№ 6—8)	55		0,28	
	Санидин ($Or_{4,8}Ab_{5,2}$)	30	9,5	0,15	0,48
153099	Кварц	6,6		0,03	
	Слюда	90	49	0,45	2,45
	Топаз	44		0,22	—
	Щелочная серия Илимауссакской интрузии, Гренландия [158]				
153099	Трахитовый фонолит	9,55			
	Санидин			0,046	
	Оливин			0,119	
	Пироксен			0,125	

- 1,12- 1,97). Для этих магматических образований коэффициенты распределения Sn и W значительно выше единицы для амфибола, биотита и магнетита, в то время как для клино- и ортопироксена, а также плагиоклаза они достаточно близки к единице [105].

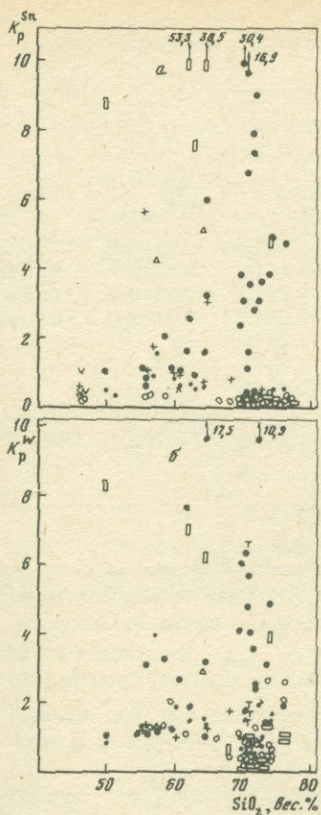
Подчеркнем, что все рассмотренные выше эмпирические данные по $K_{\text{комб}}^{\text{Sn,W}}$ относятся к вулканическим породам андезит-дацитового состава. Значительно более низкие величины комбинированных коэффициентов распределения для обоих элементов получены И.Д. Рябчиковым [92], рассчитанные для многофазного Раумидского гранитного массива на Памире ($K_{\text{комб}}^{\text{Sn,W}} = 0-0,4$). Для оловоносных гранитов с ильменит-монацитовым парагенезисом аксессуарных минералов $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} = 0,2$, для сфенортитовых гранитов величина $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ несколько выше (0,4). Однако эти параметры значительно ниже единицы, несмотря на высокие коэффициенты распределения олова для магнетита (4,0) и особенно сфена (60), доля которых в общем балансе олова в породе невелика [93]. Экспериментально определен также коэффициент распределения Sn между флюидом и сосуществующим гранитным расплавом, среднее значение которого составляет 0,05 [181].

Все имеющиеся в нашем распоряжении новые данные по коэффициентам распределения Sn и W в эффузивных и субвулканических породах различного состава представлены в табл. 19. По субвулканическим онгонитам они были ранее опубликованы [10, 57], где дан анализ поведения Sn и W в рудоносных кислых магматических породах. Рассмотрим распределение этих элементов в пределах всего спектра составов магматических пород (рис. 55).

Исходя из анализа этих рисунков, можно констатировать, что в целом отсутствует зависимость величин коэффициентов распределения Sn и W от кремнекислотности пород, однако наибольшие вариации указанных параметров приходится на породы кислого дацит-риолитового состава. Максимальные колебания K_p^{Sn} и K_p^{W} характерны для магнетита и слюды — главных концентраторов этих рудных элементов.

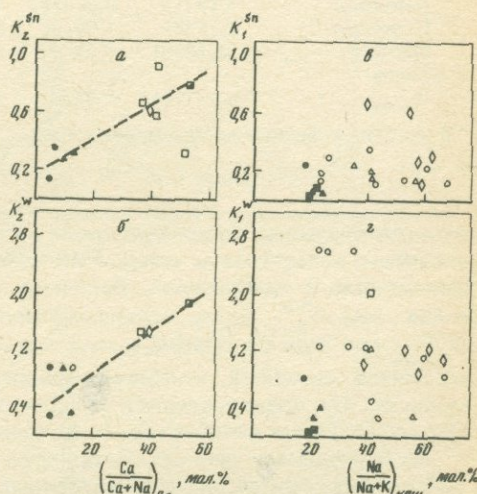
Коэффициенты распределения Sn между полевыми шпатами и основной массой, а также кварцем и основной массой рассматриваемых эффузивных и субвулканических пород всегда меньше единицы, причем наиболее низкие значения характерны для КПШ и кварца. Таким образом, для всех серий магматических пород плагиоклазы имеют более высокие K_2^{Sn} по сравнению с КПШ (K_1^{Sn}) (см. табл. 19). Коэффициент распределения Sn между слюдой и основной массой превышает единицу. В отличие от пород известково-щелочной, латитовой и щелочной серий в онгонитах K_3^{Sn} выше, где он достигает максимальной величины 30,4. В породах указанных серий олово, кроме слюды, в значительных количествах входит в структуру амфибола и пироксена, для которых K_p^{Sn} также превышают единицу. Важно отметить, что среди перечисленных темноцветных минералов вулканитов наибольшие значения K_p^{Sn} характерны для амфибола, т.е. в присутствии последнего роль биотита как концентратора олова значительно снижается. Максимальные значения K_p^{Sn} свойственны магнетиту. Однако для магнетита из пантеллерита Приморья отмечено крайне низкое значение коэффициента распределения Sn (0,09), что, возможно, связано с высокой щелочностью таких пород, препятствующей вхождению Sn в структуру магнетита [74].

$K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ для пород известково-щелочной, латитовой и щелочной серий близок к единице и фракционирование магм такого состава, по-видимому,



Р и с. 55. Зависимость коэффициентов распределения олова (а) и вольфрама (б) для различных минералов от кремнекислотности магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 45

Р и с. 56. Зависимость коэффициентов распределения олова и вольфрама для плагиоклаза (а, б) и калиевого полевого шпата (в, г) от составов полевых шпатов. Условные обозначения те же, что на рис. 46



не будет приводить к существенному обогащению или обеднению оловом остаточных расплавов. Для онгонитов $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ значительно меньше единицы и его значение близко к комбинированному коэффициенту, полученному И.Д. Рябчиковым [92] расчетным способом для гранитов.

В онгонитах весьма высокие значения коэффициентов распределения Sn установлены для колумбитов и касситеритов. Например, для пробы ОХ1956 коэффициент распределения олова для касситерита — 9374, для колумбита — 24,9. Коэффициент распределения вольфрама для колумбита равен 1219.

Учитывая крайне низкое содержание вкрапленников касситерита в онгонитах, доля его в $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ невелика (0,06). В совокупности с долей $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$, приходящейся только на породообразующие минералы-вкрапленники (0,13), $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ для указанной пробы составит 0,19, что близко к средней величине $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ для онгонитов (0,20).

Коэффициенты распределения вольфрама между полевыми шпатами и основной массой, и кварцем, и основной массой исследуемых пород в среднем выше, чем для олова, а для латитов, известково-щелочных и щелочных эффузивов они в некоторых случаях даже выше единицы. (табл. 20). Для слюды K_3^{W} обычно превышает единицу и достигает в онгонитах величины 33,1. Для амфиболов и пироксенов K_p^{W} в среднем ниже,

Таблица 20

Средние значения коэффициентов распределения Sn и W для магматических пород

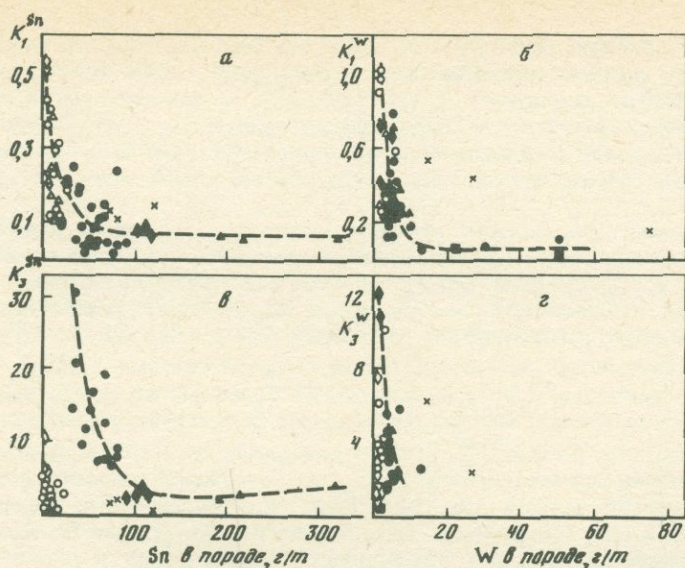
Минерал	Известково-щелочная и латитовая серии		Щелочная серия		Онгониты	
	K_p^{Sn}	K_p^W	K_p^{Sn}	K_p^W	K_p^{Sn}	K_p^W
КПШ	0,22 (7) *	1,41 (6)	0,33 (18)	1,00 (17)	0,09 (28)	0,34 (29)
Плагиоклаз	0,59 (10)	1,32 (7)	0,87 (3)	1,94 (4)	0,23 (25)	0,63 (25)
Кварц	0,20 (6)	0,58 (2)	0,21 (2)	1,25 (2)	0,05 (3)	0,36 (5)
Слюда	2,94 (12)	4,44 (11)	2,48 (13)	2,85 (15)	9,9 (18)	5,8 (16)
Амфибол	5,18 (1)	2,91 (1)	4,29 (1)	1,25 (1)	—	—
Пироксен	1,11 (8)	1,08 (2)	2,55 (3)	1,39 (3)	—	—
Магнетит	22,70 (5)	6,42 (4)	0,09 (1)	0,42 (1)	—	—
Топаз	—	—	—	—	0,20 (10)	1,87 (9)
$K_{комб}$	0,95 (11)	1,37 (8)	1,02 (6)	1,23 (7)	0,20 (28)	0,39 (29)

* В скобках — число анализированных проб.

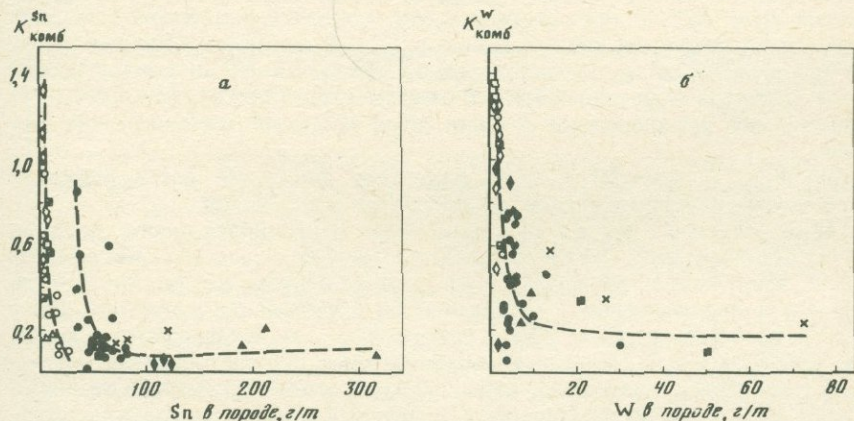
чем для биотитов. Это согласуется с более предпочтительным концентрированием вольфрама в слюдах по сравнению с другими темноцветными минералами в гранитоидах. Величина K_p^W для топазов почти на порядок выше, чем K_p^{Sn} . Более высокими являются и $K_{комб}^W$ по отношению к $K_{комб}^{Sn}$ для всех рассматриваемых серий магматических пород. Однако для онгонитов величина комбинированного коэффициента все же меньше единицы, что предопределяет возможность накопления вольфрама в остаточных расплавах литий-фтористых гранитов.

По имеющимся данным выявляется зависимость K_2^{Sn} и K_2^W от состава плагиоклаза, причем значения указанных коэффициентов распределения растут по мере увеличения анортитовой составляющей в полевом шпате (рис. 56). Таким образом, кристаллизация из магмы относительно более кальциевого плагиоклаза является фактором обеднения остаточного расплава оловом и вольфрамом, что может быть связано с увеличивающимися возможностями изоморфного вхождения обоих элементов в структуру данного полевого шпата. Для Sn^{2+} , по-видимому, имеет значение его кристаллохимическое сходство с Ca^{2+} , а W^{6+} требует шестерной координации в виде тригональной призмы, что осуществляется в структуре плагиоклазов [21]. Для КПШ такой корреляции между K_1^{Sn} и K_1^W и составом минерала не отмечается (см. рис. 56), что может свидетельствовать о более ограниченных возможностях вхождения его в структуру щелочного полевого шпата в качестве изоморфной примеси.

С ростом содержаний олова и вольфрама в магматических породах наблюдается постепенное уменьшение значений $K_1^{Sn,W}$ и $K_3^{Sn,W}$ (рис. 57). В КПШ это снижение коэффициентов распределения наблюдается до уровня содержаний в породах приблизительно 40 г/т олова и 10 г/т вольфрама. В области более высоких концентраций обоих элементов, которые относятся исключительно к онгонитам, величины этих коэффициентов остаются максимально низкими и практически не меняются. Наибольший разброс значений K_1^{Sn} и K_1^W отмечается в интервалах содержаний в КПШ олова 1–20 г/т и вольфрама 1–15 г/т, которые соответствуют наибольшему изменению составов магматических пород — от базальтов



Р и с. 57. Зависимость коэффициентов распределения олова и вольфрама для калиевого полевого шпата (а, б) и слюды (в, г) от содержаний элементов в магматических породах. Условные обозначения те же, что на рис. 46



Р и с. 58. Зависимость комбинированных коэффициентов распределения олова (а) и вольфрама (б) от содержаний элементов в магматических породах. Условные обозначения те же, что на рис. 46

до риолитов. Закономерное уменьшение K_3^{Sn} и K_3^W с ростом содержаний элементов в породах фиксируется только для онгонитов, при этом снижение K_3^{Sn} продолжается до уровня приблизительно 90–100 г/т олова в них и в дальнейшем величина этого коэффициента не меняется. Все остальные магматические породы образуют на диаграмме (см. рис. 57) независимые от онгонитов совокупности точек, фиксируя достаточно большие вариации коэффициентов распределения обоих элементов в слюдах при самых низких, приближающихся к кларковым, содержаниях

Sn и W в породах. Двойственный характер этой зависимости может быть обусловлен разным составом слюд в онгонитах (серия циннавальдит—литиевый фенгит—мусковит) и во всех других магматических породах (серии аннит—флогопит и сидерофиллит—истонит). Рост концентраций Sn и W в слюдах с повышением их глиноземистости был показан ранее на примере пород вулканогенно-интрузивных серий Дальнего Востока [74].

Отмеченная зависимость коэффициентов распределения для Sn и W в *КПШ* и слюдах от общего содержания элементов в породах свойственны и $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ и $K_{\text{комб}}^{\text{W}}$ (рис. 58). В области кларковых содержаний Sn и W в породах наблюдаются максимальные вариации их комбинированных коэффициентов распределения. При этом для онгонитов все $K_{\text{комб}}^{\text{Sn, W}} < 1$, а для остальных магматических пород имеются составы с $K_{\text{комб}}^{\text{Sn, W}}$ больше и меньше единицы. Если для вольфрама большинство пород основного, среднего и щелочного состава расположено в пределах общей с онгонитами зависимости, но с $K_{\text{комб}}^{\text{Sn, W}} > 1$, то для олова онгониты и остальные породы образуют две зависимости $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ от содержания элемента в породах. Для W перегиб кривой (см. рис. 58, б) фиксируется при содержаниях его в онгонитах в интервале 5—10, а для Sn 60—80 г/т. Для Sn такой перегиб намечается также для комендитов, пантеллеритов и риолитов, для которых $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ в этой области имеет значения меньше 0,4 (см. рис. 58, а). По-видимому, при формировании указанных пород также существует возможность накопления олова в остаточных расплавах.

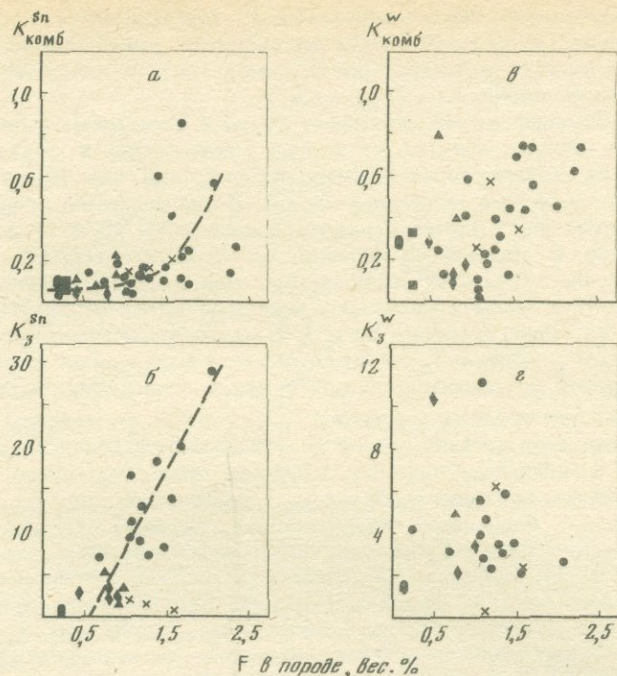
Наиболее низкие значения $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ установлены в онгонитах, бедных фтором (рис. 59). С повышением в них концентрации фтора отчетливо проявляется тенденция роста значений $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$. Еще более отчетливая линейная зависимость обнаруживается между величиной K_{3}^{Sn} и концентрацией фтора в породе (см. рис. 59, б). В наиболее богатых фтором онгонитах коэффициент распределения Sn для слюд достигает максимальных значений.

Для $K_{\text{комб}}^{\text{W}}$ намечается лишь некоторая тенденция роста величины этого параметра в более фтористых онгонитах (см. рис. 59).

Таким образом, исходя из определения комбинированного коэффициента распределения, значения которого зависят от степени накопления редких элементов в минералах и их количественных соотношений, величина его в нерудоносных в отношении Sn и W породах в среднем должна быть значительно выше, чем в рудоносных. Это определяется в основном наличием в них минералов-концентраторов рассматриваемых рудных элементов: слюды, амфибола, кальциевого плагиоклаза, магнетита и сфена (для Sn), а также повышенных содержаний в этих породах указанных минералов. Не случайно полученные нами величины $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ и $K_{\text{комб}}^{\text{W}}$ для андезитов, латитов, трахидацитов и трахитов близки к единице или превышают ее и не наблюдается накопление Sn и W в продуктах дифференциации указанных серий пород.

Проведенные расчеты [93] вариаций содержания Sn в гранитном расплаве при его фракционной кристаллизации и сопряженном ретроградном кипении показали, что при кларковых содержаниях олова и летучих компонентов в исходной магме на заключительной стадии кристаллизации силикатного расплава, соответствующего ильменит-монацитовым гранитам, должно начаться выделение касситерита, а в случае сфен-ортитовых гранитов насыщения системы оловом на магматической стадии не достигается.

Если обратиться к онгонитам, которые являются субвулканическими



Р и с. 59. Зависимость комбинированных коэффициентов распределения олова и вольфрама (а, в), а также коэффициентов распределения элементов для слюды (б, г) от содержаний фтора в онгонитах. Условные обозначения те же, что на рис. 46

аналогами ильменит-монацитовых литий-фтористых гранитов, то установленные для них $K_{комб}^{Sn}$ меньше единицы, должны определять последовательное накопление олова в поздних фазах массивов таких пород или остаточных расплавах магм литий-фтористых гранитов. Эта закономерность наблюдается в большинстве исследованных массивов. Во многих случаях этот вывод справедлив и для вольфрама [89].

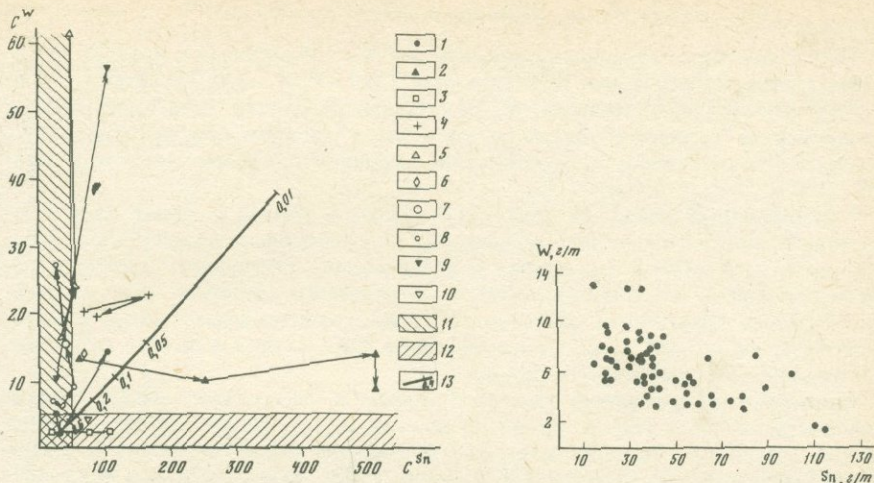
Если допустить, что $K_{комб}^{Sn} = 0,5$ и $K_{комб}^W = 0,45$ (средние значения $K_{комб}$ в онгонитах с наиболее низкими содержаниями Sn и W (см. рис. 58), то при фракционной кристаллизации гранитной магмы с кларковыми содержаниями элементов ($C_{Sn}^0 = 3,0$ и $C_W^0 = 1,5$) в остаточном расплаве, составляющем приблизительно 1% объема исходной магмы, будет содержаться около 30 г/т олова и 19 г/т вольфрама. Учитывая, что площади распространения аляскитов или лейкогранитов с кларковыми содержаниями Sn и W и онгонитов распределены примерно в отношении 100:1, то при фракционировании такой аляскитовой или лейкогранитовой магмы могут быть достигнуты "онгонитовые" содержания рудных элементов. Таким образом, на магматическом этапе достигаются такие концентрации олова в расплаве, когда появляются даже первые вкрапленники касситерита в онгонитах, а их основная масса имеет содержания элемента, сопоставимые по величине с экспериментально полученной концентрацией насыщения оловом фтористых гранитных расплавов [181].

Из рис. 58,а следует, что чем выше содержание Sn в породе, тем ниже значение $K_{комб}^{Sn}$ и тем в большей степени происходит накопление олова в остаточном магматическом расплаве. Видимо, этот факт свидетельству-

ет о направленном "саморегулирующем" распределении элемента при кристаллизации магм литий-фтористых гранитов, когда за счет $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} < 1$ олово накапливается в остаточном расплаве, а это, в свою очередь, приводит к понижению величины $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ и т.д.

Однако повышенные концентрации олова и вольфрама в потенциально рудоносных кислых магмах не всегда сохраняются в образовавшихся из этих магм полнокристаллических породах, так как могут удаляться из последних вместе с флюидной фазой. В пользу этого предположения свидетельствует факт более высоких содержаний Sn и W в онгонитах по сравнению с раскристаллизованными литий-фтористыми гранитами [45]. На это же указывают своеобразные взаимосвязи между концентрациями Sn и W в магмах различных массивов литий-фтористых гранитов МНР (рис. 60). Распределение Sn и W в них отличается от теоретической кривой фракционирования. По отношению к этой кривой распределения рудных элементов, рассчитанной при условии фракционирования онгонитовой магмы при средних значениях $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ и $K_{\text{комб}}^{\text{W}}$ массивы литий-фтористых гранитов по типу поведения Sn и W можно разделить на две группы. В наиболее дифференцированных массивах первой группы с развитием в поздних фазахamazonит-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитов (Жанчивланский, Абдарский, Юдугинский массивы) происходит накопление в поздних фазах олова при практически постоянном содержании вольфрама. В этих массивах не известны рудные проявления вольфрама. Массивы второй группы (Бага-Газрынский, Барун-Цогтинский, Югодзырский), сопровождаемые широким развитием рудных вольфрамоносных грейзенов и кварцевых жил, характеризуются отчетливым накоплением в поздних фазах W при слабых вариациях содержаний Sn (см. рис. 60). Проявление этих двух тенденций в поведении рудных элементов в массивах литий-фтористых гранитов, по-видимому, можно объяснить по-разному. Для этого обратимся к рис. 59, иллюстрирующему зависимость $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ от содержания этих элементов в онгонитах, а также учтем, что в онгонитовых расплавах намечается обратная корреляционная связь между содержаниями Sn и W (рис. 61). Сопоставляя эти два рисунка, можно заметить, что содержания в расплаве Sn ~50 и W ~5 г/т являются критическими в отношении возможности накопления этих элементов в остаточных расплавах. В магмах с их более низкими содержаниями величины $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ и $K_{\text{комб}}^{\text{W}}$ резко повышаются и могут достигать даже единицы, в связи с чем вероятность накопления Sn и W в остаточных расплавах значительно снижается. Наоборот, при кристаллизации более богатых Sn и W онгонитовых расплавов в силу наиболее низких $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ и $K_{\text{комб}}^{\text{W}}$ накопление этих элементов в остаточных магмах становится весьма вероятным. Оказывается, что содержание Sn в исходных расплавах гранитов массивов второй группы ниже критического, а содержание W — выше критического. В связи с этим такие магмы могли кристаллизоваться при $K_{\text{комб}}^{\text{W}} \gg K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ в результате чего происходило резко преимущественное накопление W по сравнению с Sn. Характерно, что именно с этими массивами в МНР связано вольфрамовое оруденение.

Содержание Sn в магмах гранитоидов первой группы массивов выше критического, в связи с чем в их поздних фазах отмечается интенсивное накопление Sn. В то же время содержание W в них (кроме Абдарского массива) также выше критического, а накопление этого элемента в поздних фазах практически не происходит. Возможно, это противоречие обусловлено завышением содержаний вольфрама в магмах гранитов этих массивов, рассчитанных на основе $K_{\text{комб}}^{\text{W}}$ и средних его количеств в поро-



Р и с. 60. Концентрации олова и вольфрама в расплавах онгонитов и редкометалльных литий-фтористых гранитов

1-9 — массивы Монголии: 1 — Ара-Унчжул, 2 — Жанчивланский, 3 — Абдарский, 4 — Юдугинский Западный, 5 — Багагазынский, 6 — Борундогтинский Западный, 7 — Борундогтинский Невскрытый, 8 — Борундогтинский Восточный, 9 — Югодзырский; 10 — Рудогорские граниты (ГДР); 11 — область концентрации олова с малой вероятностью накопления в остаточном расплаве; 12 — область концентраций вольфрама с малой вероятностью накопления в остаточном расплаве за счет фракционной дифференциации; 13 — теоретическая кривая распределения олова и вольфрама в остаточных расплавах в модели фракционной дифференциации; цифрами показана доля остаточного расплава

Р и с. 61. Корреляция концентраций олова и вольфрама в онгонитах, по [47]

дах [45, 89]. Об этом свидетельствует тот факт, что данные величины значительно превышают концентрации W в реальных расплавах онгонитов при тех же значениях концентрации Sn (см. рис. 60). Вероятно, обратная корреляционная связь между содержаниями Sn и W в онгонитовых расплавах поддерживается с участием флюида, которые может концентрировать избыточные (по сравнению с корреляционной зависимостью, см. рис. 61) содержания W и Sn в системе. Если это так, то при тех высоких концентрациях Sn в расплавах литий-фтористых гранитов в массивах первой группы содержания W в них не должны превышать его критической концентрации, в связи с чем вероятность существенного накопления его в поздних фазах резко понижается. Не исключено, что в этих массивах содержания W в породах определяются не только величиной $K_{комб}$, но и значениями $K_{ф}^W = W_{к}/W_{ф}$.

Таким образом, намечающаяся обратная корреляционная связь между содержаниями Sn и W в магмах литий-фтористых гранитов, видимо, является причиной редкости параллельного накопления обоих рудных элементов в поздних фазах слагаемых ими массивов (см. рис. 60) и проявления вольфрамового оруденения только с теми массивами литий-фтористых гранитов, в которых происходит накопление W в поздних интрузивных фазах.

Основные черты геохимии свинца и цинка в гранитоидах и других интрузивных породах изучались К. Ведеполем [197, 198], Л.В. Таусоном [103] и другими исследователями. В результате выявлена тенденция свинца следовать за калием, а цинка за магнием и железом при формировании магматических пород, обусловленная кристаллохимическим сходством Pb^{2+} с K^{1+} , а Zn^{2+} с Mg^{2+} и Fe^{2+} .

Существенные различия некоторых свойств свинца и калия (электроотрицательность, потенциал ионизации) ограничивают изоморфное замещение между ними в минералах и возможность обогащения свинцом остаточных магм. Это подтверждается накоплением свинца в поздних дифференциатах генетически связанных серий гранитоидных пород и нахождение его в них не только в изоморфной форме, но и в форме акцессорного галенита и самородного свинца [103].

Цинк преимущественно концентрируется в железо-магниевого силикатах магматических пород, но не во все эти минералы он входит с одинаковой легкостью. Предпочтительное вхождение цинка в биотит и амфибол объясняется, по мнению Л.В. Таусона [103], присутствием в них групп $(OH)^-$, что дает возможность рудному элементу принимать в своих гидратных соединениях шестерную координацию, свойственную во всех случаях магнию и железу. Обычно же цинк находится во всех окислах и силикатах в четверной координации. Кристаллохимические свойства цинка в значительной мере обуславливают рассеяние его в Fe—Mg силикатах на начальных этапах кристаллизации магматического расплава и соответствующее обеднение им остаточных магм.

Закономерности распределения исследуемых рудных элементов в минералах эффузивных и субвулканических пород изучены еще крайне недостаточно и лишь в отдельных работах приведены оценки коэффициентов распределения свинца и цинка.

Для плагиоклазов, преобладающих среди вкрапленников дацитовых пемз США и Японии, установлены незначительные колебания K_p^{Zn} (0,26—0,51), среднее значение которого составило 0,38 [131]. Близкой к нему оказалась величина данного коэффициента ($K_2^{Zn} = 0,50$) для плагиоклаза из витроандезита Тырныуза [77]. Среди других минералов указанного витроандезита одинаковый с плагиоклазом коэффициент распределения цинка имеет кварц. Однако резко превышают единицу эти коэффициенты для биотита ($K_3^{Zn} = 10,0$) и гиперстена ($K_8^{Zn} = 18,5$).

Важная информация по распределению свинца между вкрапленниками полевых шпатов и стекловатой основной массы была получена (табл. 21) для широкого по составу спектра пород (толеит, гавайит, дацит, кварцевый латит, риолит) США и Атлантики [160]. Коэффициенты распределения элемента между плагиоклазом и основной массой перечисленных вулканитов испытывают довольно широкие, но вполне закономерные колебания. K_2^{Pb} увеличиваются от 0,1 для базальтов до 0,75 — риолитов. Распределение свинца между санидином и основной массой исследованных пород количественно выражается меньшими вариациями коэффициента ($K_1^{Pb} = 0,85—1,37$). Коэффициент распределения рудного элемента между санидином и плагиоклазом эффузивных пород характеризуется достаточным однообразием (1,85—2,56) и близок к этому отношению (2,4) в plutonic и метаморфических породах [160]. Автор приходит к заключению, что закономерное изменение K_2^{Pb} от базальтов к риолитам, вероятно, контролируется температурой магмы. Фракционирование санидина при кристаллизационной дифференциации не должно оказывать существенного

Т а б л и ц а 21

Содержания свинца и цинка во вмещающих породах и основной массе порфировых пород и коэффициенты распределения элементов

Номер пробы	Порода, ОМ, минералы	Содержание, г/т		К/Pb	Коэффициенты распределения		
		Pb	Zn		K_p^{Pb}	K_p^{Zn}	$D^{K/Pb}$
1	2	3	4	5	6	7	8
Щелочные базальты Юго-Западного Забайкалья и Монголии							
Баз328	Базальт, Бартой, Забайкалье	2,1	76				
	ОМ	2,3	158				
Баз329	Авгит (мегакристаллы)		148			0,94	
	Базальт, там же	2,7	145				
	ОМ	2,6	115				
Баз330	Оливин	2,1	290		0,81	2,52	
	Базальт, там же	3,0	180				
	ОМ	3,1	182				
Баз331	Оливин		182			1,0	
	Базальт, там же	3,1	182	10322			
	ОМ	3,1	200	10645			
Баз332	Оливин		200			1,0	
	Санидин (мегакристаллы, $OrT_{2,7}Ab_{7,3}$)	1,8		21111	0,58	1,0	1,98
	Базальт, там же	5,8	262	4483			
	ОМ	3,6	200	8333			
70-154	Оливин		158			0,79	
	Санидин (мегакристаллы, $OrT_{2,6}Ab_{7,4}$)	2,5		16000	0,69		1,92
	Базанит, Хорог, МНР						
70-156	ОМ	6,3	162	5714			
	Санидин (мегакристаллы, $OrT_{3,3}Ab_{6,3}An_4$)	4,8		8750	0,76		1,53
	Базальт, Сумеин, МНР						
Баз329/1	ОМ	7,6	162	5000			
	Санидин (мегакристаллы, $OrT_{3,5}Ab_{5,8}An_7$)	5,0	21	9000	0,66	0,13	1,80
	Лерцолит (включения), Бартой Забайкалье	1,0	115				
	Оливин		180				

Таблица 21 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Щелочные базальты Юго-Западного Забайкалья и Монголии							
	Авгит		480				
	Хромдиопсид		85				
	Шпинель		2200				
Породы известково-щелочной и латитовой серий Юго-Западного Забайкалья							
XB-33	Шошонит, Передний Алтан	21	144	824			
	ОМ	20	130	1000			
XB-431	Плагиоклаз (№ 51)	12	< 30	550	0,60	< 0,23	0,55
	Латит, Оленгуй	20	72	1155			
	ОМ	19	108	1421			
	Плагиоклаз (№ 42)	5	< 30	1760	0,26	0,28	1,24
XB-235	Авгит	45			2,37		
	Латит, Ужбогое	26	53	769			
	ОМ		28				
	Плагиоклаз (№ 42)	16	< 30	450		1,07	
	Диопсид	20					
	Гиперстен	24	500			17,85	
Ар522	Латит, Абагайтуй	20	66	1780	$K_{\text{комб}} = 0,68$		
	ОМ	26	56	1616			
	Плагиоклаз (№ 36-38)	19		684	0,73		0,42
	Биотит	12,6	220	5198	0,48	3,93	3,22
	Магнетит	100	3000		3,85	53,6	
Ту533	Трахиандезит, Тулукуй	50	110	1020			
	ОМ	36	60	1489			
Ту535	Биотит	7,0	226	10071	0,19	3,77	6,76
	Трахидацил, там же	35	55	1143			
	ОМ	35	35	1040			
	Биотит	79	234	658	2,26	6,68	0,63
	Магнетит	200	> 1000		5,71	29,6	
Ту435	Трахидацил, там же	27	26	918	$K_{\text{комб}} = 0,91$		
	ОМ (стекло)	33	36	909			
	Плагиоклаз	20		800	0,61		0,88
	Биотит	3,6	158	19028	0,11	4,39	20,9
	Магнетит	400	1260		2,25	35,0	0,002
Ту528	Трахидацил, там же	45		456	$K_{\text{комб}} = 0,64$		
	ОМ (стекло)	35	46	674			
	Плагиоклаз	24		450	0,68		0,67
	Биотит	7,4	141	8851	0,21	3,06	13,1
	Магнетит	40	> 1000		1,14	> 21,7	
Д-405	Трахидацил, Долгокыча	26	76	823			
	ОМ (стекло)	31	56	955			
	Пироксен	3,1	240	548	0,10	4,28	0,57
	Биотит	5,7	315	11316	0,18	5,62	11,8
Д-510	Трахидацил, там же	24	58	1117	$K_{\text{комб}} = 0,42$		
	ОМ (стекло)	40	72	780			
	Плагиоклаз (№ 40)	25		364	0,62		0,47
	Пироксен		140			1,94	
	Амфибол	18	400	472	0,45	5,56	0,60
	Биотит	11,5	235	5174	0,20	3,26	6,63
Ту436	Трахилипарит, Тулукуй	35		1200	$K_{\text{комб}} = 0,68$		
	ОМ	46		856			
	Санидин (Or_{7-8}, Ab_{2-3})	55		1196	1,20		1,40
	Кварц	7,3			0,16		
Ар414	Липарит, Оботуй	29	34	1234			
	ОМ	20	34	2120			
	Биотит	7,9	320	9240	0,40	9,41	43,6
Ар541	Липарит, там же	25	46	2112			
	ОМ	18	63	2278			
	Биотит	46	300	1337	2,56	4,76	0,59
Ар416	Трахилипарит, Маркосиха	24		2104	$K_{\text{комб}} = 0,38$		
	ОМ	26		1746			
	Санидин	12,6			0,48		
	Кварц	9,1			0,35		
Урт420	Кварцевый порфир, Уртуй	85		506	$K_{\text{комб}} = 0,38$		
	ОМ	91		466			

Таблица 21 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Породы известково-щелочной и латитовой серий Юго-Западного Забайкалья							
	КПШ (Орт _{7,7} Аб _{2,3})	91		1049	1,0		2,25
	Кварц	13			0,14		
Урт421	Кварцевый порфир, там же	20	21	2100	K _{комб} = 1,08		
	ОМ	17,5	20	2743			
	КПШ (Орт _{7,4} Аб _{2,6})	48	—	1990	2,74		0,72
	Кварц	6,6	25	591	0,38	1,25	0,21
Ар502	Кварцевый порфир, Тут-Халтуй	58	20	615			
	ОМ	63	24	644			
	Плагиоклаз	32			0,51		
	КПШ	72	20		1,14	0,83	
	Кварц	20	24	130	0,32	1,0	0,20
Ар520	Гранит-порфир, Абагайтуй						
	ОМ	30					
	Плагиоклаз	4,7			0,16		
	КПШ (Орт _{6,5} Аб _{3,3})	19		4263	0,63		
	Кварц	1,3		2000	0,04		
	Биотит	5,2		12500	0,17		
Шд470	Кварцевый порфир, Кулинда	28	25	1271			
	ОМ (стекло)	29	20	1096			
	Биотит	23	550	2674	0,79	27,5	2,44
Шд471	Кварцевый порфир, там же	44	40	850			
	ОМ (стекло)	22	20	1773			
	Биотит	20	830	2700	0,91	41,5	1,52
Щелочные эффузивы Монголии							
Уг3999	Комендит, Улугей	50	67	1384			
	ОМ	40	72	1710			
	КПШ	10		3167	0,45		1,25
Уг4048	Комендит, там же	8,7	60	5310			
	ОМ	8,1	58	5136			
	КПШ (Орт _{5,9} Аб _{4,1})	6,6		8333	0,81		1,62
ХБ4020	Комендит, Хан-Богдо	17,4	110	2172	K _{комб} = 0,77		
	ОМ	13,0	105	2600			
	КПШ (Орт _{5,9} Аб _{4,1})	12,5		4480	0,96		1,72
	Кварц	3,0	25	433	0,23	0,24	0,17
Н-4121	Комендит, Ноён	33	166	1164			
	ОМ	23	175	1617			
	КПШ (Орт ₆ Аб _{3,3})	4,0		23625	0,17		14,6
ХБ4115	Пантеллерит, Хан-Богдо	31		1316	K _{комб} = 1,07		
	ОМ (стекло)	35		1228			
	КПШ (Орт _{6,5} Аб _{3,3})	71		1120	2,02		0,91
	Кварц	2,5		520	0,07		0,42
Уг4001	Трахит, Улугей	42	100	1248	K _{комб} = 0,11		K _{комб} = 1,12
	ОМ	47	79	1123			
	Пироксен	9,1	220	264	0,19	2,78	0,24
	Биотит	12	170	4708	0,25	2,15	4,19
Уг4006	Трахилпарит, там же	30	48	1333			
	ОМ	25	40	1440			
	КПШ (Орт _{6,0} Аб _{4,0})	27		2833	1,08		1,97
	Биотит	10,5	420	6095	0,42	10,5	4,23
Уг4016	Трахилпарит, там же	19	42	2263	K _{комб} = 0,47		
	ОМ	23	17	1826			
	КПШ (Орт _{6,7} Аб _{3,3})	31		2710	1,35		1,48
	Плагиоклаз	14,5		641	0,63		0,35
	Биотит	7,9	520	8481	0,34	30,6	4,64
Уг4044	Трахит, Мушугай-Худук	63	87	690	K _{комб} = 0,79		
	ОМ	87	120	584			
	Плагиоклаз	66			0,76		
	Пироксен		262			2,18	
	Биотит	19	250	3237	0,22	2,08	5,54
ДД4132	Трахит, Дурбент-Дориту	28	72	1378			
	ОМ	15	66	3200			
	Плагиоклаз	18		889	1,2		0,28
	Амфибол	1200	237	9,2	80	3,59	0,003
Уг4007	Трахит, Улугей	19	53	2063	K _{комб} = 1,03		
	ОМ (стекло)	18,2	20	2165			
	КПШ (Орт _{6,1} Аб _{3,9})	25	—	2880	1,37		1,33

Таблица 21 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Щелочные эффузивы Монголии							
		12	630	5750	0,66	31,5	2,66
Уг4011	Биотит	36	63	806	$K_{\text{комб}} = 1,13$		
	Трахит, там же	31	40	806			
	ОМ (стекло)	38	—	1526	1,23		1,89
	КПШ ($Or_{4,6}Ab_{5,4}$)	28	730	2107	0,90	18,2	2,61
Муш1870	Биотит						
	Трахит, Мушугай-Худук	69	37	791			
	ОМ	60		730	0,87		0,92
	Санидин ($Or_{3,3}Ab_{6,0}An_7$)	130	680	441	1,88	18,4	0,56
Муш1871	Биотит						
	Трахит, там же	87	79	602			
	ОМ	35			0,40		
	Санидин	17	180	3118	0,20	2,3	5,18
Муш1873	Биотит						
	Трахит, там же	85	72	612			
	ОМ	36			0,42		
Муш1874	Санидин						
	Трахит, там же	120	100	440			
	ОМ	40	—	—	0,33		
	Санидин	35	480	1514	0,29	4,8	3,44
Муш1884	Биотит						
	Сиенит, там же	115	108	504			
	ОМ	35		1271	0,30		2,52
Муш1889	Санидин ($Or_{3,8}Ab_{5,4}An_8$)						
	Сиенит, там же	166	100	328			
	ОМ	41	600	1676	0,25	6,0	5,11
Муш1908	Биотит						
	Трахидацил, там же	166	66	259			
	ОМ (стекло)	52		1135	0,31		4,38
	Санидин ($Or_{4,2}Ab_{5,2}An_6$)						
Муш 1911	Трахит, там же	100	44	950			
	ОМ (стекло)	3,1	230	19290	0,03	5,23	20,3
Муш1914	Биотит						
	Трахит, там же	110	60	445			
	ОМ	67		851	0,61		1,01
Муш1915	Санидин ($Or_{4,2}Ab_{5,5}An_2$)						
	Трахилипарит, там же	79	31	613			
	ОМ	53		1009	0,67		1,65
Муш1916	Санидин ($Or_{4,0}Ab_{3,9}An_1$)						
	Трахилипарит, там же	132	50	333			
	ОМ	55		782	0,42		2,35
	Санидин ($Or_{3,3}Ab_{5,7}An_{1,0}$)	20	500	3660	0,15	10,0	11,0
Муш1917	Биотит						
	Трахит, там же	63	100	784			
	ОМ	69		852	1,10		1,09
	Санидин ($Or_{4,3}Ab_{5,4}An_3$)	12,6	380	5119	0,20	3,8	6,53
ХБ1930	Биотит						
	Экерит, Хан-Богдо	42	300	767			
	ОМ	5,0		18300	0,12		23,8
Пан77	КПШ ($Or_{7,7}Ab_{2,3}$)						
	Пантеллерит, Приморье	24	72	1458			
	ОМ (стекло)	31,4	250	1070			
	Санидин ($Or_{3,8}Ab_{5,6}$)	2,4		22292	0,08		20,8
	Магнетит	56	138	14,3	1,8	0,55	0,01
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья							
БН1700	Онгонит, Бага-Газрын, МНР	69	63		$K_{\text{комб}} = 0,97$	$K_{\text{комб}} = 0,22$	1,27
	ОМ	63	95	302			
	Альбит (10-16)	71	14	282	1,13	0,15	0,93
	КПШ ($Or_{7,6}Ab_{2,4}$)	81	45	1222	1,29	0,47	4,05
	Слюда	126	110	587	2,0	1,16	2,08
БН1702	Слюда	126	55		$K_{\text{комб}} = 0,51$	$K_{\text{комб}} = 0,33$	2,88
	Онгонит, там же	151	69	132			
	ОМ	120	26	258	0,79	0,38	1,95
	Альбит (8-12)	98	36	1061	0,65	0,52	8,04
	КПШ ($Or_{7,9}Ab_{2,1}$)	407	288		3,39	4,17	
	Слюда						

Таблица 21 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья							
БН1703	Онгонит, там же	45	58		$K_{\text{КОМБ}} = 1,05$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,37$	
	ОМ	43	69	397			
	Альбит	85	17	305	1,98	0,25	0,77
	КПШ	36	38		0,84	0,55	
	Слюда	110	415		2,56	6,01	
Хош512	Онгонит, Хошут-Ула, МНР	57	56		$K_{\text{КОМБ}} = 1,03$		
	ОМ	52					
	Альбит (№ 12)	76	36		1,46		
	КПШ (Орт _{8,4} Аб _{1,6})	80		1388	1,54		
ОХ851	Онгонит, Онгон-Хайрхан, МНР (Што кварковая дайка)	60	45		$K_{\text{КОМБ}} = 0,55$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,23$	1,85
	ОМ	79	69	221			
	Альбит (№ 4-5)	79	20	78	1,0	0,29	0,35
	КПШ (Орт _{7,3} Аб _{2,7})	48	32	2083	0,61	0,46	9,42
	Слюда	158	158		2,0	1,91	
ОХ841/14	Онгонит, там же	74	40	308	$K_{\text{КОМБ}} = 1,07$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,28$	2,25
	ОМ	69	58	244			
	Альбит	110	24	155	1,59	0,41	0,64
	КПШ (Орт _{7,9} Аб _{2,1})	72	16	1486	1,04	0,28	6,09
	Слюда	72					0,79
ОХ853	Онгонит, Онгон-Хайрхан, МНР (Амазонитовая дайка)	120			$K_{\text{КОМБ}} = 1,80$		
	ОМ	76					
	Альбит (№ 4-5)	145			1,91		
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	151		722	1,99		
	Слюда	138	40		$K_{\text{КОМБ}} = 1,10$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,14$	
ОХ855	Онгонит, там же	110	60				
	ОМ	155	24		1,41	0,40	
	Альбит	71	31		0,65	0,52	
	КПШ	71	31		0,65		
	Слюда	72	690		0,65	11,5	
ОХ856	Онгонит, там же	55	52	491	$K_{\text{КОМБ}} = 0,86$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,34$	1,87
	ОМ	59	69	305			
	Альбит (№ 5-6)	59	36	268	1,0	0,52	0,88
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	71	21	1479	1,20	0,30	4,85
	Слюда	48	1450	1708	0,95	21,0	5,60
ОХ857	Онгонит, там же	82	71	378	$K_{\text{КОМБ}} = 1,25$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,81$	1,73
	ОМ	80	60	275			
	Альбит (№ 6)	120	62	167	1,50	0,33	0,61
	КПШ (Орт _{7,8} Аб _{2,2})	92	35	1152	1,15	0,58	4,19
	Слюда	240	1320	317	3,0	22,0	1,15
ОХ859	Онгонит, там же	100	60	280	$K_{\text{КОМБ}} = 1,38$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,48$	1,61
	ОМ	85	92	224			
	Альбит	138	30	159	1,62	0,33	0,71
	КПШ (Орт _{8,1} Аб _{1,9})	126	35	897	1,48	0,38	4,00
	Слюда	81	1280	963	0,95	13,9	4,30
ОХ655/7	Онгонит, там же	112	100	259	$K_{\text{КОМБ}} = 0,70$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,20$	3,73
	ОМ	126	127	167			
	Альбит (№ 6-7)	110	23	191	0,87	0,18	0,14
	КПШ (Орт _{8,5} Аб _{1,5})	55	38	2036	0,44	0,30	12,2
	Слюда	83	112	361	$K_{\text{КОМБ}} = 0,69$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,26$	3,26
ОХ655/9	Онгонит, там же	96	144	208			
	ОМ	100	66	210	1,04	0,46	1,01
	Альбит	55	15	1854	0,57	0,10	8,91
	КПШ (Орт _{8,4} Аб _{1,6})	72	52	444	$K_{\text{КОМБ}} = 1,33$	$K_{\text{КОМБ}} = 0,28$	
	Слюда	69	68	319			
ОХ655/29	Онгонит, там же	110	23	200	1,59	0,34	0,63
	ОМ	77	16	1416	1,12	0,24	4,44
	Альбит	76	58	395	$K_{\text{КОМБ}} = 1,12$		1,58
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	67	71	328			
	Слюда	96	28	198	1,39	0,39	0,60
ОХ655/48	Онгонит, там же	72		1667	1,07		5,08
	ОМ	76	102	355	$K_{\text{КОМБ}} = 1,43$		1,12
	Альбит	58	130	362			
	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	100	25	190	1,72	0,19	0,52
	Слюда	69		1580	1,19		4,36
ОХ655/54	Онгонит, там же	86	53	349	$K_{\text{КОМБ}} = 1,17$		1,39
	ОМ	87	71	241			
	Альбит						

Таблица 21 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья							
ОХ655/88	Альбит	126	56	175	1,45	0,79	0,73
	КПШ (Орт _{8,1} Аб _{1,8})	66		1620	0,76		6,72
	Онгонит, там же	85		388	K _{КОМБ} = 1,50	1,50	
	ОМ	72		333			
ОХ655/95	Альбит	130		162	1,81	0,49	
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	69		1580	0,96	4,74	
	Онгонит, там же	74	74	351	K _{КОМБ} = 1,57	1,81	
	ОМ	60	107	383			
ОХ655/96	Альбит	123		195	2,05	0,51	
	КПШ (Орт _{7,8} Аб _{2,2})	64	20,4	1609	1,07	0,19	
	Онгонит, там же	83		373	K _{КОМБ} = 1,36	1,30	
	ОМ	74		311			
ОХ1950	Альбит	123		171	1,66	0,55	
	КПШ (Орт _{8,3} Аб _{1,7})	84		1310	1,14	4,21	
	Онгонит, там же	69	54	415	K _{КОМБ} = 2,02		
	ОМ	56	55	359			
ОХ1951	Альбит	173	15	223	3,09	0,27	
	КПШ (Орт _{8,8} Аб _{1,2})	74		1518	1,32	0,62	
	Слюда	27	1450	3040	0,48	26,4	
	Топаз	15			0,27	8,47	
ОХ1952	Онгонит, там же	100	53		K _{КОМБ} = 2,40		
	ОМ	63	83				
	Альбит	290	27		4,60	0,32	
	КПШ	60			0,95		
ОХ1952	Слюда	112	1170		1,78	14,1	
	Топаз	19			0,30		
	Онгонит, там же	91	44				
	ОМ	58	55				
	КПШ	69			1,19		
ОХ1953	Слюда	126	960		2,17	17,4	
	Топаз	38	151		0,66	2,74	
	Онгонит, там же	81	39	337	K _{КОМБ} = 3,36		
	ОМ	56	55	438			
ОХ1954	Альбит	174	12		3,11	0,22	
	КПШ	262			4,68		
	Слюда	151	1320	537	2,70	24,0	
	Топаз	22			0,39	1,23	
ОХ1955	Онгонит, там же	645			K _{КОМБ} = 2,26		
	ОМ	63					
	Альбит	141			2,24		
	КПШ	46			0,73		
ОХ1956	Слюда	48		1585	0,76		
	Топаз	20			0,32		
	Онгонит, там же	58					
	ОМ	60	46				
ОХ1957	КПШ	100			1,07		
	Слюда	132	1820	592	2,20	39,6	
	Топаз	24			0,40		
	Онгонит, там же	100	100	287	K _{КОМБ} = 1,37		
ОМ	57,5	118	290				
ОХ1958	Альбит	151		130	2,63	0,45	
	КПШ (Орт _{8,9} Аб _{1,1})	24		193	0,42	1,70	
	Слюда	55	1660	1474	0,96	14,1	
	Топаз	19			0,33	5,08	
Бж1958	Онгонит, там же	91		288	K _{КОМБ} = 1,27		
	ОМ	96	11				
	Альбит	190		87	1,98		
	КПШ (Орт _{8,5} Аб _{1,5})	83		1408	0,86		
Бж1958	Слюда	126	230	667	1,31	20,9	
	Топаз	16,6	20		0,17	1,82	
	Онгонит, Балджи-Гол, МНР	162	236	211	K _{КОМБ} = 0,75		
	ОМ	191	176	174			
Бж1958	Альбит (№ 12-14)	148			0,77		
	КПШ (Орт _{6,8} Аб _{3,2})	210		430	1,10	2,47	
	Слюда	83	5500	866	0,43	31,2	
						4,98	

Таблица 21 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Онгониты и редкометалльные стекла Монголии и Забайкалья							
Бж1959	Онгонит, там же	174	173		$K_{\text{комб}} = 0,60$	$K_{\text{комб}} = 1,68$	
	ОМ	230	234				
	Альбит (№ 12-14)	148	44		0,64	0,19	
	КПШ	234	20		1,02	0,08	
	Слюда	52	5250		0,23	22,4	
Бж1960	Онгонит, там же	91	118				
	ОМ	132	138				
	Слюда	115	5250		0,87	98,0	
Бж1981	Онгонит, там же	91	151				
	ОМ	124	117				
	КПШ	166			1,34		
	Слюда	76	5250		0,61	44,9	
Муш4104	Онгонит, Тэг-Ула, МНР	50		720			
	ОМ (стекло)	55		563			
	КПШ (Орт _{8,2} Аб _{1,8})	79		684	1,4		1,21
Муш4129	Онгонит, Тэг-Ула, МНР	50	50	720			
	ОМ (стекло)	38	43	947			
	КПШ (Орт _{4,3} Аб _{5,7})	107		467	2,8		0,49
ДД4133	Онгонит, Дурбент-Дориту, МНР	49	40	750	$K_{\text{комб}} = 0,51$		
	ОМ (стекло)	36	22	1028			
	КПШ (Орт _{5,4} Аб _{4,6})	54		1363	1,5		1,30
	Кварц	1,1	26	1000	0,03	1,18	0,97
	Биотит	19	740	2579	0,53	33,6	2,51
АБ1700	Онгонит, Ары-Булак, Забайкалье	30	42		$K_{\text{комб}} = 0,88$	$K_{\text{комб}} = 0,64$	0,84
	ОМ	28	44	964			
	Альбит (№ 10-12)	29	35	621	1,04	0,80	0,64
	Санидин (Орт _{6,5} Аб _{3,5})	42	32	2048	1,50	0,72	2,12
	Слюда	4,8	300	16667	0,17	6,82	17,3
	Топаз	13			0,46		
АБ428	Онгонит, там же	37	30	1054	$K_{\text{комб}} = 1,07$	$K_{\text{комб}} = 0,27$	
	ОМ	23	25	1696			
	Альбит (№ 12-14)	40		500	1,74		0,29
	Санидин (Орт _{6,2} Аб _{3,8})	28		2911	1,22		1,72
	Кварц	3,3			0,14		
	Слюда	7,8	380	10320	0,34	15,2	6,08
	Топаз	16,6			0,72		
АБ500	Онгонит, там же	230	63	126	$K_{\text{комб}} = 0,64$	$K_{\text{комб}} = 1,61$	
	ОМ	195	38	159			
	Альбит (№ 6-8)	200	30	120	1,02	0,79	0,75
	Санидин (Орт _{4,8} Аб _{5,2})	190	25	295	0,97	0,66	1,86
	Кварц	12	21	150	0,06	0,55	0,94
	Слюда	105	290	748	0,54	7,63	4,70
	Топаз	19	32		0,10	0,84	
	Базальт, Камчатка, Толбачик, Южный прорыв [17]	1,86	105				
	ОМ	2,06	111	8786			
	Плагиоклаз (№ 57-61)	1,57	20	3440	0,76	0,18	0,30
О-в Святой Елены [66]							
1	Анкарармит					0,57	
	Оливин					0,19	
	Авгит						
2	Щелочной оливиновый базальт						
	Оливин				0,68	1,81	
	Авгит				0,59	0,96	
О-в Гран-Канария [66]							
3	Щелочной оливиновый базальт						
	Оливин					1,85	
	Авгит					0,30	
4	Трахибазальт				1,61		
	Оливин					0,83	
	Авгит					0,51	
	Керсутит					0,68	

Таблица 21 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Дацитовые пемзы США и Японии [131]							
1	Пемза Гласьер Пик, США Плагиоклаз (№ 48)					0,51	
2	Пемза Хеленс, США Плагиоклаз (№ 41)					0,26	
3	Пемза Мазама, США Плагиоклаз (№ 40)					0,28	
4	Пемза Кюсю, Япония Плагиоклаз (№ 49)					0,49	
5	Пемза Тумако, США Плагиоклаз (№ 23)					0,39	
6	Пемза Мазама, США Плагиоклаз (№ 40)					0,33	
Эффузивы США и Атлантики [160]							
10С4	Толейт, Срединный Атлантический хребет Стекло	0,88					
	Плагиоклаз	0,12			0,14		
1154	Толейт, Корд Ридх Стекло	2,08					
	Плагиоклаз	1,40			0,67		
70-15	Толейт, Мак Кинней Стекло	5,62					
	Плагиоклаз	0,60			0,11		
73-106	Гавайит, Суан Батте Стекло	17,7					
	Плагиоклаз	1,71			0,10		
С3-3ВВ	Дацит, Мазама Стекло	12,3					
	Плагиоклаз	3,56			0,29		
С3-9А	Риодацит, там же Стекло	14,5					
	Плагиоклаз	4,30			0,30		
АС-1	Риолит, там же Стекло	12,8					
	Плагиоклаз	3,92			0,31		
АС-5	Риолит, там же Стекло	11,8					
	Плагиоклаз	3,54			0,30		
67L2068	Риолит, Раньер Меса Стекло	34,8					
	Плагиоклаз	24,5			0,70		
	Санидин	47,6			1,37		
67L206С	Кварцевый латит, там же Стекло	28,5					
	Плагиоклаз	12,3			0,43		
	Санидин	31,3			1,10		
67L210	Риолит, там же Стекло	32,5					
	Санидин	32,0			0,98		
67L211	Кварцевый латит, там же Стекло	23,1					
	Плагиоклаз	12,2			0,53		
	Санидин	22,6			0,98		
DS-10	Кварцевый латит, Фишер-Криид Кальдера Стекло	27,5					
	Плагиоклаз	13,1			0,48		
	Санидин	31,8			1,16		
73L52В	Кварцевый латит, Барнс Стекло	25,1					
	Плагиоклаз	10,4			0,41		
71L90	Риолит, там же Стекло	23,5					
	Санидин	23,6			1,00		
PS-A	Риолит, Идавада Стекло	30,1					
	Санидин	29,6			0,98		

Таблица 21 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Эффузивы США и Атлантики [160]							
JK-A	Риолит, там же						
	Стекло	29,4					
	Плаггиоклаз	23,0			0,78		
72-0-76	Риолит, Нед Перс Флоу, Йеллоустоун						
	Стекло	32,9					
	Санидин	27,6			0,84		
YG72-5	Риолит, там же						
	Стекло	33,5					
	Санидин	28,5			0,85		
15-65-K	Риолит, Мано Кратерс						
	Стекло	28,8					
	Плаггиоклаз	14,4			0,50		
	Санидин	30,2			1,05		
7S-III	Риолит, там же						
	Стекло	41,6					
	Плаггиоклаз	14,4			0,35		
	Санидин	36,8			0,88		
CaS-I	Риолит, Идавада						
	Стекло	29,1					
	Санидин	30,0			1,03		
Щелочная серия Илимауссакской интрузии. Гренландия [158]							
153131	Нефелиновый трахит						
	Оливин				0,143		
	Пироксен				0,126		
153099	Трахитовый фонолит						
	Санидин				0,208		
	Оливин				0,506		
153200	Пироксен				0,102		
	Нефелиновый фонолит						
	Нефелин				0,149		

влияния на вариации содержаний свинца в остаточных расплавах ввиду значений K_1^{Pb} , близких к единице.

Оцененный K_p^{Pb} между плагиоклазом и стеклом субщелочного базальта Толбачинского извержения на Камчатке (1975—1976 гг.), соответствующий условиям кристаллизации полевого шпата при $T = 1140\text{--}1200^\circ\text{C}$ и $P_{H_2O} = 0\text{--}0,5$ кбар, оказался наиболее высоким (0,76) по отношению к породам основного и среднего состава, рассмотренным выше [71]. Однако K_2^{Zn} для плагиоклаза из данного базальта имеет более низкое значение, чем K_2^{Pb} для него, а также по сравнению с K_p^{Zn} плагиоклазов из андезитов и дацитов других выше рассмотренных регионов.

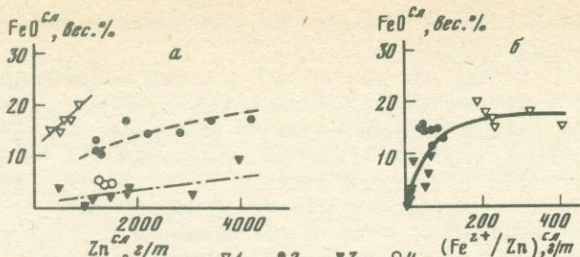
Л.Н. Когарко с соавторами [66] выявила зависимость коэффициентов распределения цинка от состава базальтовых расплавов и температуры кристаллизации в них кристаллических фаз (см. табл. 21). Во-первых, для всех исследованных пород K_p^{Zn} для оливина заметно выше, чем для авгита, при этом оливин из щелочного базальта имеет K_p^{Xn} , превышающий единицу. В то же время величина этого коэффициента для оливина из анкарарамита и трахибазальта ниже единицы. Во-вторых, значения коэффициентов распределения цинка между оливином и основной массой, а также авгитом и основной массой для относительно низкотемпературных (1240°C) щелочных базальтов существенно более высокие по сравнению с величинами этих характеристик для высокотемпературных (1300°C) анкарарамитов. Для свинца в рассматриваемой серии пород имеется меньшее количество данных по K_p^{Pb} , значения которого для оливина и авгита варьируют в весьма узких пределах (0,59—0,68).

В породах латитовой серии Забайкалья (шошонит—латит—трахидацит) только авгит ($K_8^{Pb} = 2,37$) и магнетит ($K_{10}^{Pb} = 12,12$) играют роль важных концентраторов свинца при кристаллизации расплава. Для всех остальных минералов средние коэффициенты распределения элемента меньше единицы: плагиоклаз (0,62), гиперстен (0,86), диопсид (0,71), амфибол (0,75), биотит (0,15). Однако цинк проявляет большую склонность к вхождению в кристаллизующиеся фазы, среди которых лишь плагиоклаз имеет $K_2^{Zn} < 1$ (0,31). Темноцветные минералы пород латитовой серии по способности концентрировать цинк, т.е. по мере уменьшения значений его коэффициента распределения, можно расположить в следующий ряд: магнетит (35,0), гиперстен (17,8), амфибол (6,9), биотит (5,0), диопсид-геденбергит (3,9) [105].

Средние значения $K_{\text{комб}}$ для свинца (0,75) и цинка (3,17) в эффузивных и субвулканических породах латитовой серии Забайкалья согласуются с поведением этих рудных элементов от шошонитов к риолитам, т.е. с накоплением свинца и уменьшением содержаний цинка в этом ряду пород. Полученные оценки данных комбинированных коэффициентов вполне совпадают с величиной $K_{\text{комб}}^{Pb}$ (0,55—0,65) и существенно выше значения $K_{\text{комб}}^{Zn}$ (1,0), рассчитанных И.Д. Рябчиковым [92] для гранитоидов.

Детальный анализ распределения и поведения свинца и цинка в кислых породах был проведен на примере онгонитов [8]. Для них выведена следующая последовательность фаз-концентраторов: свинца — $Сл > Аб > > КПШ \geq Ом$ и цинка — $Сл \geq Ом > КПШ \geq Аб$. Главным носителем Pb и особенно Zn онгонитов является основная масса. Наибольшая величина K/Pb установлена для вкрапленников КПШ и слюд, а наименьшее значение этого отношения отмечается для вкрапленников альбита.

Отчетливый концентратор цинка в онгонитах — слюда (биотит, циннвальдит и литиевый фенгит-мусковит). Однако на долю этого минерала прихо-



Р и с. 62. Соотношение содержаний цинка и железа в слюдах редкометалльных литий-фтористых гранитов Жанчивланского массива МНР (а) и зависимость Fe^{2+}/Zn отношения от концентрации железа в этих слюдах (б)

1 — лейкограниты; 2 — микроклин-альбитовые и амазонит-альбитовые граниты; 3 — альбит-лепидолитовые граниты; 4 — онгониты

дится обычно менее 10–15% элемента в общем балансе его в породе. Избирательное концентрирование Zn в слюдах онгонитов объясняется его кристаллохимической связью с Fe и Mg. Однако связь рудного элемента с Fe в слюдах не прямолинейная, а отношение Fe^{2+}/Zn сильно колеблется (рис. 62). Для слюд редкометалльных литий-фтористых гранитов намечаются относительно независимые прямолинейные корреляционные связи между концентрациями цинка и железа (см. рис. 62, а) для лейкогранитов (алаяскитов), микроклин-альбитовых и амазонит-альбитовых гранитов, альбит-лепидолитовых гранитов и онгонитов. Слюды в этом ряду пород меняют свой состав от биотита через циннвальдит и Li-фенгит-мусковит до лепидолита [89]. Самое высокое значение Fe^{2+}/Zn отношения отмечается в наиболее железистых слюдах, и оно резко понижается в маложелезистых лепидолитах. Таким образом, изоморфизм цинка и железа в литиево-железистых слюдах не монотонный и зависит от состава слюд.

Для большинства исследованных проб онгонитов коэффициент распределения свинца между полевыми шпатами и основной массой приближается к единице или несколько превышает ее. При этом обычно $K_2^{Pb} > K_1^{Pb}$. Наиболее высоких значений достигает K_3^{Pb} (см. табл. 21). $K_{комб}^{Pb}$ в онгонитах близок к единице и в среднем составляет 1,11. Это близко к среднему значению $K_{комб}^{Pb}$ (1,08), вычисленному для кислых эффузивов Забайкалья разной степени закристаллизованности [83].

Отмечена зависимость коэффициентов распределения свинца от общего содержания вкрапленников в онгонитах, которая выражается в уменьшении значений K_2^{Pb} и $K_{комб}^{Pb}$ и увеличении K_3^{Pb} по мере роста количества вкрапленников в породе. Парный коэффициент корреляции между величинами $K_{комб}^{Pb}$ и валовым содержанием вкрапленников в онгонитах статистически значим и равен $0,508 \pm 0,105$. Возможно, что корреляционная связь между $K_{комб}^{Pb}$ и содержанием вкрапленников (степенью закристаллизованности онгонитов) частично отражает прямолинейную зависимость между $K_{комб}^{Pb}$ и концентрацией фтора в онгонитах в области 0,5–1,8% последнего, поскольку с увеличением степени закристаллизованности онгонитов концентрация фтора в них, как правило, падает. Не исключено, что здесь проявляется температурная зависимость $K_{комб}^{Pb}$, если допустить повышение степени закристаллизованности онгонитов при понижении температуры их магмы. Это допущение вероятно и в связи с данными Р.Д. Гаврилина с соавторами [27], которые показали понижение содержания свинца в мелких вкрапленниках КПШ поздних генераций. Коэффициент распределения Pb между КПШ и основной массой изученных ими граносиенитов также пони-

жается в более поздних вкрапленниках или с понижением температуры расплава.

Для цинка K_1^{Zn} и K_2^{Zn} во всех случаях меньше единицы. Однако K_3^{Zn} всегда превышает единицу и колеблется в интервале от 1,16 до 22,0. $K_{комб}^{Zn}$ в большинстве случаев значительно меньше единицы и в среднем составляет 0,40. В отличие от свинца для K_3^{Zn} намечается обратная корреляционная связь со степенью закристаллизованности (валовым содержанием вкрапленников), которая может быть отражением прямолинейной зависимости коэффициента распределения элемента между слюдой и основной массой от концентрации фтора в основной массе. В связи с весьма значительным превышением K_3^{Zn} над K_1^{Zn} и K_2^{Zn} доля слюды в $K_{комб}^{Zn}$ весьма велика (до 50%), несмотря на низкое содержание слюды во фракции вкрапленников онгонитов (1,0–1,5%). Поэтому значения $K_{комб}^{Zn}$ оказываются надежными только для проб с вычисленными K_3^{Zn} или для онгонитов сравнительно бедных фтором и с соответственно низкими значениями K_3^{Zn} [8].

Для пород щелочной серии Илимауссакской интрузии (Гренландия) оценка K_p^{Pb} показала их более низкие величины для оливина, пироксена и санидина по сравнению с образованиями известково-щелочных серий (см. табл. 21). Возможно, это связано с высокой щелочностью исходных расплавов, обуславливающей увеличение степени их деполимеризации и роста содержаний в них комплексных соединений. В какой-то мере это подтверждается еще большим уменьшением K_p^{Pb} для оливина и пироксена в ряду дифференциации от трахита (950°С) к фонолиту (850°С), проходящей на фоне повышения щелочности пород.

Экспериментальные данные по распределению свинца между калиевым полевым шпатом и водными растворами хлорида калия в условиях высоких температур и давлений впервые были получены Н.Г. Сретенской [98]. Ей удалось показать, что при кристаллизации КПШ из раствора коэффициент распределения свинца (или коэффициент разделения свинца и калия) меньше единицы при температуре ниже 700°С и величина его уменьшается с понижением температуры.

Проведено также экспериментальное изучение распределения Zn и Pb между сульфидной и силикатной жидкостью в системе FeS—FeO—SiO₂ с добавкой 10–20% синтетических ZnS и PbS. Коэффициенты распределения рудных элементов для природных сульфидных жидкостей, находящихся в равновесии с базальтовыми магмами, оценены в 0,1–0,5 для цинка и более 10 — для свинца [187].

В табл. 21 представлены наряду с уже рассмотренными литературными оригинальные данные авторов по содержаниям свинца и цинка и коэффициентам распределения элементов в минералах различных по вещественному составу серий эффузивных и субвулканических пород. Рассчитанные средние значения K_p^{Pb} и K_p^{Zn} для отдельных минералов приведены в табл. 22.

Зависимость коэффициентов распределения свинца и цинка от кремнекислотности магматических пород (рис. 63) выражается в резком возрастании вариаций этих параметров для пород среднего и особенно кислого состава по сравнению с основными вулканитами. В средних по составу породах (60–65% SiO₂) наибольшие значения коэффициентов распределения обоих элементов зафиксированы в магнетитах, тогда как для кислых образований (70–75% SiO₂) максимальных значений указанные коэффициенты достигают в полевых шпатах и слюдах для свинца и в слюдах для цинка. В целом следует отметить тенденцию увеличения K_p^{Pb} для плагиоклаза, щелочного полевого шпата и слюды и K_p^{Zn} для пироксена, амфибола и слюды по мере роста кремнекислотности магматических пород. Заметное постоянство

Таблица 22

Средние значения коэффициентов распределения Pb и Zn для магматических пород

Минерал	Известково-щелочная и латитовая серии		Щелочная серия		Онгониты	
	K_p^{Pb}	K_p^{Zn}	K_p^{Pb}	K_p^{Zn}	K_p^{Pb}	K_p^{Zn}
КПШ	1,20(6)*	0,83 (1)	0,72 (21)	—	1,06 (22)	0,40 (14)
Плагиоклаз	0,52 (8)	0,53 (3)	0,86 (3)	—	1,44 (22)	0,37 (18)
Кварц	0,23 (6)	1,12 (2)	0,15 (2)	0,24 (1)	0,08 (3)	0,86 (2)
Слюда	0,68 (10)	4,99 (9)	0,32 (12)	11,2 (13)	1,69 (10)	8,44 (8)
Амфибол	0,45 (1)	5,56 (1)	—	3,59 (1)	—	—
Пироксен	1,24 (2)	8,02 (3)	0,19 (1)	2,48 (2)	—	—
Магнетит	5,7 (4)	34,7 (4)	1,8 (1)	0,55 (1)	—	—
Топаз	—	—	—	—	0,37 (11)	1,80 (3)
$K_{комб}$	0,65 (8)	—	0,77 (6)	0,96 (2)	1,11 (22)	0,40 (13)

* В скобках — число анализированных проб.

имеют коэффициенты распределения свинца для кварца и цинка для плагиоклаза, КПШ и кварца.

Закономерные изменения коэффициентов распределения свинца и цинка наблюдаются и при изменении щелочности пород. В вулканитах щелочной серии (комендиты, пантеллериты, трахиты), как правило, средние значения K_p^{Pb} и K_p^{Zn} для всех минералов (за исключением K_2^{Pb} и K_3^{Zn}) ниже по сравнению с величинами этих коэффициентов для пород известково-щелочной и латитовой серий (см. табл. 22).

В среднем коэффициенты распределения свинца превышают единицу или близки к ней для полевых шпатов, пироксена и магнетита, а цинка — для слюды, амфибола, пироксена, магнетита и кварца. В онгонитах слюда имеет $K_3^{Pb} > 1$, а топаз — $K_{13}^{Zn} > 1$.

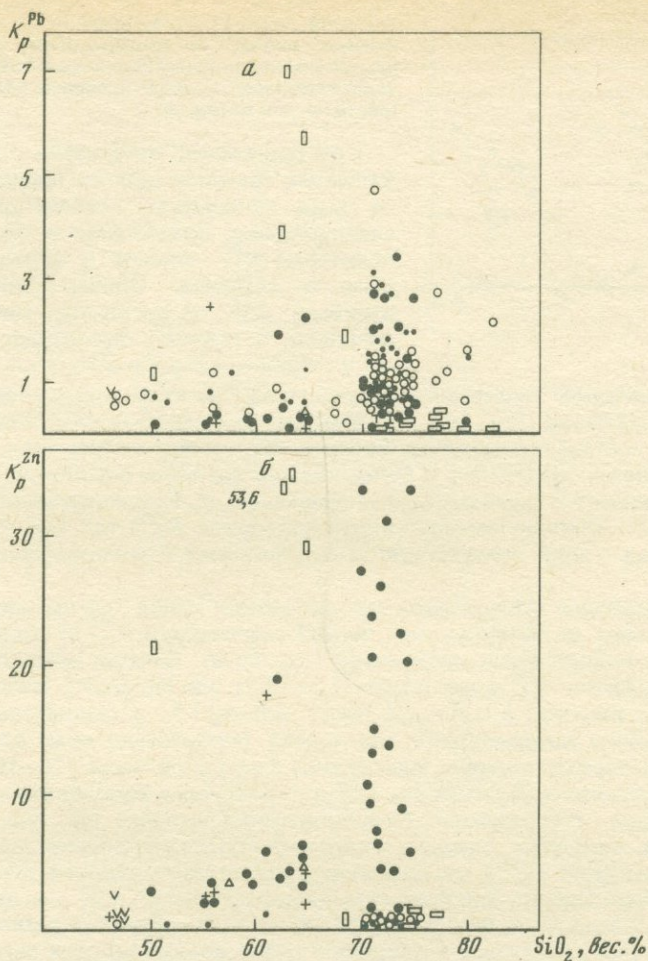
В разных по составу сериях магматических пород $K_{комб}^{Pb}$ не испытывает больших колебаний и в среднем приближается к единице. В онгонитах $K_{комб}^{Pb}$ несколько выше по сравнению с другими породами.

В вулканитах щелочной серии $K_{комб}^{Zn}$ имеет среднее значение близкое к единице и более низкое — в онгонитах. Эти различия обусловлены значительной ролью минералов-концентраторов цинка в первых (слюда, амфибол, пироксен) и отсутствием их в онгонитах, содержащих редкие вкрапленники слюды, которые не имеют большого значения в балансе цинка в этих породах.

Подчеркнем, что рассчитанные средние значения $K_{комб}^{Pb, Zn}$ для эффузивных и субвулканических пород известково-щелочной, латитовой и щелочной серий (за исключением $K_{комб}^{Zn}$ для латитов) [105] близки к теоретическим оценкам этих коэффициентов, полученных И.Д.Рябчиковым [92].

В связи с важной ролью для свинца полевых шпатов, а для цинка железомagneзиальных минералов в балансе этих элементов при кристаллизации магматических пород рассмотрим зависимости K_p^{Pb} и K_p^{Zn} в указанных минералах от различных факторов.

Для свинца установлена связь коэффициентов распределения элемента в полевых шпатах с составом последних и уровнем его содержания в основной массе или в остаточном расплаве. В полевых шпатах онгонитов наибольшие вариации K_p^{Pb} , как и для $K_{комб}^{Pb}$, фиксируются при содержаниях Pb в

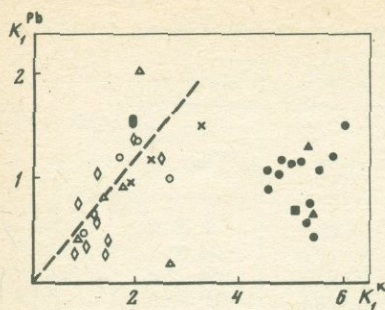


Р и с. 63. Зависимость коэффициентов распределения свинца и цинка для различных минералов от кремнекислотности магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 45

основной массе 50–70 г/т. Для всех остальных вулканитов наибольшие колебания K_p^{Pb} в полевых шпатах отмечаются на уровнях кларковых содержания свинца в этих породах (20–40 г/т).

Для области кларковых содержаний свинца в расплаве (основной массе) обнаруживается четкая зависимость K_1^{Pb} от концентрации калия в щелочном полевоом шпате, т.е. в более калиевых щелочных полевых шпатах величина коэффициента закономерно растет. Для более высоких содержаний свинца в магме (60 г/т и выше) влияние состава КПШ на K_1^{Pb} , по-видимому, незначительно, поскольку широкие вариации коэффициента распределения Pb в онгонитах проявлены при близких составах КПШ.

Указанная зависимость подтверждается также прямой корреляцией между коэффициентами распределения свинца и калия (рис. 64) для всех рассматриваемых пород, за исключением онгонитов.



Р и с. 64. Зависимость коэффициента распределения свинца от коэффициента распределения калия для щелочного полевого шпата магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 46

Кристаллизация относительно более калиевых полевых шпатов происходит по мере понижения температуры, и, следовательно, возрастание в этом направлении K_1^{Pb} связано с температурным параметром. Однако широкие вариации K_1^{Pb} в онгонитах связаны, очевидно, с другими факторами, один из которых — влияние флюидной фазы.

Отмеченная ранее тенденция увеличения K_2^{Pb} по мере повышения кремнекислотности пород (см. рис. 63) отражается в зависимости этого коэффициента от состава плагиоклаза. Значение K_2^{Pb} растет от основных и средних плагиоклазов эффузивов к более кислым альбитам онгонитов, для которых K_2^{Pb} достигает единицы и даже превышает ее. Указанная зависимость подтверждает влияние температурного фактора на K_2^{Pb} , так как элемент-хозяин свинца—калий присутствует в плагиоклазах в минимальных количествах.

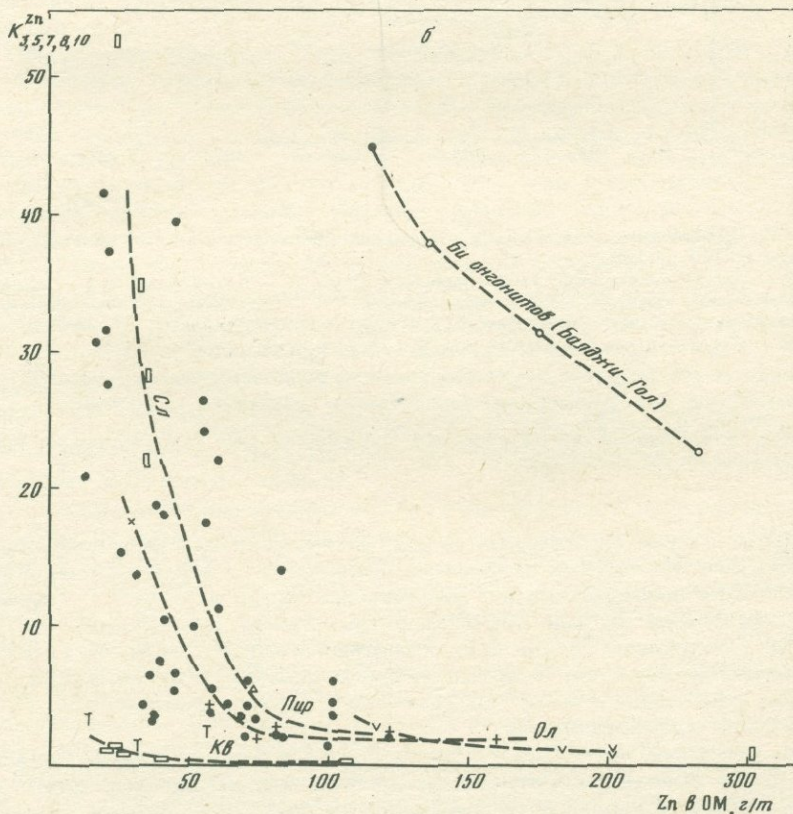
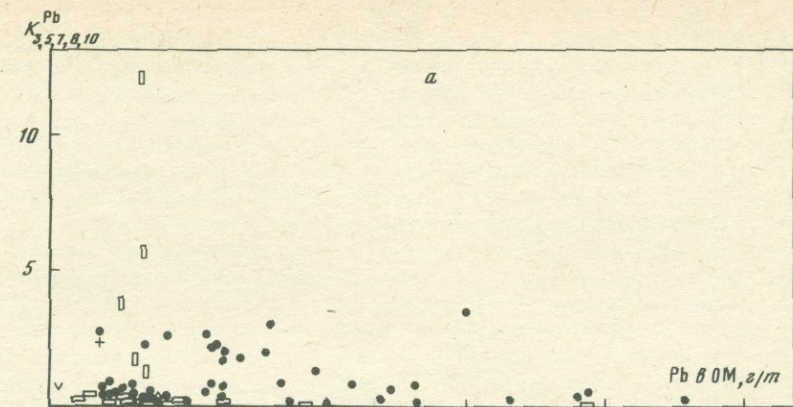
Другие минералы исследуемых магматических пород (слюда, пироксен, магнетит, кварц) не обнаруживают четкой зависимости K_p^{Pb} от содержания элемента в основной массе вулканитов (рис. 65, а). Следует лишь отметить широкие колебания K_p^{Pb} в магнетите (1,1—12,1) при близких к кларковым содержаниям элемента в основной массе (20—40 г/т) и сравнительно постоянное значение коэффициента для кварца (значительно ниже единицы) в широком интервале концентрации свинца в основной массе (10—195 г/т).

Более определена зависимость K_p^{Zn} для различных темноцветных минералов и кварца от содержания Zn в остаточном расплаве (см. рис. 65, б). Для оливина, пироксена, слюды и кварца проявлена однонаправленная тенденция уменьшения K_p^{Zn} с увеличением концентрации рудного элемента в основной массе. Однако для разных минералов значения K_p^{Zn} и их вариации при низких содержаниях цинка в основной массе существенно различаются. Наименьшие они для кварца и оливина и резко возрастают для пироксена, и особенно для слюды и магнетита. Упомянутые различия в характере распределения цинка между отдельными минералами и основной массой магматических пород связаны, очевидно, с кристаллохимическими особенностями или составом этих минеральных фаз, что уже отмечалось выше. Влияние этого фактора на распределение цинка (см. рис. 65, б) видно и на примере слюд, различающихся по составу (литий-железистых биотитов из онгонитов Балджи-Гол и литиевых фенгит-мусковитов из онгонитов Онгон-Хайрхан, см. табл. 9).

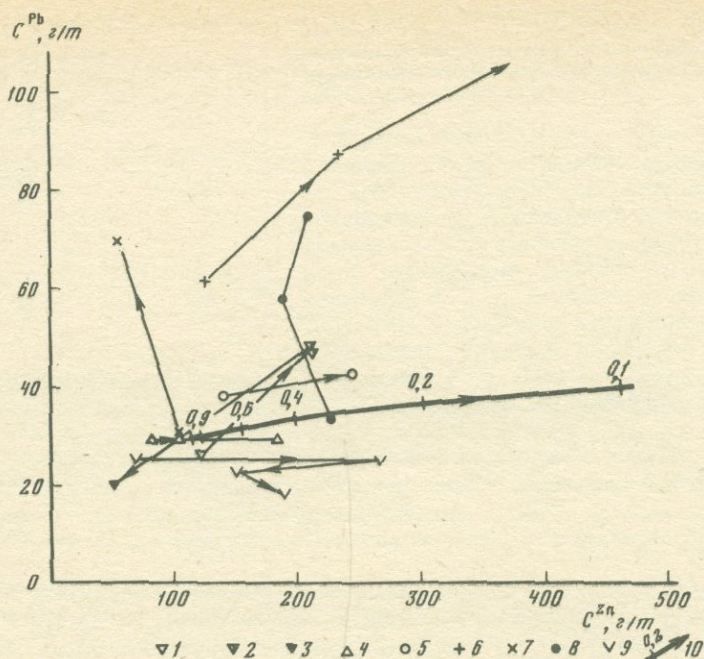
Рассмотрим поведение свинца и цинка в магматических породах и, в частности, в гранитах с позиции полученных нами значений коэффициентов распределения элементов.

На рис. 66 показаны средние концентрации Pb и Zn в магмах литий-фтористых гранитов, из которых сформировались различные массивы МНР. Концентрации в магмах рассчитывались исходя из средних содержаний Pb и Zn в породах [45, 89] и средних величин K_p^{Pb} , Zn в онгонитах.

Судя по имеющимся данным, концентрации Pb и Zn в исходных магмах литий-фтористых гранитов сильно варьируют в различных массивах. Меня-



Р и с. 65. Зависимость коэффициентов распределения свинца (а) и цинка (б) для слюды (3), кварца (5), пироксена (7), амфибола (8) и магнетита (10) от содержаний элементов в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 45



Р и с. 66. Поведение свинца и цинка в расплавах редкометалльных литий-фтористых гранитов, по [45, 56, 89]

1–8 – массивы Монголии: 1–3 – Жанчивланский (1 – лейкограниты, 2 – микроклин-альбитовые и амзонит-альбитовые граниты, 3 – альбит-лепидолитовые граниты), 4 – Багагазрынский, 5 – Югодзырский, 6 – Юдыгыинский Западный, 7 – Цагандабинский, 8 – Барунцогтинский Восточный; 9 – Рудогорские граниты (ГДР); 10 – теоретическая кривая распределения свинца и цинка в остаточных расплавах при $K_{\text{комб}}^{\text{Pb}} = 0,8$; $K_{\text{комб}}^{\text{Zn}} = 0,3$; $C_{\text{Pb}}^0 = 3 \text{ г/т}$; $C_{\text{Zn}}^0 = 106 \text{ г/т}$; стрелки показывают направление изменения концентраций свинца и цинка в последовательных фазах массивов; цифры – доли остаточных расплавов

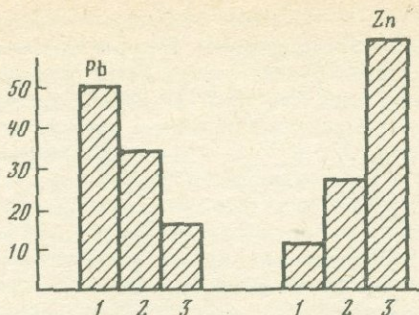
ется также и характер поведения рудных элементов в расплавах последовательных фаз в конкретных массивах. В одних массивах отмечается накопление Pb и Zn в последовательных дифференциатах магм, в других – происходит накопление Pb при практически постоянной концентрации Zn, в третьих – накопление Zn при слабых вариациях концентрации Pb, а в Жанчивланском массиве при переходе от лейкогранитов через микроклин- и амзонит-альбитовые и альбит-лепидолитовые граниты концентрации Pb и Zn проходят через максимумы.

Если допустить, что $K_{\text{комб}}^{\text{Pb}} = 0,8$ и $K_{\text{комб}}^{\text{Zn}} = 0,3$ (малофтористые составы [8]), то при фракционной кристаллизационной дифференциации гранитной магмы должно наблюдаться последовательное повышение концентраций Pb и Zn в остаточных магмах в соответствии с теоретической кривой (см. рис. 66). В ряде массивов эмпирическая картина поведения Pb и Zn качественно близка к теоретической (Юдыгыинский, Абдарский, Ара-Унчжультский, Югодзырский массивы). Для остальных случаев мы должны либо принять, что процессы фракционирования с принятыми нами условиями не оказали существенного влияния на характер распределения Pb и Zn в грани-

тах, либо рассмотреть в качестве объяснения возможности изменения $K_{\text{комб}}^{\text{Pb, Zn}}$ в зависимости от содержания фтора и степени закристаллизованности онгонитов. Во всех случаях, кроме Рудогорских гранитов ГДР [56] и Бага-Газрынского массива МНР (см. рис. 66), в последовательных дифференциатах магм литий-фтористых гранитов происходит увеличение содержания Pb, что согласуется с $K_{\text{комб}}^{\text{Pb}} < 1$ малофтористых составов материнских гранитных магм (при содержании фтора не выше 0,9 вес. %). По мере возрастания количества фтора в гранитной магме величина $K_{\text{комб}}^{\text{Pb}}$ возрастает до 1,2—1,4, в связи с чем в последовательных дифференциатах начнется понижение концентрации свинца. Видимо, этим объясняется факт прохождения через максимум концентрации в расплавах пород наиболее дифференцированного Жанчивланского массива. Повышенная активность фтора по сравнению с другими массивами литий-фтористых гранитов характерна для гранитов ГДР и Бага-Газрынского массива [56] в связи с чем при их образовании $K_{\text{комб}}^{\text{Pb}} \approx 1$ и отмечается слабое изменение содержаний Pb в поздних дифференциатах. Следовательно, поведение Pb в литий-фтористых гранитах не противоречит нашим представлениям о механизме фракционирования магмы.

При анализе поведения Zn выясняется также, что в большинстве изученных массивов (кроме Цаган-Дабинского и Барун-Цогтинского) отмечается повышение содержания элемента в поздних дифференциатах в соответствии с условием $K_{\text{комб}}^{\text{Zn}} < 1$. В то же время имеются данные, что при кристаллизации литий-фтористых гранитов содержание слюд во фракции вкрапленников выше, чем для онгонитов (1,0—1,5%): для лейкогранитов — 2,6%, для микроклин- и амазонит-альбитовых гранитов — 3,8%, для альбит-лепидолитовых гранитов — 4% [89]. Если это так, то величина $K_{\text{комб}}^{\text{Zn}}$ для гранитов должна быть несколько выше, чем для онгонитов, и приближаться к единице либо становиться больше ее. Следовательно, при переходе от материнских лейкогранитов к альбит-лепидолитовым гранитам количество слюды, кристаллизующейся из расплава, достигает максимума, в связи с чем абсолютное значение $K_{\text{комб}}^{\text{Zn}}$ проходит через единицу. Такие вариации $K_{\text{комб}}^{\text{Zn}}$ объясняют изменение через максимум концентраций Zn при дифференциации пород Жанчивланского массива и постоянство их для гранитов Цаган-Дабинского и Барун-Цогтинского массивов, для которых $K_{\text{комб}}^{\text{Zn}}$ оказывается близким к единице.

В общем случае для магматических пород величина $K_{\text{комб}}^{\text{Pb}}$ определяется составом полевых шпатов, играющих главную роль среди минералов в балансе свинца при кристаллизации магмы, а также содержанием в ней свинца и фтора, в то время как величина $K_{\text{комб}}^{\text{Zn}}$ еще дополнительно и в большей степени зависит от содержания слюд и других темноцветных концентраторов цинка, кристаллизующихся из расплава, поскольку $K_3^{\text{Zn}} \gg K_1^{\text{Zn}}$ и K_2^{Zn} . Для весьма бедных фемическими минералами магм литий-фтористых гранитов часто $K_{\text{комб}}^{\text{Zn}} < 1$, в связи с чем цинк может накапливаться в поздних дифференциатах. Для богатых темноцветными минералами эффузивов и гранодиорит-гранитных массивов $K_{\text{комб}}^{\text{Zn}} \geq 1$, поэтому концентрация цинка в поздних дифференциатах сохраняется постоянной или понижается (рис. 67). Таким образом, мы получаем объяснение двух геохимических тенденций в поведении Zn при становлении гранитных массивов: для литий-фтористых гранитов — преимущественное накопление, иногда прохождение через максимум; для обычных стандартных гранитов и гранодиоритов — преимущественное понижение содержаний [103]. При этом концентрация Pb в поздних дифференциатах повышается в соответствии со значением $K_{\text{комб}}^{\text{Pb}} < 1$ в наиболее распространенных малофтористых гранитных



Р и с. 67. Поведение свинца и цинка в гранитах стандартного типа и гранодиоритах

По оси ординат — доля массивов с определенной тенденцией в поведении свинца и цинка: 1 — массивы с накоплением свинца и цинка в поздних фазах; 2 — массивы с близкими содержаниями свинца и цинка в последовательных интрузивных фазах; 3 — массивы с понижением содержаний свинца и цинка в последовательных фазах. Общее количество массивов для свинца — 50, для цинка — 47

магмах вне существенной зависимости от концентрации биотита в кристаллизующемся расплаве.

В соответствии с тем, что величина $D_{\text{КОМБ}}^{K/Pb} > 1$ (см. табл. 21) в большинстве массивов литий-фтористых гранитов в поздних фазах происходит понижение величины K/Pb . Однако в Жанчивланском массиве эта величина проходит через минимум, а в Бага-Газрынском массиве и гранитоидах ГДР остается практически постоянной. Объяснения этим отклонениям пока не найдено.

Нами ранее было показано, что в онгонитах с увеличением степени закристаллизованности средние содержания Pb и Zn, увеличиваясь, проходят через минимум в области онгонитов, содержащих 10–20% вкрапленников всех минералов [47]. С позиции допущения механизма фракционирования вкрапленников онгонитовой магмы эта картина может быть объяснена обратной корреляционной связью величин $K_{\text{КОМБ}}^{Pb}$ и $K_{\text{КОМБ}}^{Zn}$ со степенью закристаллизованности онгонитов. Тогда афировые онгониты могли отражать содержание Pb и Zn в исходной магме, а упомянутые выше минимумы концентраций обоих элементов возникли в процессе фракционирования онгонитовой магмы при $K_{\text{КОМБ}} > 1$. С увеличением степени закристаллизованности величины $K_{\text{КОМБ}}^{Pb, Zn}$ падают до значений, меньших единицы, в связи с чем происходило накопление Pb и Zn по направлению к центру дайки [47].

В данном случае на величину $K_{\text{КОМБ}}^{Pb, Zn}$ через степень закристаллизованности, по-видимому, влияют содержание фтора в магме и ее температура.

Еще раз подчеркнем, что имеется отчетливая связь между $K_{\text{КОМБ}}^{Pb, Zn}$ и $D_{K/Pb}$, а также значениями $D_1^{K/Pb}$, K_3^{Zn} , K_3^{Pb} и содержаниями фтора в магме. Для K_3^{Zn} это значит, что константа обменной реакции типа $Zn_{\text{Сл}} + ж \rightleftharpoons \rightleftharpoons \text{Сл} + Zn_{\text{ж}}$ зависит от активности фтора в системе. В частности, в связи с ростом K_3^{Zn} при увеличении содержания фтора происходит разрушение каких-то соединений цинка с фтором в расплавах и переход Zn в структуру слюды. Очевидно, фтор не только влияет на процессы обмена расплава и кристаллов Pb и Zn, но и на способность изоморфного замещения калия свинцом в полевых шпатах: $K_{\text{к}} + Pb_{\text{ж}} \rightleftharpoons Pb_{\text{к}} + K_{\text{ж}}$. С увеличением содержания фтора в системе константа указанной обменной реакции для КППШ проходит через минимум, для которого отмечается наибольшее значение K/Pb в расплаве в связи с разрушением каких-то соединений свинца с фтором,

Полиметаллические месторождения, связанные с богатыми фтором литий-фтористыми гранитами, не известны. Этот факт можно объяснить разными причинами, в частности геохимической связью Pb и Zn с хлором, а не с фтором [92]. Однако близкая к единице величина $K_{\text{комб}}^{\text{Pb}}$ в богатых фтором магмах литий-фтористых гранитов также должна препятствовать значительному транспорту Pb из позднемагматического расплава в постмагматический раствор. Возможно, поэтому в наиболее ранних постмагматических цвиттерах и кварц-лепидолитовых грейзенах отмечается понижение по сравнению с исходными гранитами концентраций Pb на фоне некоторого увеличения содержания Zn [89].

Таким образом, главные черты геохимического поведения Pb и Zn не противоречат допущению существенного участия процессов фракционной дифференциации магмы при становлении последовательных фаз гранитоидных массивов. Однако при анализе поведения рассматриваемых рудных элементов в магматических процессах необходимо учитывать их участие в процессах эманационной дифференциации. Об этом свидетельствуют приведенные выше данные, а также теоретические оценки достаточно высоких концентраций Pb и Zn в магматическом водно-хлоридном флюиде, равновесном с магмой гранитного состава [92].

ФТОР

По распределению фтора между вкрапленниками и основной массой магматических пород практически опубликованных материалов нет. Исключения составляют предварительные данные по онгонитам [57], экспериментальные данные по системам гранит— H_2O —HF, онгонит— H_2O —HF [58], теоретические оценки в работах И.Д.Рябчикова [92] и Л.Н.Когарко [62].

Имеющиеся данные по средним значениям коэффициентов распределения фтора в магматических породах, приведенные в табл. 23, представляют собой исключительно оригинальные данные авторов и практически не опубликованы.

Прежде чем перейти к анализу коэффициентов распределения фтора, остановимся на вопросе в отношении форм вхождения фтора в различные минералы. В целом это — самостоятельная проблема, однако для большинства минералов фтора она совершенно не изучена. Если вхождение фтора в структуру слюды, топаза, амфибола не вызывает сомнения, то структурное положение фтора в полевых шпатах, кварце, пироксене, оливине, рудных минералах пока не доказано. По крайней мере возможны газово-жидкие, расплавные и другие "неструктурные" формы вхождения фтора в ряд минералов. В нашем распоряжении имеются следующие факты, свидетельствующие о структурных формах фтора в полевых шпатах и кварце.

1. На зонде по специальной высокочувствительной методике определено равномерное распределение фтора в зернах альбита, калиевого полевого шпата и кварца.

2. Для кварца, по экспериментальным данным [59], фтор коррелируется с алюминием, свидетельствуя о вхождении его по схеме $\text{Si}^{4+} \text{O}^{2-} \rightleftharpoons \text{Al}^{3+} \text{F}^{-}$ в структуру кварца; определения фтора на зонде показали равномерное его распределение в синтетических кристаллах кварца, калиевого полевого шпата и альбита.

3. Для кварца, полевых шпатов и моноклинного пироксена устанавливаются такие же закономерности вариаций коэффициента распределения фтора, как и для слюды, в которую фтор входит структурно. Конечно, это не прямые доказательства структурной позиции фтора в изученных минералах, и в будущем такие доказательства нужно будет еще найти.

Таблица 23

Средние значения коэффициентов распределения фтора для эффузивных и субвулканических пород

Порода	Минерал	Средние значения	Интервал значений
Щелочной базальт	Оливин	0,60	0,30—0,80
	Авгит	0,38	—
	Санидин	0,10	—
	$K_{\text{комб}}$	0,32	0,07—0,63
Латит	Плагиоклаз	0,38	0,10—0,67
	Пироксен	2,30	0,90—4,25
	Магнетит	2,00	—
Трахидацит	Плагиоклаз	1,49	0,48—2,03
	Пироксен	0,90	0,64—1,16
	Амфибол	0,40	—
	Биотит	18,6	—
Трахипарит	Магнетит	3,21	2,76—3,67
	<i>КПШ</i>	0,94	0,34—2,57
	Плагиоклаз	0,70	0,42—1,17
	Биотит	53,5	21,4—85,2
Трахит	Магнетит	1,5	0,33—2,67
	$K_{\text{комб}}$	6,21	1,76—32,1
	<i>КПШ</i>	0,40	0,14—1,11
	Плагиоклаз	0,54	0,21—0,88
Комендит	Пироксен	0,75	—
	Амфибол	11,8	—
	Биотит	20,7	8,3—41,3
	$K_{\text{комб}}$	4,46	2,78—5,93
Пантеллерит	<i>КПШ</i>	0,49	0,29—1,00
	Кварц	1,00	—
	$K_{\text{комб}}$	0,32	0,16—0,68
Пантеллерит	<i>КПШ</i>	0,45	0,20—0,71
	Пироксен	0,87	—
	Кварц	1,43	—
	Магнетит	0,42	—
	Ильменит	1,83	—
Липарит и гранит-порфир	$K_{\text{комб}}$	0,80	—
	<i>КПШ</i>	1,15	0,41—2,15
	Плагиоклаз	1,40	0,14—2,67
	Кварц	0,69	0,55—0,96
	Биотит	7,54	3,45—11,4
Онгонит	Пироксен	1,85	—
	$K_{\text{комб}}$	0,95	0,58—1,53
	<i>КПШ</i>	0,17	0,04—0,80
	Альбит	0,29	0,01—0,73
Онгонит	Кварц	0,26	0,04—0,70
	Слюда	4,14	0,47—10,54
	Топаз	12,86	8,68—19,88
	$K_{\text{комб}}$	0,34	0,08—0,80

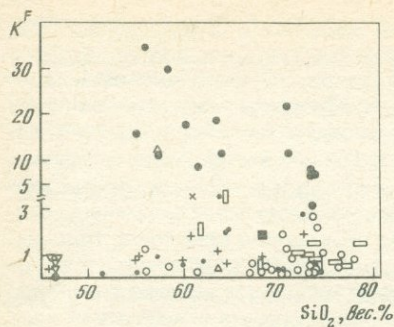
В нашем распоряжении имеется большое количество определений коэффициентов распределения фтора для щелочных полевых шпатов, плагиоклазов, кварца, слюд, моноклинных пироксенов, топаза и меньшее количество для оливина, магнетита, амфибола, ромбического пироксена, ильменита. Исследованный интервал составов пород по кремнекислотности охватывает практически все наиболее распространенные магматические породы (рис. 68). Даже те породы, которые охарактеризованы силикатными анализами, показывают широкие вариации большинства коэффициентов распределения фтора. Они выше единицы практически для всех слюд, топазов, одного из двух амфиболов, для единственной пробы ромбического пироксена и ильменита, а также для некоторых щелочных полевых шпатов, плагиоклазов, моноклинных пироксенов и даже кварца и магнетита (см. рис. 68). В целом с повышением кремнекислотности пород намечается рост K_p^F между пироксеном и основной массой, падение его величины наблюдается между слюдой и основной массой и расширение вариаций — между полевыми шпатами и основной массой.

Вариации коэффициентов распределения фтора для слюд (рис. 69) калиевых полевых шпатов (рис. 70, а), плагиоклазов (рис. 70, б), моноклинных пироксенов (рис. 71), кварца (рис. 72) и топаза (рис. 73) зависят от содержания фтора в основной массе магматических пород.

Для слюды K_3^F резко падает от 85 до ~ 10 с ростом содержания фтора до 0,1% в основной массе, а при дальнейшем увеличении содержания фтора вплоть до 2,5% K_3^F падают значительно медленнее до величины ~ 2 . В отличие от обратных зависимостей K_p от C_{OM} для других элементов в случае фтора отсутствует область постоянства K_3^F при высоких значениях C_{OM}^F , которая заменена упомянутой областью медленного понижения.

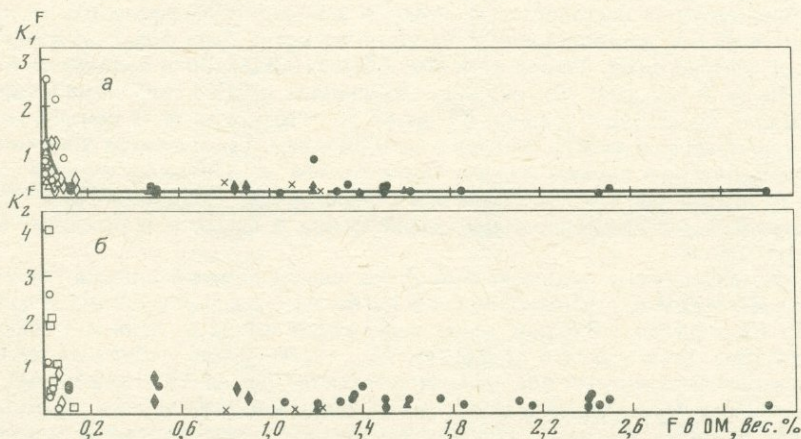
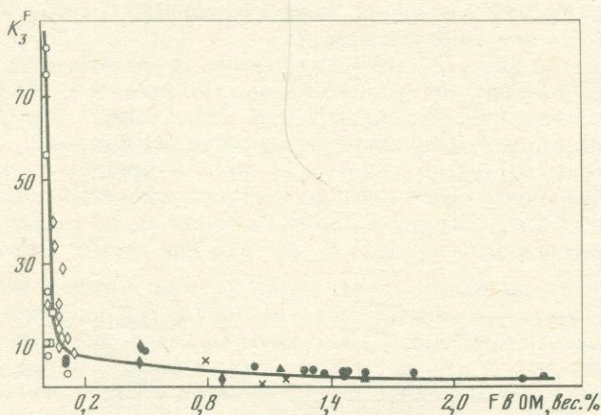
По имеющимся данным K_3^F не зависит от железистости слюд. Однако намечается зависимость K_3^F от содержания глинозема в слюде (рис. 74). Чем менее глиноземистые составы слюд, тем выше коэффициент распределения фтора, который при изменении содержания глинозема в слюде от 28,5% в онгонитах до 12 в трахитах растет от 2 до $\sim 10\%$. Однако в области малоглиноземистых составов слюд имеются значения коэффициентов распределения фтора, достигающие 85, которые не могут быть объяснены вариациями состава слюд. Таким образом, область медленного понижения K_3^F от ~ 10 до 2 (см. рис. 73), видимо, объясняется ростом глинозема в слюдах, область же резкого падения K_3^F от 85 до ~ 10 может быть связана только с влиянием содержания фтора в основной массе. Такое резкое снижение K_3^F определяется в первую очередь уменьшением концентрации фтора в слюде, в то время как область медленного снижения K_3^F осуществляется при неизмеримых вариациях концентраций фтора в слюде и в основной массе (рис. 75).

Коэффициенты распределения фтора между вкрапленниками калиевого полевого шпата и основной массой магматических пород также резко падают от $\sim 2,5$ до $\sim 0,5$ при росте содержания фтора в основной массе до $\sim 0,05\%$, затем — от 0,5 до 0,2 при $C_{OM}^F = 0,05-0,15\%$ и сохраняются практически постоянными при дальнейшем росте C_{OM}^F до 3,2% (онгониты) (см. рис. 74, а). Некоторые составы пород, определяющие данную зависимость (большинство трахитов, латитов, комендитов, трахилипаритов, щелочных базальтов), также влияют на рост коэффициента распределения фтора, который увеличивается от 0,1 до 0,8 с увеличением содержания ортоклазового минала в калиевом полевым шпате от 25 до 80% (рис. 76, а). Видимо, для этих проб рост содержания фтора в основной массе коррелируется со снижением концентрации ортоклазового минала в щелочном полевым шпате.

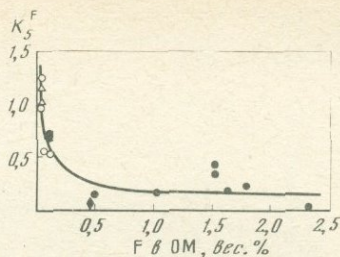
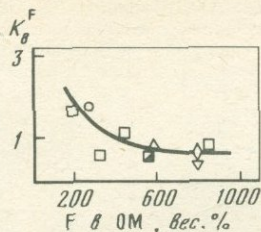


Р и с. 68. Зависимость коэффициента распределения фтора для различных минералов от кремнекислотности магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 45

Р и с. 69. Зависимость коэффициента распределения фтора для слюды от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 46

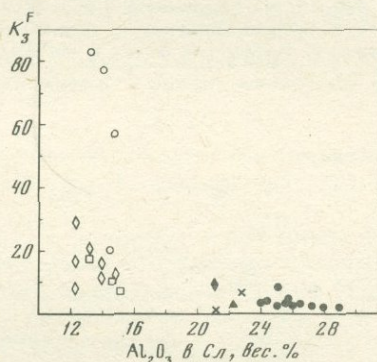
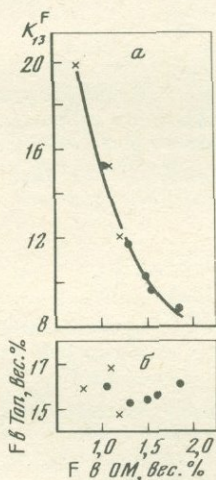


Р и с. 70. Зависимость коэффициентов распределения фтора для калиевого полевого шпата (а) и плагиоклаза (б) от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 46



Р и с. 71. Зависимость коэффициента распределения фтора для моноклинного пироксена от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 46

Р и с. 72. Зависимость коэффициента распределения фтора для кварца от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 46

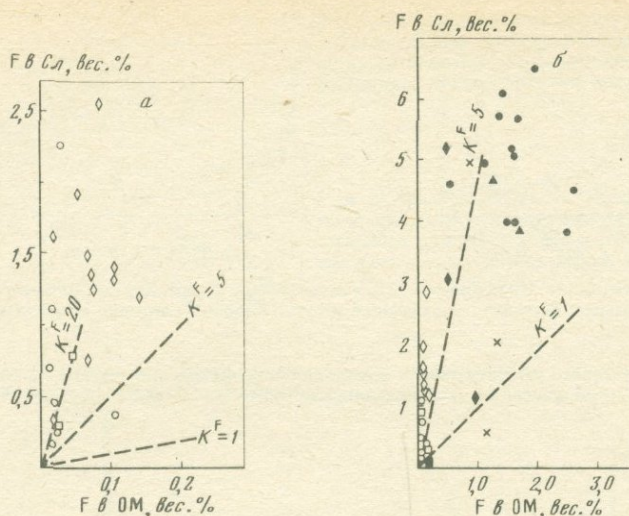


Р и с. 73. Зависимость коэффициента распределения фтора для топаза (а) и содержания в нем фтора (б) от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 46

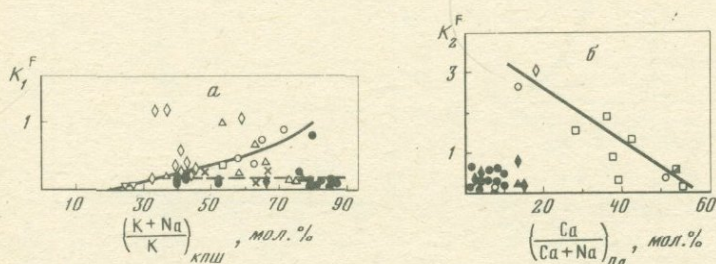
Р и с. 74. Зависимость коэффициента распределения фтора для слюды от содержания Al_2O_3 в минерале. Условные обозначения те же, что на рис. 46

те. Однако имеются исключения от этой зависимости (см. рис. 76) для тех же трахитов и комендитов, но с более высокими значениями K_1^F . Выпадают из нее и онгониты, для которых практически отсутствует зависимость K_1^F от состава щелочного полевого шпата. Таким образом, не исключено, что частично обратная зависимость K_1^F от содержания фтора в основной массе определяется вариациями состава калиевого полевого шпата, но эта зависимость единственная, объединяющая все составы магматических пород и, видимо, является ведущей. По крайней мере только она объясняет вариации K_1^F для всех изученных магматических пород.

Аналогичная зависимость выявляется также для коэффициента распределения фтора между вкрапленниками плагиоклаза и основной массой магматических пород (см. рис. 70,б). Как и для K_1^F при низких $C_{OM}^F < 0,1\%$, K_2^F варьирует от 0,1 до 2,6. На рис. 70,б отчетливо видно слабое



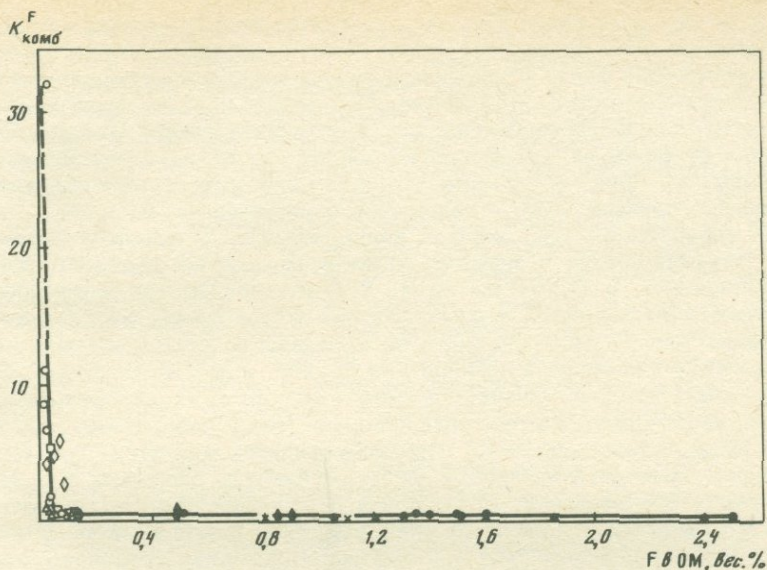
Р и с. 75. Корреляция содержаний фтора в слюде и основной массе магматических пород: а — для низких (близких к кларковым) содержаний фтора в породах; б — для повышенных содержаний фтора в породах. Условные обозначения те же, что на рис. 46



Р и с. 76. Зависимость коэффициентов распределения фтора для щелочного полевого шпата (а) и плагиоклаза (б) от состава полевых шпатов. Условные обозначения те же, что на рис. 46

понижение K_2^F при увеличении C_{OM}^F от 0,1 до 3,2%, которое наблюдалось также для слюды. Практически мы не имеем возможности оценить роль вариации состава плагиоклаза в этой зависимости из-за отсутствия данных. Редкие данные (пять проб) для андезитов, дацитов, липаритов показывают, что с ростом содержания альбита в плагиоклазе имеется тенденция роста K_2^F (см. рис. 76,б). Из этой тенденции выпадают альбиты онгонитов, в связи с чем для K_2^F можно сделать тот же вывод, что и для K_1^F : вариации K_2^F для всех магматических пород объясняется обратной зависимостью K_2^F от C_{OM}^F .

Для моноклинного пироксена также наблюдается обратная зависимость K_8^F от C_{OM}^F . При $C_{OM}^F < 400$ г/т, $K_8^F > 1$, а при $C_{OM}^F > 400$ г/т, $K_8^F = 0,6-0,8$. Возможно, падение содержания фтора в основной массе породы коррелируется с ростом кремнекислотности пород (см. рис. 71). Аналогичная обратная зависимость коэффициента распределения от содержания фтора в основной массе намечается для кварца (см. рис. 72). Резкое пони-



Р и с. 77. Зависимость комбинированного коэффициента распределения фтора от содержания элемента в основной массе породы. Условные обозначения те же, что на рис. 46

жение K_5^F от $\sim 1,25$ до 0,2 в среднем происходит при возрастании $C_{ОМ}^F$ до 0,5%. Дальнейшее возрастание $C_{ОМ}^F$ сопровождается постоянством K_5^F на уровне в среднем $\sim 0,2$.

Обратная зависимость K_{13}^F от $C_{ОМ}^F$ выявлена и для топаза онгонитов (см. рис. 73). Коэффициент распределения фтора между топазом и основной массой онгонитов падает от ~ 20 до 8,7 при увеличении $C_{ОМ}^F$ от 0,75 до 1,75%. При этом падение K_{13}^F происходит в основном за счет роста $C_{ОМ}^F$ при постоянном содержании фтора в топазе.

В соответствии со сказанным становится понятной аналогичная K_1^F , K_2^F и K_3^F зависимость комбинированного коэффициента распределения фтора магматических пород от содержания фтора в основной массе (рис. 77). Как и для частных коэффициентов распределения фтора для отдельных минералов, в области $C_{ОМ}^F \leq 0,1\%$ отмечаются широкие вариации величины комбинированного коэффициента распределения фтора от 32 до значения < 1 . В этой области $K_{комб}^F > 1$ для многих трахилипаритов и трахитов. При $C_{ОМ}^F > 0,1\%$ все величины $K_{комб}^F < 1$ (комендиты, онгониты, щелочные базальты, некоторые трахилипариты) близки к 0,2–0,3. Рассмотрим возможные причины наблюдающихся вариаций K_p^F .

На основе имеющихся данных можно оценить роль структуры минералов в концентрировании фтора из расплава. Для этого удобно использовать область высоких значений $C_{ОМ}^F$, в которой отмечается постоянство или слабое изменение K_p^F . В этой области самое высокое значение K_3^F (2–8) свидетельствует о значительно более высокой способности слюд по сравнению с другими минералами концентрировать фтор. Довольно высокие значения коэффициента распределения фтора между пироксеном и основной массой при $C_{ОМ}^F > 0,05\%$, достигающие 0,7–0,8. Судя по величинам K_1^F и K_2^F способность концентрировать фтор несколько выше у альбита ($K_1^F \sim 0,3–0,4$), чем у калиевого полевого шпата ($K_1^F \sim 0,1–$

0,2). В то же время кварц концентрирует фтор приблизительно на уровне калиевого полевого шпата ($K_3^F \sim 0,2$). Таким образом, в области высоких концентраций фтора в основной массе намечается следующий ряд K_p^F : слюда > клинопироксен > плагиоклаз > калиевый полевой шпат \approx кварц. В целом этот ряд выдерживается и для области более низких значений C_{OM}^F , но широкие вариации K_p^F несколько маскируют его. По максимальным величинам K_p^F ряд имеет вид слюда > плагиоклаз > клинопироксен > > калиевый полевой шпат > кварц. Из сопоставления K_3^F и K_{13}^F при равных содержаниях C_{OM}^F хорошо видно, что K_{13}^F значительно превышает K_3^F , свидетельствуя о значительно более высокой способности топаза концентрировать фтор из расплава. Все это доказывает значительную роль структуры минерала в распределении фтора между кристаллами и расплавом. Как и следовало ожидать, минералы со структурами, в которых имеются собственные позиции для F^- , OH^- и других анионов (топаз, слюда), значительно интенсивнее экстрагируют фтор из расплава по сравнению с минералами, в структурах которых таких позиций нет (полевые шпаты, кварц, клинопироксены). Однако в пределах этих двух групп структур также имеются упомянутые выше различия в величинах K_p^F . Пока трудно дать обоснованные структурные объяснения этим различиям. Отличия в коэффициентах распределения фтора для топаза и слюды, возможно, обусловлены различиями в структурной позиции алюминия в этих двух структурах. Как известно [34] в структуре топаза алюминий находится только в шестерной координации. В структуре слюды таких позиций алюминия значительно меньше, чем в топазах. Если предположить, что в кислых магмах фтор тесно связан с алюминием в шестерной координации, можно объяснить более высокие K_{13}^F по сравнению с K_3^F . Только эти минералы всегда интенсивнее концентрируют фтор по сравнению с расплавом.

В группе минералов без гидроксильных позиций в структуре (полевые шпаты, кварц, клинопироксены) относительно повышенные значения K_p^F отмечаются для кальцийсодержащих минералов (плагиоклазы, клинопироксены). Характерно, что для богатых кальцием минералов (клинопироксены) K_p^F выше, чем для более бедных (андезины—альбиты). Возможно, что присутствие кальция в структуре минералов при прочих равных условиях благодаря высокому средству кальция и фтора благоприятно растворяет фтор в таком минерале. По-видимому, наименьшая растворимость фтора в калиевых шпатах и кварцах, не содержащих ни октаэдрического алюминия, ни кальция.

В целом эти данные подтверждают представление Л.Н. Когарко и Л.Д. Кригмана [63] о механизме связи фтора с катионами (Al^{VI} , Ca), а не с кремнием в магматических процессах. В противном случае можно было бы ожидать обратную рассмотренной выше картину вариаций K_p^F в различных минералах.

Однако, кроме различий K_p^F для сравниваемых минералов, обусловленных, видимо, структурными их особенностями, отмечены вариации K_p^F для каждого минерала. В ряде случаев (для K_3^F при $C_{OM}^F > 0,1$ для K_1^F некоторых пород и, возможно, K_2^F) намечаются зависимости K_p^F от состава минерала. При этом K_3^F растет с уменьшением содержания анортита в плагиоклазе, что с первого взгляда не согласуется с предложенной выше ролью Al^{VI} и Ca в растворении фтора кристаллическими структурами. Однако в отличие от анализа структурного фактора, рассмотренного нами при постоянстве C_{OM}^F и, следовательно, других параметров, в частности температуры, в данном случае зависимость K_p^F от

состава минералов осуществляются на фоне изменения C_{OM}^{F} . При понижении C_{OM}^{F} , значения K_1^{F} , K_2^{F} и K_3^{F} растут одновременно с уменьшением глиноземистости слюд, содержания анортита в плагиоклазе и альбита в калиевом полевоом шпате. Скорее всего, эти эффекты отражают изменение температуры кристаллизации минералов из расплава и, следовательно, влияние температуры на величину коэффициента распределения. Видимо, понижение глиноземистости слюд на фоне падения C_{OM}^{F} от 2,5 до 0,1% коррелируется с повышением температуры кристаллизации (от литиевых слюд к нормальным биотитам через промежуточные слюды) минералов. В этом интервале C_{OM}^{F} , K_2^{F} и K_1^{F} практически постоянны. Их изменение происходит при $C_{\text{OM}}^{\text{F}} < 0,1\%$. В данном случае трудно предположить существенное влияние таких низких содержаний фтора на температуру кристаллизации расплава. Судя по изменению состава минералов, падение K_1^{F} и K_2^{F} происходило на фоне повышения температуры кристаллизации соответствующих минералов. Несомненно, здесь возможны и другие объяснения.

Перейдем к анализу влияния содержания фтора в расплаве на K_{P}^{F} . Для слюд, полевых шпатов, клинопироксена и кварца обратная зависимость K_{P}^{F} от C_{OM}^{F} может интерпретироваться, как и для многих других минералов, в рамках различий эффективных и равновесных значений коэффициента распределения. Мы полагаем, что в области низких концентраций фтора в расплаве ($C_{\text{OM}}^{\text{F}} < 0,1\%$ для всех изученных минералов, кроме клинопироксена, для которого $C_{\text{OM}}^{\text{F}} < 0,05\%$) это различие максимально в связи с высокой вязкостью бедных летучими компонентами магм трахипаритов, трахитов, латитов и возможностью появления вокруг растущих кристаллов обедненных фтором диффузионных зон расплава. В более богатых фтором расплавах, видимо, вязкость значительно ниже, а скорость диффузии ионов фтора выше, в связи с чем значения коэффициентов распределения фтора должны быть ближе к равновесным величинам.

Следует напомнить наличие связи K_{P}^{F} с составом различных минералов (и, вероятно, с температурой их кристаллизации), которая, видимо, влияет на обратную корреляционную зависимость между K_{P}^{F} и C_{OM}^{F} .

По-видимому трудно объяснить существование обратной зависимости между $K_{1,3}^{\text{F}}$ и C_{OM}^{F} (см. рис. 73) различием эффективных и равновесных значений коэффициентов распределения, поскольку топазы кристаллизуются из богатого фтором и маловязкого онгонитового расплава, для которого K_1^{F} , K_2^{F} и K_3^{F} близки к равновесным. Падение $K_{1,3}^{\text{F}}$ с ростом C_{OM}^{F} , возможно, связано с падением температуры в этом же направлении, как это намечалось для того же интервала C_{OM}^{F} в случае слюды. Вероятно, существовал определенный температурный интервал кристаллизации топаза из онгонитового расплава. В результате падения температуры в равновесии с топазом кристаллизовалась все менее железистая и более литиевая слюда вплоть до наиболее низкотемпературной "эвтектической" точки, в которой кристаллизовались два щелочных полевых шпата, кварц, топаз и лепидолит [45]. Таким образом, на примере фтора виден комплексный характер обратной зависимости между K_{P}^{F} и C_{OM}^{F} для разных минералов, в которой участвуют и зависимость K_{P}^{F} от состава минералов, от температуры и от состава расплава.

Какое же значение могут иметь рассмотренные выше вариации коэффициентов распределения фтора для интерпретации природных процессов?

Судя по имеющимся оценкам комбинированных коэффициентов распределения фтора, для большинства природных магм ($C_{\text{OM}}^{\text{F}} \geq 0,05-0,1\%$) можно ожидать накопление фтора в остаточном расплаве. К таким магм

мам должны быть отнесены онгонитовые, комендитовые, некоторые щелочно-базальтовые и трахилипаритовые. В более богатых фтором магмах (магмы с кларковыми содержаниями фтора) $K_{\text{комб}}^F$ варьирует в широких пределах переходя через единицу. В этой области составов, в которой крайне трудно оценить величину различия между эффективными и равновесными величинами K_p^F , появление магм с $K_p^F < 1$ и $K_p^F > 1$ носит вероятностный характер. Другими словами, и при $C_{\text{ОМ}}^F < 0,1\%$ возможно появление магм с $K_p^F < 1$, фракционирование которых может привести к появлению богатых фтором остаточных расплавов. Однако в этих же условиях возможно интенсивное рассеяние фтора в кристаллизующихся минералах, как это наблюдается в некоторых трахитах, латитах, трахилипаритах (см. рис. 77).

Возможно, что при $C_{\text{ОМ}}^F < 0,1\%$ за счет обратной зависимости $K_{\text{комб}}^F$ от $C_{\text{ОМ}}^F$ процесс фракционирования магмы с накоплением фтора в остаточном расплаве приведет к понижению $K_{\text{комб}}^F$, а это, в свою очередь, еще интенсивнее сконцентрирует фтор в остаточной магме и т.д. В таком процессе "прогрессивного концентрирования" фтора $K_{\text{комб}}^F$ может понизиться вплоть до величин, меньших единицы. Наличие области широких вариаций $K_{\text{комб}}^F$ при $C_{\text{ОМ}}^F < 0,05-0,1\%$ и проявление здесь величин K_1^F , K_2^F , K_3^F , K_5^F , K_8^F (для важнейших породообразующих минералов всех магматических пород), превышающих единицу, заставляет с осторожностью относиться к прогнозу поведения фтора в таких магмах на основе анализа равновесных значений K_p^F . В принципе такой прогноз может носить пока только статистический характер. При равновесных величинах K_p^F практически все реальные пути фракционной дифференциации природных магм должны были бы приводить к образованию богатых фтором остаточных расплавов и образующихся из них магм. В действительности этого нет, а самое глубокое накопление фтора отмечается только для маловязких агапитовых и литий-фтористых силикатных магм, для которых весьма вероятно, что комбинированный коэффициент распределения фтора близок его равновесному значению.

БОР

Бор — типичный кислотный элемент с относительно высокой валентностью (B^{3+}) и малым размером ионного радиуса ($0,20-0,23\text{\AA}$), обладающий индивидуальными кристаллохимическими свойствами (тип химической связи, потенциал ионизации и т.д.) и не образующий изоморфных смесей с другими элементами. По способности образовывать химические соединения и их свойствам бор наиболее близок к кремнию.

По данным различных авторов фиксируется наибольшая обогащенность бором кислых вулканических и интрузивных пород. Среди породообразующих минералов концентраторами бора обычно являются плагиоклаз, пироксен и роговая обманка, при этом если в основных и средних породах значительная часть элемента приходится на долю темноцветных минералов, то в гранитоидах главным минералом-носителем бора служит плагиоклаз [2, 29, 112].

Термодинамическими расчетами и наблюдениями во время вулканической деятельности доказано широкое участие бора в составе летучей фазы, отделяющейся от магматических расплавов. Наиболее вероятной формой нахождения и переноса бора совместно с парами воды считаются комплексные щелочно-галогидные соединения (KBF_4 и $NaBF_4$), но не

Таблица 24

Средние содержания бора (в г/т) в минералах эффузивных и субвулканических пород

Минерал	Число проб	Среднее содержание	Интервал содержаний
Оливин	5	9,2	4,0 — 13,5
Пироксен	9	32,0	2,8 — 115
Амфибол	3	12,5	5,0 — 20
Биотит	23	10,3	4,5 — 34
Мусковит (Li)	15	31,6	14,5 — 120
Плагиоклаз	45	14,1	5,5 — 30
КПШ	62	14,7	5,0 — 40
Кварц	22	12,9	6,3 — 36
Топаз	12	6,0	4,0 — 10
Магнетит	7	7,6	4,5 — 14
Ильменит	1	3,8	—

исключена и роль простых галоидных соединений бора (BCl_3 , BF_4) и H_3BO_3 в составе отделяющихся от магмы летучих фаз [2, 16, 29].

Анализ данных по распределению бора в исследуемых эффузивных и субвулканических породах показывает (табл. 24), что в них отсутствуют резко выраженные минералы-концентраторы элемента. Наиболее высокие средние содержания бора зафиксированы в пироксенах из щелочных базальтоидов и пород латитовой и известково-щелочной серий, а также в литиевых фенгит-мусковитах из редкометальных онгонитов. Затем для целой группы минералов характерен более низкий и приблизительно одинаковый (между 10–15 г/т) средний уровень концентраций бора ($КПШ > Пл > Кв > Амф > Бу$). Средние содержания элемента ниже 10 г/т установлены для оливина, магнетита, ильменита и топаза.

В целом вкрапленники рассматриваемых вулканитов несколько обеднены бором по сравнению с одноименными минералами (амфибол, биотит, плагиоклаз) в гранитоидах [76]. Средние концентрации бора в КПШ и кварце из эффузивов, наоборот, выше, и не обнаружено заметных различий в содержаниях элемента в сосуществующих полевых шпатах.

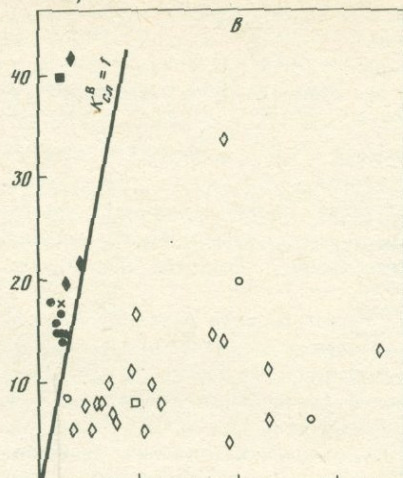
Главный носитель бора в эффузивных и субвулканических породах — основная масса. Практически весь бор связан с ней в щелочных базальтах, и значительная его часть (обычно свыше 60% от содержания в породе) в эффузивах известково-щелочной, латитовой и щелочной серий. Наименьшая доля элемента приходится на основную массу в онгонитах с невысоким содержанием бора. Однако и здесь она составляет в среднем 30–50%, а в наиболее стекловатых и богатых бором разновидностях достигает 93,5%. В гранит-порфирах с основной массой связано около 30% бора.

Среди минералов-вкрапленников заметную роль в балансе бора играют лишь полевые шпаты. В зависимости от состава пород и степени их раскристаллизованности с плагиоклазом может быть связано от 0,1 до 26,5, а с КПШ — от 0,1 до 20,1% бора от его количества в породе. Доля элемента, приходящаяся на кварц в кислых порфировых породах, может достигать 17,6%. Однако для редкометальных онгонитов установлены единичные случаи, когда с вкрапленниками альбита связано 58,7, а кварца — 30,6% бора от его содержания в породе. Роль темноцветных вкрапленников в балансе бора в исследуемых породах незначительна и достигает для пироксена 7,8%, слюды 7,4, амфибола 0,6 и магнетита 2,3%.

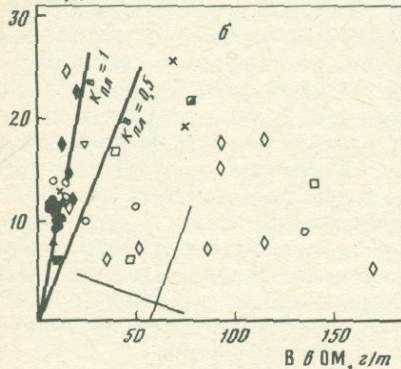
В в КЛШ, z/m



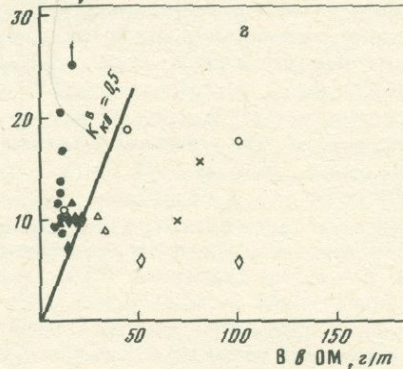
В в Сл, z/m



В в Пл, z/m



В в КВ, z/m



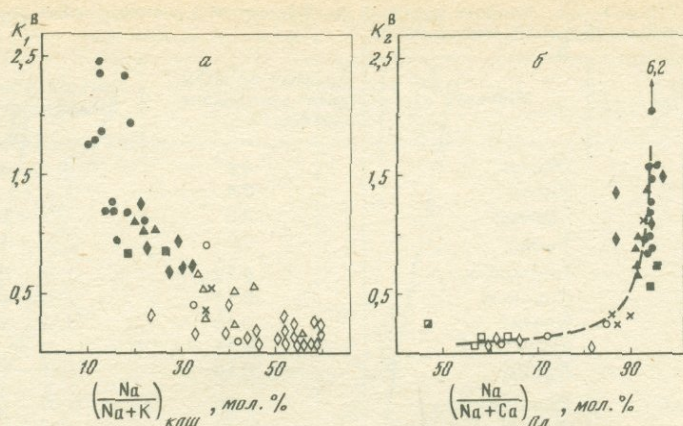
Р и с. 78. Распределение бора между вкрапленниками калиевого полевого шпата (а), плагиоклаза (б), слюды (в), кварца (з) и основной массой магматических пород. Условные обозначения те же, что на рис. 46

Среди полевых шпатов наиболее высокие значения коэффициента распределения бора зафиксированы для санидина из щелочных базальтов (табл. 25, рис. 78). Значения K_1^B , близкие к единице или превышающие ее, характерны для щелочного полевого шпата из дайковых онгонитов. Для всех других рассматриваемых пород величина K_1^B значительно меньше единицы. Наблюдаемые различия указанного коэффициента для пород среднего и кислого состава находятся в прямой зависимости от состава щелочного полевого шпата (рис. 79, а). Величина K_1^B закономерно растет от вкрапленников КЛШ с наиболее высоким альбитовым миналом трахитов и трахидацитов через полевой шпат комендитов и пантеллеритов с промежуточным содержанием альбита к максимальным микроклинам с наиболее низкой альбитовой составляющей из онгонитов.

Коэффициент распределения бора в плагиоклазах наиболее высокий для онгонитов и липаритов, в которых он приближается к единице. Для пород более щелочных серий K_2^B , как правило, меньше 0,5. На примере

Т а б л и ц а 25. Средние значения коэффициентов распределения бора для эффузивных и субвулканических пород

Порода	Минерал	Средний коэффициент распределения бора	Интервал значений коэффициента
Щелочной базальт	Оливин	0,9	0,5 – 1,1
	Авгит	0,4	—
	Санидин	2,5	2,1 – 3,0
	$K_{\text{комб}}$	0,6	0,23 – 1,26
Латит	Плагиоклаз	0,12	0,04 – 0,19
	Пироксен	0,17	0,02 – 0,36
	Биотит	0,15	0,12 – 0,18
	Магнетит	0,11	—
	$K_{\text{комб}}$	0,10	0,05 – 0,19
Трахидацит	Плагиоклаз	0,09	0,03 – 0,16
	Пироксен	0,10	0,08 – 0,13
	Амфибол	0,14	0,11 – 0,17
	Биотит	0,10	0,05 – 0,17
	Магнетит	0,06	0,04 – 0,07
	$K_{\text{комб}}$	0,09	0,04 – 0,13
Трахилипарит	<i>КПШ</i>	0,14	0,06 – 0,46
	Плагиоклаз	0,16	0,14 – 0,46
	Биотит	0,17	0,05 – 0,35
	Магнетит	0,26	—
	$K_{\text{комб}}$	0,15	0,09 – 0,22
Трахит	<i>КПШ</i>	0,22	0,10 – 0,30
	Плагиоклаз	0,75	—
	Пироксен	0,22	—
	Амфибол	0,31	—
	Биотит	0,26	0,18 – 0,35
	$K_{\text{комб}}$	0,27	0,12 – 0,42
Комендит	<i>КПШ</i>	0,54	0,27 – 0,70
	Кварц	0,28	—
	Магнетит	1,4	—
	$K_{\text{комб}}$	0,37	0,24 – 0,44
Пантеллерит	<i>КПШ</i>	0,24	0,18 – 0,30
	Пироксен	0,24	—
	Магнетит	0,11	—
	Ильменит	0,09	—
	Оливин	0,22	—
	Кварц	0,38	—
	$K_{\text{комб}}$	0,27	—
Липарит и гранит-порфир	<i>КПШ</i>	0,42	0,10 – 0,91
	Плагиоклаз	1,2	0,23 – 3,0
	Кварц	0,73	0,13 – 1,1
	Биотит	1,0	0,65 – 1,4
	Магнетит	0,25	—
	$K_{\text{комб}}$	0,74	0,18 – 1,76
Онгонит	<i>КПШ</i>	1,6	0,33 – 6,4
	Альбит	1,25	0,26 – 6,2
	Кварц	1,1	0,14 – 2,3
	Слюда	2,4	1,1 – 6,8
	Топаз	0,64	0,1 – 1,6
	$K_{\text{комб}}$	1,32	0,3 – 5,7



Р и с. 79. Зависимость коэффициентов распределения бора для калиевого полевого шпата (а) и плагиоклаза (б) от состава полевых шпатов. Условные обозначения те же, что на рис. 46

плагиоклазов также можно говорить о зависимости коэффициента распределения бора от состава минерала: наиболее высокие значения K_2^B свойственны относительно более кислым его разновидностям — альбитам (см. рис. 79 б).

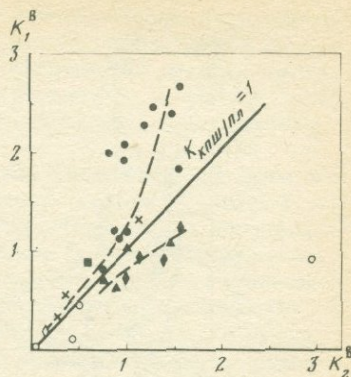
Анализ распределения элемента в сосуществующих полевых шпатах из онгонитов показывает приблизительно одинаковое концентрирование его как в плагиоклазе, так и в КПШ. Однако для дайки Амазонитовой отмечается предпочтительное накопление бора в КПШ по сравнению с плагиоклазом, а в Балджыгольском массиве онгонитов наблюдается обратная картина распределения элемента (рис. 80).

Коэффициент распределения бора в слюдах из онгонитов, липаритов и гранит-порфиров, как правило, превышает единицу, в то время как в более щелочных эффузивных сериях он меньше единицы (рис. 81). Относительно более высокие значения (0,7–1,1) имеют коэффициенты распределения элемента для кварца из онгонитов и липаритов, а для комендитов и пантеллеритов $K_3^B < 0,4$ (см. рис. 81). Для остальных менее распространенных минералов исследуемых эффузивных и субвулканических пород (пироксен, амфибол, оливин, магнетит, ильменит, топаз) $K_3^B < 1$ и обычно не превышают значений 0,4–0,5. Лишь в одной пробе комендита (Н–4122) для магнетита определен $K_{10}^B = 1,4$.

Средняя величина комбинированного коэффициента распределения бора для различных серий магматических пород варьирует в достаточно широких пределах и, как правило, она меньше единицы. Лишь для онгонитов с невысоким содержанием бора $K_{\text{комб}}^B > 1$, а для стекловатых и богатых бором вулканических онгориолитов $K_{\text{комб}}^B \leq 1$. На основании имеющихся в распоряжении авторов данных можно получить средние значения $K_{\text{комб}}^B$ для различных по составу групп магматических пород.

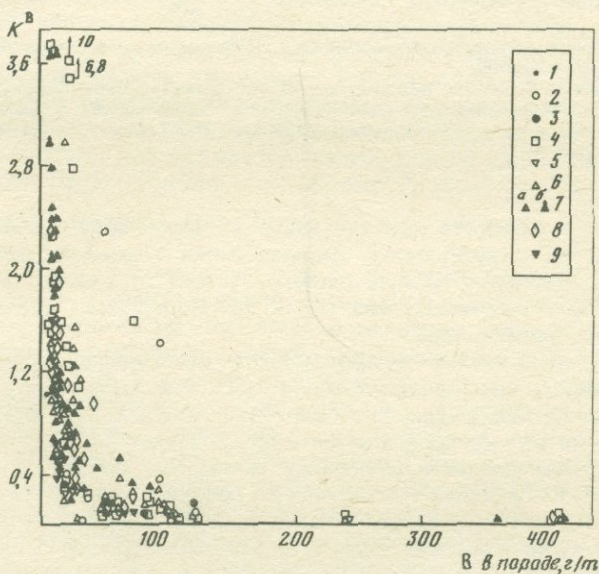
	$K_{\text{комб}}^B$
Основные (щелочные базальты)	0,60
Средние (латиты)	0,10
Кислые агпайтовые (комендиты—пантеллериты)	0,35
Ультракислые плюмазитовые (онгониты)	1,32
Щелочные (трахиты—трахилипариты)	0,18

Р и с. 80. Соотношение коэффициентов распределения бора для сосуществующих вкрапленников калиевого полевого шпата и плаггиоклаза. Условные обозначения те же, что на рис. 46



Р и с. 81. Зависимость коэффициентов распределения бора от содержания элементов в породе

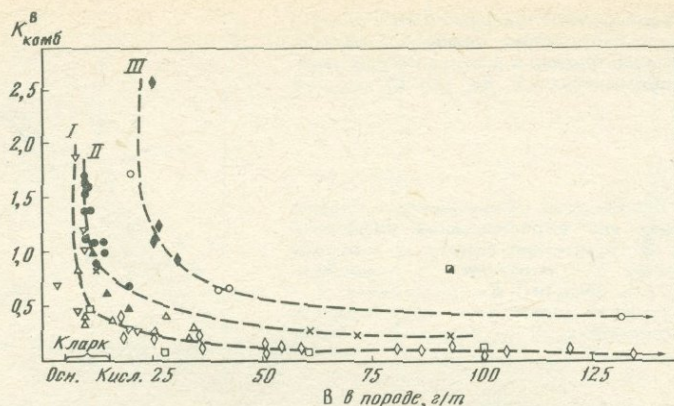
1 — оливин; 2 — пироксен; 3 — амфибол; 4 — слюда; 5 — магнетит; 6 — плаггиоклаз; 7 — щелочной полевои шпат; а — вкрапленники, б — мегакристаллы; 8 — кварц; 9 — топаз



Величина указанного коэффициента зависит не только от состава пород, но также от степени их раскристаллизованности и уровня содержания в них бора.

Для различных серий эффузивных и субвулканических пород наблюдается закономерное уменьшение $K_{\text{КОМБ}}^B$ с увеличением концентрации бора в породе (рис. 82). Причем, наиболее высокие значения $K_{\text{КОМБ}}^B$ характерны для кларкового уровня содержаний бора в щелочной и онгитовой сериях и несколько выше кларка для гранитов. Однако все содержания бора, превышающие 25 г/т, свойственны вулканитам с $K_{\text{КОМБ}}^B < 1$, т.е. основное накопление элемента при достаточно повышенных его содержаниях происходит главным образом за счет его содержаний в основной массе.

Если принять, что приведенные выше коэффициенты распределения бора между вкрапленниками и основной массой вулканических пород отражают соответствующие коэффициенты распределения этого элемента между кристаллами и расплавами, можно рассмотреть роль кристалли-



Р и с. 82. Зависимость комбинированного коэффициента распределения бора от содержания элемента в породе

I — щелочные базальты, шохониты, латиты, трахиты, трахилипариты, комендиты, пантеллериты; II — онгониты Онгон-Хайрхана, Бага-Газрына и Арь-Булака; III — онгониты Балджи-Гола и кварцевые порфиры Забайкалья. Условные обозначения те же, что на рис. 46

ческих фаз в процессе кристаллизационной дифференциации различных магм. Обычно коэффициенты распределения элементов между кристаллами и расплавами в первую очередь зависят от температуры, давления и состава кристаллических фаз [92, 109]. Попытаемся оценить роль этих факторов на примере бора.

Общей особенностью коэффициентов распределения элементов для всех изученных минералов является обратная зависимость их значений от содержаний бора в породах. Характерно, что значения указанных коэффициентов не только подчиняются этой зависимости, но и образуют фактически единую для всех изученных минералов зависимость, отраженную на рис. 81. В связи с этим можно говорить о влиянии кристаллохимической структуры различных минералов на коэффициенты распределения бора только в рамках указанной зависимости. Этого следовало ожидать в связи с общепризнанной трудностью избирательного вхождения бора в качестве изоморфной примеси в породообразующие и второстепенные минералы, которая способствовала сравнительно равномерному распределению бора среди вкрапленников различных минералов вулканических пород (полевые шпаты, кварц, слюды, магнетит, пироксены, амфиболы, топаз, оливин). Именно эта обратная зависимость, впервые выявленная для онгонитов [46] и практически универсальная для разных элементов, объясняет парадоксальную близость коэффициентов распределения бора для КПШ таких разных пород, как онгониты и щелочные базальты и др. Из рис. 81 видно, что высокие коэффициенты распределения бора для КПШ и других минералов этих пород определяются сравнительно низкими содержаниями бора в породах.

Влияние кристаллической структуры минимально для области высоких содержаний бора в породах, где значения коэффициентов распределения бора для разных минералов низкие и близки между собой и значительно возрастают в области низких содержаний бора в породах. В последней возрастают не только величины коэффициентов для всех минералов, но и различие их для индивидуальных минералов. Именно в этой компози-

ционной области появляются слюды, полевые шпаты, кварцы с особенно высокими содержаниями бора. Правда, единичные пробы пироксенов, слюд и полевых шпатов показали высокие коэффициенты распределения бора, отклоняющиеся от главной зависимости. Возможно, в них имеются какие-либо включения фаз бора и они требуют дополнительных исследований.

Судя по средним величинам коэффициентов распределения бора в различных минералах (см. табл. 25), способность концентрировать бор сильно варьирует даже в однотипных минералах. Например, в онгонитах ряд возрастающих коэффициентов распределения бора по усредненным данным (см. табл. 26) следующий: $Sl > Kпш > Ав > Кв > Топ$, а в щелочных базальтах, близких к онгонитам по содержанию бора, $Кпш > Ол > Авг$, в липаритах — $Пл > Sl > Кв > Кпш > Мт$ и т.д. Пока трудно сказать, чем структура $Кпш$ предпочтительнее для вхождения бора по сравнению с топазом (онгониты) или плагиоклаза по сравнению с $Кпш$ (липариты). Различие величин коэффициентов распределения бора у разных минералов проявлено статистически, но смысл его еще не ясен. Здесь уместно еще раз подчеркнуть, что упомянутые выше ряды понижающихся коэффициентов распределения носят именно статистический характер с многочисленными отклонениями. Например, в области низких содержаний бора в породах для онгонитов Амазонитовой дайки чаще всего $K_1^B > K_2^B$, а для Балджигольских онгонитов, наоборот, $K_2^B > K_1^B$ (см. рис. 80). Во всех случаях самые низкие K_p^B для онгонитов определены для топаза.

Общая зависимость коэффициентов распределения бора в минералах от содержания этого элемента в породе, очевидно, не связана со структурой минералов, поскольку ей подчиняются минералы с самой различной структурой. Теоретически такие зависимости предсказаны В.С. Урусовым и И.Ф. Кравчуком [110], которые предполагают, что в области низких содержаний микроэлементов в системе начинает проявляться механизм концентрирования элемента вакансиями в структурах минералов, благодаря чему в рассматриваемой композиционной области резко повышаются коэффициенты распределения элементов. Этот эффект назван "эффектом улавливания микропримеси дефектами кристаллической решетки".

На примере рубидия нами показано, что аналогичная зависимость может проявляться для тех случаев, когда отмечается большое различие между равновесными и эффективными значениями коэффициентов распределения [49], например за счет высокой вязкости кристаллизующихся магм. Однако это объяснение не применимо для бора, поскольку трудно допустить, что вязкость расплавов высокофтористых онгонитов и высокощелочных базальтов выше, чем в обычных фельзитических магмах (трахиты, трахириолиты, риолиты).

Частично рассматриваемая зависимость (см. рис. 81) может быть отражением зависимости коэффициентов распределения бора от состава минералов, как это показано на примере полевых шпатов на рис. 79. Эти зависимости как раз попадают на область перегиба кривой рис. 81. Однако из рис. 79 видно также, что в области наиболее бедных альбитом калиевых полевых шпатов и богатых альбитом плагиоклазов отмечается резкое повышение коэффициентов распределения бора практически при постоянстве составов минералов. Следовательно, и эта причина в полной мере не объясняет скачка коэффициентов распределения в области низких содержаний бора в породах.

Зависимость коэффициента распределения бора в полевых шпатах

от состава последних, скорее всего, обусловлена не действительным влиянием состава минералов, а влиянием температуры на состав минералов и через них на коэффициенты распределения бора. Действительно, трудно понять, почему рост содержания альбита в *КПШ* сам по себе препятствует вхождению бора в его структуру, а рост содержания альбита в плагиоклазе приводит к противоположному эффекту. В то же время понижение содержания альбитового минала в *КПШ* в равновесии с плагиоклазом все более кислого состава обычно связывается с понижением температуры.

В целом представляется, что зависимость коэффициента распределения бора от его содержания в породе (см. рис. 81) в обобщенном виде отражает влияние в первую очередь температуры и эффекта улавливания бора кристаллическими структурами различных минералов, а возможно, и других геохимических факторов.

Геохимическое значение указанной зависимости, по-видимому, заключается в том, что в природе проявляется процесс саморегулирующего прогрессивного концентрирования бора, при котором достигается его критическое содержание, равное около 20 г/т. При более низких его содержаниях в магмах коэффициенты распределения бора колеблются от 0,2 до >9 . В этом случае, судя по рис. 81, существует большая вероятность рассеяния бора в структурах минералов, чем накопление его в остаточных расплавах. В более богатых бором магмах (> 20 г/т) этот элемент, наоборот, должен преимущественно накапливаться в остаточных магмах и чем больше будет его в расплаве, тем ниже его коэффициенты распределения и выше его концентрация в расплаве и др. Именно так проявляется процесс саморегулирующего прогрессивного концентрирования бора.

Можно предположить существование двух путей преодоления критической величины в содержании бора для проявления процесса саморегулирующего прогрессивного концентрирования: 1) появление первичных магм богатых бором при палингенезе исходных пород богатых бором или при привносе в магму или породу бора растворами; 2) исходя из широких вариаций коэффициентов распределения бора для бедных бором магм (см. рис. 82), имеется некоторая вероятность появления магм с низкими величинами $K_{\text{КОМБ}}^B$ и их дифференциация также должна привести к накоплению бора в остаточном расплаве.

Характерно, что зависимость K_p^B от содержания бора в магме (см. рис. 82) проявляется как для онгонитов, формирующихся в условиях повышенной кислотности, так и для пород повышенной щелочности (трахиты, латиты, комендиты и др.). Геохимия бора в щелочных породах известна еще недостаточно, чтобы обсуждать проявление в них процесса саморегулирующего накопления бора, но в кислых породах, видимо, он имеет место. В частности, известны стекла онгориолитов с высокими содержаниями (сотни грамм на тонну) бора [51], редкометалльные микроклин-альбитовые турмалинсодержащие граниты и пегматиты. При этом накопление бора в магматических сериях с участием таких пород происходит на самых поздних этапах дифференциации и значительно интенсивней, чем при $K_{\text{КОМБ}}^B = \text{const}$. По-видимому, появление относительно богатых бором кислых магм, из которых могут, в частности, кристаллизоваться и турмалинсодержащие редкометалльные граниты и пегматиты, связано не просто с глубокой дифференциацией магмы, но и обязательно с дифференциацией в условиях, когда $K_{\text{КОМБ}}^B < 1$. Последнее условие не выдерживалось в случае образования онгонитов, бедных бором. В связи с этим, несомненно, такие глубоко дифференцированные онгонитовые магмы оказались бедными бором.

В соответствии с результатами экспериментальных работ [179] накопление бора приводит к понижению температуры солидуса гранитной магмы и увеличению температурного интервала кристаллизации ее, что благоприятно процессу кристаллизационной дифференциации.

Экспериментальные данные [179] и сопоставление содержания бора в вулканических и plutонических породах [112] показывают, что значительное количество бора переходит при кристаллизации кислых магм по флюид. Оценим содержание его во флюиде на основе имеющихся данных. В момент завершения кристаллизации наиболее богатого бором (см. табл. 25 0,04%) онгонитового расплава и при $K_{\text{комб}}^{\text{B}} = 0,5$ во флюид должно перейти 0,02% бора от массы расплава. Если имеется 1 т расплава с содержанием воды 10% [59], то при кристаллизации его в 100 кг воды перейдет 0,2 кг бора. Концентрация бора в таком флюиде будет равна 0,2%. Коэффициент распределения бора между флюидом и расплавом близок к 5, что соответствует экспериментальным данным (6,5–1,3) [179]. Оценим концентрацию бора во флюиде на основе уравнений равновесной и фракционной дифференциации [92] при $K_{\text{комб}}^{\text{B}} = 0,5$; $K_{\text{ф-ж}}^{\text{B}} = 1,3$. Концентрация бора во флюиде оказывается в интервале 0,1–0,3 вес.%. Эти данные значительно превышают оценки содержания бора во флюиде по вулканологическим исследованиям (4–88 г/т) [29]. Однако наши данные, видимо, близки к максимальным, поскольку взяты низкие величины $K_{\text{комб}}^{\text{B}}$ (0,5) и высокие C_0^{B} (0,04%). С ростом $K_{\text{комб}}^{\text{B}}$, который отмечается с понижением содержания бора в магме, очевидно, концентрация бора во флюиде падает. По-видимому, низкие концентрации бора в вулканических эманациях характеризуют равновесные с ними магмы с невысокими содержаниями бора.

Обычно высокие содержания бора в вулканических онгонитах коррелируются с повышенными концентрациями олова, ниобия, тантала, лития, рубидия, бериллия [51], которые вместе с бором могут переходить в остаточные флюиды, ответственные за образование рудоносных грейзенов, кварцевых жил и других пород оловянно-грейзеновой формации.

Однако и в магматических породах повышенной щелочности фиксируется $K_{\text{комб}}^{\text{B}} \ll 1$ при высоких концентрациях бора в расплаве. Этим объясняется накопление бора в кислых членах латитовой серии Забайкалья (шошонит–латит–трахит–трахириолит), которое сопровождается повышением средних содержаний таких рудных элементов, как олово и свинец. Как и в случае кислых пород, завершение магматической кристаллизации таких образований приводит к переходу значительных количеств бора и рудных элементов во флюид. Отсюда теоретически обосновывается генетическая связь с магматическими породами указанной серии оловянного оруденения касситерит-турмалинового и аксинит-касситеритового типов, а также полиметаллической минерализации [105, 106].

Таким образом, основные закономерности распределения бора в магматических породах сводятся к следующим.

1. Среди минералов эффузивных и субвулканических пород наиболее высокие средние содержания бора (> 30 г/т) установлены в пироксенах щелочных базальтов и литиевых слюдах из онгонитов. Для полевых шпатов, кварца, амфибола и биотита средние концентрации бора находятся в интервале 10–15 г/т, а для оливина, магнетита, ильменита и топаза — ниже 10 г/т.

2. В эффузивных и субвулканических породах на долю основной массы от общего содержания бора в породе приходится почти весь бор в щелочных базальтах, более 60 — в эффузивах известково-щелочной, латитовой

и щелочной серий, 30–55 — в бедных бором онгонитах и около 30% — в гранит-порфирах. Среди минералов-вкрапленников лишь полевые шпаты и кварц играют заметную роль (17–26%) в балансе бора. Роль темноцветных вкрапленников в балансе элемента незначительна.

3. Для большинства исследованных магматических пород средняя величина комбинированного коэффициента распределения меньше единицы и варьирует в зависимости от их состава: щелочные базальты — 0,6; латиты — 0,10; комендиты, пантеллериты — 0,35; онгониты — 1,32; трахиты, трахилипариты — 0,18.

4. Величины коэффициентов распределения бора для всех минералов падают с ростом содержания бора в породе, что, видимо, является отражением суммарного эффекта улавливания бора дефектами кристаллических решеток, влиянием температуры на коэффициенты распределения и других геохимических процессов. В области составов магм с концентрацией бора < 20 г/т чаще всего $K_p^B > 1$, а в более богатых бором магмах $K_p^B < 1$ и для таких расплавов отмечается механизм саморегулирующего прогрессивного концентрирования бора в остаточных магмах.

5. Оценены максимальные содержания бора во флюидах, равновесных с богатыми бором онгонитовыми магмами (0,1–0,3 вес.%), и коэффициент распределения бора между флюидом и расплавом (~ 5). Накопление бора в остаточных магмах гранитных и латитовых серий совместно с оловом и другими рудными элементами, благоприятно для отделения этих элементов в рудоносных флюидах, ответственных за образование касситерит-турмалинового, аксинит-касситеритового и полиметаллического оруденения.

ГЛАВА IV

ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ КОЭФФИЦИЕНТОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Представленный в предыдущих главах материал однозначно свидетельствует о закономерном, а не случайном характере вариаций коэффициентов распределения рассмотренных элементов. Выявляются причины этих вариаций как общие для разных элементов, так и частные, связанные со свойствами элементов. В целом вариации коэффициентов распределения элементов в магматических породах зависят от следующих факторов: 1) вида кристаллизующегося минерала (минерала-вкрапленника); 2) близости кристаллохимических свойств редкого элемента и элемента-хозяина; 3) состава минералов; 4) общего состава расплава; 5) содержания элемента в расплаве. В неявной форме эти факторы, в свою очередь, могут зависеть от температуры, возможно, от давления. Таким образом, все теоретически обоснованные физико-химические параметры (см. главу III) реально воздействуют на вариации рассмотренных нами коэффициентов распределения элементов между вкрапленниками и основной массой вулканических и субвулканических пород.

Влияние вида кристаллизующегося минерала на величину коэффициентов распределения элементов в магматических породах наиболее очевидно. Этот тезис доказывается тем, что коэффициент распределения одного и того же элемента и в одной и той же породе, как правило, отли-

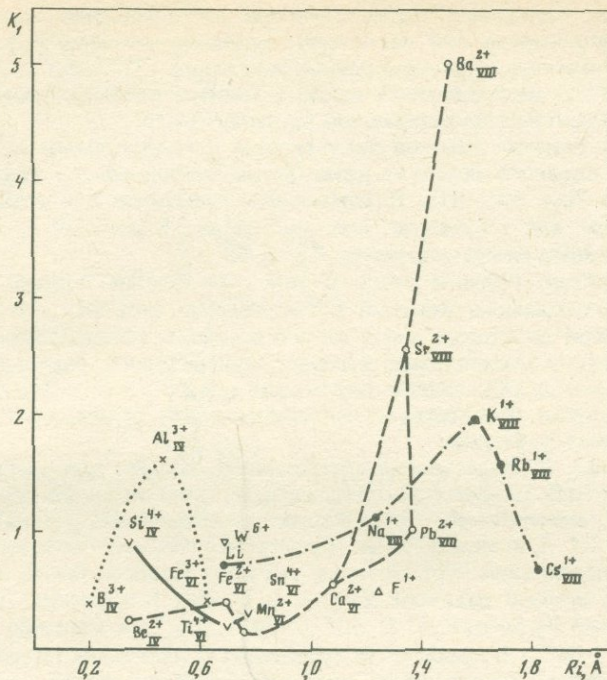
чается для различных минералов. Примеров такого рода выше было приведено множество: $K_1^{Li} < K_2^{Li} < K_3^{Li}$; $K_3^{Rb} > K_1^{Rb} > K_2^{Rb}$; $K_3^{Cs} > K_1^{Cs} > K_2^{Cs}$; $K_7^{Ba} \sim K_8^{Ba} > K_9^{Ba} > K_{10}^{Ba} > K_{11}^{Ba} > K_{12}^{Ba} > K_{13}^{Ba}$; $K_2^{Sr} > K_3^{Sr} > K_4^{Sr} \sim K_5^{Sr}$; $K_3^{Sn} \sim K_4^{Sn} \sim K_{10}^{Sn} > K_2^{Sn} \sim K_1^{Sn} \sim K_5^{Sn}$; $K_3^{W} \gg \gg K_{10}^W > K_2^W \gg K_7^W \sim K_8^W > K_5^W$; $K_{10}^{Pb} > K_1^{Pb} \gg K_8^{Pb} \gg K_2^{Pb} \gg K_3^{Pb} \gg K_5^{Pb}$; $K_3^{Zn} \gg K_{10}^{Zn} \gg K_7^{Zn} > K_5^{Zn} > K_1^{Zn} \sim K_2^{Zn}$; $K_{13}^{F} > K_3^F > K_8^F > K_2^F > K_1^F \sim K_5^F$. Конечно, перечисленные ряды носят статистический характер в связи с широкими вариациями коэффициентов распределения для каждого элемента. Из их анализа ясно, что коэффициенты распределения лития, рубидия, цезия, бария, олова, вольфрама, цинка и фтора весьма велики (иногда максимальны) для слюды. Следовательно, структура слюды особенно благоприятна для концентрирования перечисленных элементов; для фтора — структура топаза; для стронция — плагиоклаза. В то же время калиевый полевой шпат способен в значительной степени концентрировать рубидий, цезий, барий, стронций, свинец, в то время как плагиоклаз концентрирует, кроме стронция, литий, фтор и вольфрам. Олово, вольфрам, свинец, цинк концентрируются также в амфиболе и магнетите. Таким образом, данные по коэффициентам распределения подтверждают давно установленные в геохимии факты по различной способности минералов концентрировать разные элементы. Эта способность особенно эффективно объясняется на диаграммах, предложенных Н. Онумой [177]. Диаграммы строятся в координатах $K-Ri$ (ионный радиус). Н. Онумой показано, что размер ионов является главным фактором, контролирующим вариации коэффициента распределения для каждого из минералов. При этом размер иона в структуре каждого минерала учитывает координационное число иона, спин и другие параметры [199] и тем самым служит достаточно надежным показателем структурной позиции элемента в решетке минерала.

Такие диаграммы рассмотрены в ряде работ, в том числе в специальной сводке [152]. Мы приведем примеры таких диаграмм для изученных нами наиболее распространенных минералов: калиевых полевых шпатов, альбитов, слюд, моноклиновых пироксенов.

Диаграммы Н. Онумы для калиевых полевых шпатов (рис. 83, а, 84) представлены для среднего состава онгонита [46] и для среднего состава комендитов, пантеллеритов, трахилипаритов и трахитов (среднее из 12 анализируемых образцов).

На диаграмме для калиевого полевого шпата из онгонита (см. рис. 83, а) имеются две области повышенных значений K_1 , располагающиеся в интервалах ионных радиусов $< 0,6$ и $> 1,4 \text{ \AA}$, а между ними — область пониженных величин коэффициентов распределения элементов. Повышенные значения коэффициентов распределения элементов проявляются в областях ионных радиусов Si, Al и K. Следовательно, в данном случае общий характер распределения элементов между кристаллами щелочных полевых шпатов и основной массой (расплавом) онгонитов определяется в первую очередь близостью кристаллохимических свойств рассматриваемых элементов и главных компонентов кристаллов, т.е. структурой последних. Судя по средним значениям коэффициентов распределения, к позиции Si и Al в структуре щелочных полевых шпатов близки V^{3+} , P^{5+} , Cr^{6+} , Mo^{6+} , Be^{2+} , к позиции $K-Rb^{1+}$, Cs^{1+} , Ba^{2+} , Pb^{2+} .

На этой диаграмме, как и на любых диаграммах Н. Онумы, различными кривыми соединены величины коэффициентов распределения элементов одной валентности. В отличие от идеальных параллельных друг



Р и с. 84. Зависимость средних значений коэффициентов распределения элементов от величины ионного радиуса в структуре щелочного полевого шпата для комендитов, пантеллеритов, трахилипаритов и трахитов. Условные обозначения те же, что на рис. 83

другу кривых Н. Онумы изовалентные кривые коэффициентов распределения могут рассматриваться в лучшем случае лишь как конформные. Конформность выражается в том, что упомянутая выше область низких значений коэффициентов распределения проявлена для одно- (Li^{1+}), двух- (Ca^{2+} , Zn^{2+} , Mn^{2+}), трех- (Y^{3+} , Yb^{3+} , Nd^{3+}), четырех- (Sn^{4+}) и шести-валентных (W^{6+}) катионов. Отклонения от идеальной конформности кривых могут быть обусловлены следующим: 1) большой аналитической ошибкой применяемых нами методов анализа (см. табл. 1); 2) неопределенностью валентного состояния и координации катионов некоторых элементов в онгонитах (Cr, Mo, Mn и др.); 3) дополнительным влиянием валентности на коэффициенты распределения с близкими ионными радиусами; 4) влиянием содержания элемента в расплаве на коэффициент распределения. Влияние валентности проявляется в том, что для изоморфнозамещающих разновалентных катионов с высокими координационными числами коэффициенты распределения многовалентных катионов даже при близости ионных радиусов ниже ($K_1^K > K_1^{Ba}$). Для катионов с низкими координационными числами (Si, Al, B, Be и др.) влияние валентности на их коэффициенты распределения не такое определенное. Для них сохраняется

Р и с. 83. Зависимость средних значений коэффициентов распределения элементов от величины ионного радиуса в структуре калиевого полевого шпата (K_1), альбита (K_2) и слюды серии сидерофиллит-лепидолит-мусковит (K_3) для онгонитов. Цифры в индексах элементов — координационное число, остальные объяснения в тексте

зависимость понижения коэффициентов распределения элементов одинаковой валентности при увеличении различия ионного радиуса данного элемента с ионным радиусом элемента-хозяина (Si^{4+} — Sn^{4+} , Mo^{6+} — W^{6+}). Коэффициенты распределения выше у многих элементов-хозяев по сравнению с элементами-примесями той же валентности.

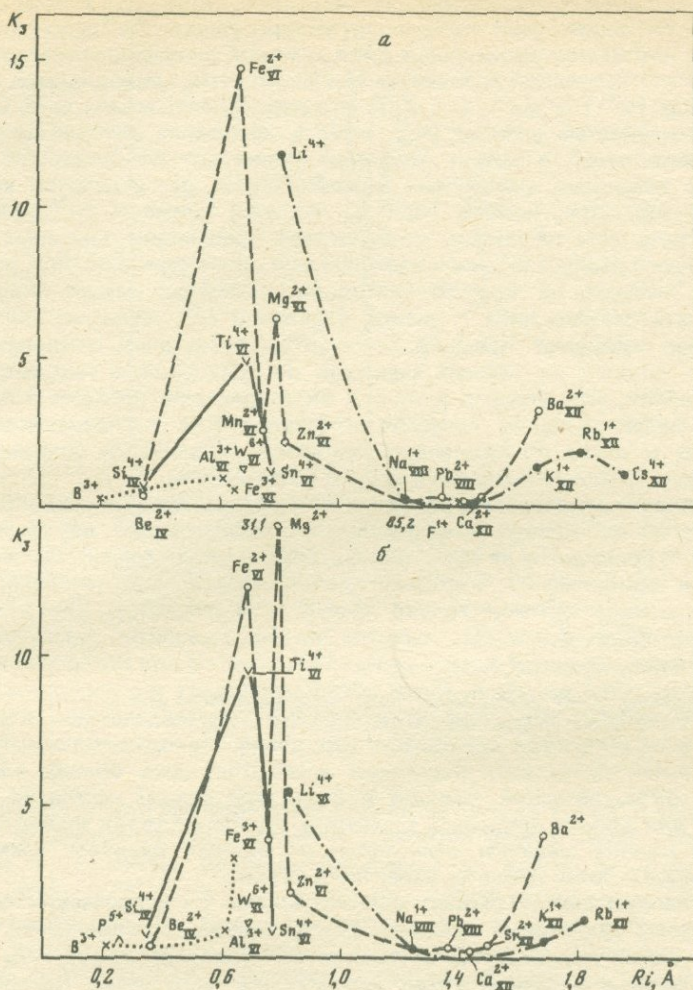
В целом близкая картина получается и для диаграммы Н. Онумы для калиевого полевого шпата из комендитов, пантеллеритов, трахилипаритов и трахитов (см. рис. 84). К сожалению, элементов для этой диаграммы меньше, чем для онгонитов (см. рис. 83а). В отличие от предыдущей диаграммы здесь резко повышены K_1^{Ba} и K_1^{Sr} .

По-видимому, причина этого в том, что данные породы попадают в область максимальных значений K_1^{Ba} и K_1^{Sr} (см. рис. 84), что объяснялось нами высокой вязкостью магм такого состава и максимальным отличием эффективных и равновесных значений коэффициента распределения. Для онгонитов это же объяснение приемлемо для $K_1^{\text{B}} > K_1^{\text{Al}}$. Это — еще одна из причин, которая способствует непараллельности разновалентных кривых на диаграммах Н. Онумы.

На рис. 83, б представлена диаграмма Н. Онумы для альбита из онгонита. Как и для калиевого шпата, на диаграмме имеются две области повышенных значений K_p тяготеющих к интервалам ионных радиусов $< 0,6$ и $> 1,1 \text{ \AA}$, а между ними область пониженных значений коэффициентов распределения. Повышенные значения K_p здесь также проявляются в областях ионных радиусов Si и Al и Ca—Na. К кремнию и алюминию по величинам K_p близки В, Р, Cr^{6+} , Mo^{6+} , Be^{2+} , к кальцию и натрию — Sr^{2+} , Pb^{2+} , Ce^{3+} . В альбите по сравнению с калиевым полевым шпатом сужена область пониженных значений коэффициентов распределения элементов. В связи с этим коэффициенты распределения итербия, иттрия, неодимия, церия и лантана в альбите выше, чем в калиевом полевоом шпате, и имеют максимум, приходящийся на Ce^{3+} , близкий к максимуму коэффициента Ca и Na. В альбите, как и в калиевом полевоом шпате, сохраняется конформность кривых коэффициентов распределения элементов разной валентности. Для альбита в области пониженных значений коэффициентов распределения для одновалентных элементов попадает литий, для двухвалентных — Mn^{2+} и Zn^{2+} , для трехвалентных — Y^{3+} , для четырехвалентных — Sn^{4+} и шестивалентных — W^{6+} . Эти элементы по ионным радиусам в наибольшей степени отличаются от элементов-хозяев (Ca, Na), в связи с чем имеют низкие величины коэффициентов распределения. Показательно, что для альбита коэффициенты распределения одновалентных катионов несколько превышают таковые для двухвалентных, что, по-видимому, связано с большей ролью в структуре альбита одновалентного натрия по сравнению с двухвалентным кальцием. В целом в области ионного радиуса Ca^{2+} — Na^+ значения $K_p^{\text{R}^+} > K_p^{\text{R}^{2+}} > K_p^{\text{R}^{3+}}$.

Как и для калиевого полевого шпата, в альбите для катионов с низкими координационными числами (Si, Al, В, Ве и др.) влияние валентности на величину K_p менее определенное.

Диаграммы Н. Онумы для плагиоклазов из различных магматических пород опубликованы [146, 152]. По этим данным обычно в плагиоклазе намечается от двух до четырех пиков в области ионного радиуса кальция, но чаще они сливаются в один широкий пик. Кривые для $K_p^{\text{R}^+}$ и $K_p^{\text{R}^{2+}}$ далеко не всегда строго параллельны. На основе диаграммы Н. Онумы удалось предположить наличие в структуре плагиоклаза двухвалентного европия. Характерно, что в плагиоклазе из базальта было показано значительное превышение коэффициента распределения стронция над коэффи-



Р и с. 85. Зависимость средних значений коэффициентов распределения элементов от величины ионного радиуса в структуре слюды серии аннит-флогопит для трахитов (а) и трахилипаритов (б). Условные обозначения те же, что на рис. 83

циентом распределения кальция. Судя по нашим данным, причиной этого явления могут быть резко повышенные величины K_2^{Sr} в области высоковязких магм (см. рис. 48).

Диаграммы Н. Онумы для слюд представлены для трахитов, трахилипаритов и онгонитов (см. рис. 83, а и рис. 85). Все они достаточно однотипны и похожи на приведенные в цитированных выше работах.

Для слюд (аннит-флогопитов и литиевых фенгит-мусковитов) имеется также две области максимальных коэффициентов распределения: 1) для элементов с ионным радиусом, близким к калию, и высоким координационным числом (12); 2) для октаэдрически координационных катионов, близких по ионному радиусу к железу и магнию. Очевидно, элементы первой группы (рубидий, цезий, свинец, барий) входят в структуру слюды

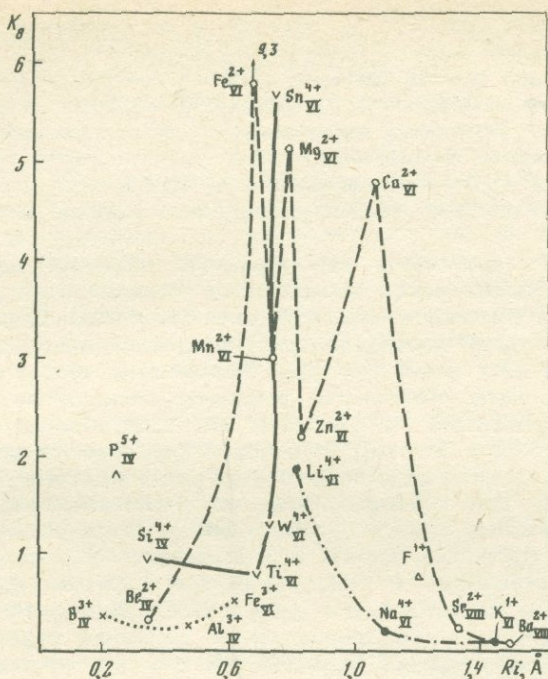
в позицию калия и изоморфно его замещают. Элементы второй группы входят в октаэдрическую позицию структуры слюды. Для двухвалентных катионов намечается расщепление пика значений коэффициентов распределения в октаэдрической позиции на два максимума, приходящиеся на Fe^{2+} (Ti, иногда Fe^{3+}) и Mg^{2+} (Li, Zn). Это расщепление может быть связано с упорядоченностью позиций Fe^{2+} и Mg в октаэдрах, которое по крайней мере проявляется в серии мусковит—лепидолит—сидерофиллит [89]. Наиболее высокими значениями коэффициентов распределения характеризуются элементы, ионные радиусы которых ближе к Fe^{2+} , Mg и K. Однако здесь есть несколько особенностей, требующих пояснения. В области ионного радиуса кремния расположены также бериллий, бор, фосфор, ниобий. Значения их коэффициентов распределения весьма низки, что может быть связано либо с низкой величиной K_3^{Si} , если эти элементы изоморфно замещают кремний, либо с максимальным отклонением в меньшую сторону их ионных радиусов по сравнению с таковым Fe^{2+} , если бериллий, бор, фосфор входят в октаэдрические позиции структуры слюды. Более высокие значения коэффициентов распределения этих элементов в слюде по сравнению, например, с полевыми шпатами, свидетельствует в большей степени о второй возможности.

Расщепление октаэдрической позиции на два максимума наиболее четко фиксируется на кривой коэффициентов распределения двухвалентных катионов и приходится на Mn^{2+} или Ni. Трех- и четырехвалентные катионы в первом приближении повторяют только левый пик октаэдрических катионов, одновалентные — только правый (см. рис. 83, в). Для октаэдрических катионов в слюдах трахитов и трахилипаритов коэффициенты распределения, превышающие единицу, отмечаются для интервала ионных радиусов от $\sim 0,4$ до $0,9 \text{ \AA}$. В эту область попадают и элементы, располагающиеся между расщепленными пиками октаэдрических катионов. Для слюд из онгонитов эта область еще шире, поскольку коэффициенты распределения почти всех изученных элементов здесь больше единицы. Видимо, октаэдрические позиции в структуре слюды настолько благоприятны для захвата различных элементов, что даже для тех элементов, для которых ионные радиусы отличаются от ионных радиусов элементов-хозяев на $0,3$ и более \AA , все же характерны $K_3 > 1$.

На минимум между расщепленными пиками октаэдрических позиций в слюдах из трахитов и трахилипаритов приходится положение олова. В то же время для слюд из онгонитов K_3^{Sn} довольно высок, что может быть связано с наличием среди усредненных проб резко повышенных K_3^{Sn} , характерных для наиболее вязких расплавов.

В области ионного радиуса калия отмечаются несколько повышенные величины K_p — бария, рубидия, свинца и цезия по сравнению с ожидаемыми на основании сравнения ионных радиусов этих элементов и калия. Вероятно, это также связано с тем, что представленные слюды часто попадают в область резко повышенных коэффициентов распределения, характерных для высоковязких расплавов. Поэтому, если для октаэдрических позиций всех слюд коэффициенты распределения элементов-хозяев выше, чем для изоморфнозамещающих их элементов с близкими ионными радиусами и разной валентности, то для позиции калия это правило часто не выдерживается.

В октаэдрических позициях слюд трахитов и трахилипаритов коэффициент распределения одновалентного катиона (литий) больше, чем двухвалентных катионов близкого ионного радиуса. Коэффициент распределения трехвалентных катионов ниже в октаэдрах этих слюд по сравнению



Р и с. 86. Зависимость коэффициента распределения элементов от величины ионного радиуса в структуре моноклинного пироксена для трахита (Муш4044). Условные обозначения те же, что на рис. 83

с коэффициентами распределения двухвалентных катионов. В слюдах онгонитов коэффициент распределения элементов-хозяев выше, чем для элементов с близкими ионными радиусами, но другой валентности. Так, $K_3^K > K_3^{Ba}$; $K_3^{Fe^{2+}} > K_3^{Ti^{4+}}$; $K_3^{Fe^{2+}} > K_3^{Li}$. В то же время монотонной зависимости коэффициентов распределения элементов с близкими ионными радиусами от их валентности не отмечаются. Например, для элементов с $R_i \sim 0,68 \text{ \AA}$ намечается такой ряд понижения коэффициентов распределения: $Fe^{2+} > Ti^{4+} > Li^{1+} > W^{6+}$. Сравнительно низкие значения K_3^{Ta} , K_3^{Zr} , K_3^{Hf} для онгонитов связаны с тем, что ионные радиусы Ta^{VI} , Zr^{VI} и Hf^{VI} могут быть близки к узкому минимуму в расщепленном пике коэффициентов распространения октаэдрических катионов.

На рис. 86 представлена диаграмма Н. Онумы для моноклинного пироксена из трахита (см. табл. 4, пр. Муш4044). Как и для других моноклинных пироксенов, здесь имеется два пика коэффициентов распределения, соответствующие разным структурным положениям Fe^{2+} — Mg ($R_i = 0,7\text{--}0,8$) и Ca ($R_i = 1,08$). К первому пику тяготеют повышенные величины коэффициентов распределения олова, лития.

Все представленные диаграммы несомненно демонстрируют роль структурного фактора в контроле вариаций коэффициентов распределения элементов.

Примеров влияния состава минерала на величину K_p приведено также достаточно. Так, K_p^{Rb} растет с увеличением содержания калия в *КПШ* или коэффициента распределения калия в плагиоклазе, слюде, амфиболе.

Аналогично ведет себя K_1^{Cs} . Коэффициенты распределения бария и стронция в плагиоклазах растут с увеличением содержания альбита в этом минерале. Иногда для разных составов слюд намечаются разные зависимости коэффициентов распределения от содержания элемента в расплаве (K_3^{Li} , K_3^{Cs} , K_3^{Be} и др.). Возможно, зависимость K_p от состава минералов частично отражает влияние температуры.

Зависимость K_p от кремнекислотности пород (K_p^{Be} , K_p^{Li}), видимо, также отражает влияние температуры, с одной стороны, и состава расплава — с другой.

И наконец, практически все изученные элементы характеризуются обратной логарифмической зависимостью коэффициента распределения от содержания элемента в основной массе (расплава). Подробное обсуждение этого явления проводилось при анализе вариаций коэффициентов распределения всех элементов. Для большинства элементов эта зависимость лучше всего объясняется влиянием вязкости и коэффициента диффузии компонента в расплаве на эффективный коэффициент распределения. Если это так, то ближе к равновесным оказываются те величины K_p , которые расположены в области их постоянства. Их можно рекомендовать для расчетов процессов равновесной кристаллизации.

Однако реальная кристаллизационная дифференциация природных магм может протекать именно при эффективных величинах коэффициентов распределения. В этом случае при обратной зависимости K_p от концентрации элемента следует допустить проявление особого геохимического механизма концентрирования и рассеяния редких элементов, значительно превосходящие возможности обычной кристаллизационной дифференциации. Этот механизм мы называем [46] саморегулирующим прогрессивным концентрированием (рассеянием), поскольку накопление (обеднение) элемента в расплаве ведет к понижению (повышению) его коэффициента распределения, а это, в свою очередь, — к еще большему концентрированию (обеднению) элемента в магме. Здесь коэффициент распределения и его концентрация как бы взаимно влияют друг на друга в виде своеобразной обратной связи.

Еще одна особенность этой зависимости — наличие широких вариаций K_p в области кларковых содержаний элементов. Это значит, что на современных уровнях значений K_p в области составов магм с кларковыми содержаниями элементов можно ожидать статистически случайного появления расплавов с $K_p > 1$ и $K_p < 1$. Отсюда одни и те же исходные магмы могут концентрировать (или обеднять) остаточные расплавы рядом редких элементов даже по механизму прогрессивного концентрирования, а могут и не подвергаться этому процессу (если $K_p > 1$). Способность магм к этому процессу, видимо, носит статистический характер.

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В проблеме связи рудных месторождений с кислым магматизмом, несмотря на проведенные многочисленные исследования, остается еще много спорных и неясных вопросов. Для решения их, по-видимому, наряду с традиционными геолого-минералогическими направлениями целесообразно привлекать новые подходы и методы. Одним из путей решения этой проблемы является исследование коэффициентов распределения различных элементов между минералами и магматическими расплавами, минералами и сосуществующими флюидами, которые отражают закономерности концентрации и рассеяния элементов в природных процессах [92].

Анализ коэффициентов распределения усложняется в связи с влиянием на их значения температуры, давления, состава системы, агрегатного состояния флюида и др. Поэтому значимость коэффициентов распределения элементов возрастает при наличии данных о важнейших физико-химических параметрах минералообразования в системе гранитный расплав—гидротермальный раствор, которые могут быть получены, например, при изучении микровключений в минералах. Наличие такой информации позволит использовать состав минералов в качестве критерия связи оруденения с магматизмом.

Накопленный к настоящему времени геохимический материал и экспериментальные данные показывают, что термодинамические активности рудных компонентов в магмах, комбинированные коэффициенты распределения и, как следствие, зависимости поведения элементов от степени фракционирования минералов при затвердевании интрузивных тел существенно различны для халькофильных (хлорофильных) рудных металлов и литофильных (фторофильных) редких элементов.

Для типичных халькофильных металлов кларковые содержания в кислых породах близки к предельным концентрациям насыщения магм в отношении рудных фаз [18, 94, 95] и комбинированные коэффициенты распределения близки к единице, а коэффициенты распределения для пары флюид — расплав достаточно высоки, в связи с чем процессы обогащения расплава рудными элементами в результате фракционной кристаллизации не играют решающей роли для мобилизации их водными флюидами, а наблюдаемые величины коэффициентов распределения не могут быть использованы в качестве критериев потенциальной рудоносности конкретных магматических тел. Более информативны в данном случае индикаторы химического потенциала и массы хлора в магме, в качестве которых выступают флюидные микровключения, а также анионный состав слюд, амфиболов и апатитов.

Иная ситуация возникает в случае литофильных редких металлов. Кларковые содержания их значительно ниже концентраций насыщения в отношении рудных фаз, и поэтому процессы накопления редких металлов в остаточном расплаве в ходе затвердевания магм оказываются необходимой предпосылкой формирования магматогенных месторождений. Возможность такого накопления определяется низкими значениями равновесных коэффициентов распределения, но для реализации этой возможности необходимо протекание магматической кристаллизации по пути, близкому к максимальному фракционированию твердых фаз от остаточного распла-

ва с интенсивным выравниванием концентраций в магме (см. Главу I). Фракционная кристаллизация приобретает большое значение для литофильных металлов еще и потому, что их мобилизация во флюид значительно зависит от потенциала фтора в системе, который также растет в случае эффективного фракционирования кристаллов от расплава, так как комбинированный коэффициент распределения фтора заметно меньше единицы.

Поскольку оцениваемые для природных объектов значения эффективных коэффициентов распределения отражают сложный комплекс факторов, определяющих интенсивность фракционирования компонентов в ходе кристаллизации, их величины дают хорошо обоснованный критерий (необходимый, но, к сожалению, недостаточный) потенциальной рудоносности магматических систем в отношении литофильных металлов. Ниже будут рассмотрены проблемы анализа связи оруденения с магматизмом на основе информации по коэффициентам распределения именно для этого класса рудных компонентов.

В настоящее время в литературе имеется значительное, хотя и далеко недостаточное, количество данных по коэффициентам распределения элементов в кислых магматических породах (см. табл. 10). Особый интерес в отношении связи редкометального оруденения представляют коэффициенты распределения элементов в рудных магматических расплавах, закаленными эквивалентами которых являются, например, онгониты [47]. Необходимо подчеркнуть, что по усредненным данным комбинированные коэффициенты распределения таких редких элементов, как литий, цезий, бериллий, цинк, фтор, ниобий, тантал, вольфрам и олово, значительно меньше единицы. В связи с этим фракционирование онгонитовых расплавов должно приводить к последовательному накоплению этих элементов в остаточных расплавах или поздних фазах массивов редкометальных литий-фтористых гранитов, что в действительности наблюдается в большинстве упомянутых массивов [45].

В связи с низкими значениями комбинированных коэффициентов распределения при фракционной кристаллизации онгонитовой магмы в остаточном расплаве концентрации Sn, W, Be и других редких элементов могут достигать значений, фиксируемых в наиболее обогащенных ими онгонитах. Отсюда следует вывод о возможности появления высоких (возможно, вплоть до рудных) концентраций редких элементов не только на постмагматическом (грейзены, кварцевые жилы и др.), но и на магматическом этапе эволюции кислых магматических пород. По-видимому, указанные высокие концентрации элементов могут быть обнаружены в кислых эффузивах. Примером таких пород служат известные бертрандитовые туфы США, богатые редкими элементами фтористые риолиты, а также цезиевые стекла и перлиты МНР и Забайкалья. Достаточно высокие концентрации олова и вольфрама в топазсодержащих риолитах Запада США и онгонитовых эффузивах МНР [51, 53, 89, 113, 185].

Таким образом, наличие величины коэффициентов распределения редких элементов меньше единицы служит показателем возможности появления рудных концентраций редких элементов на магматическом этапе. По-видимому, таким путем могли образоваться месторождения тантала и ниобия в редкометальных литий-фтористых гранитах, поскольку содержания их в последних выше или в крайнем случае близки к содержанию в расплавах (онгонитах). Концентрации фтора, лития, бериллия, вольфрама и иногда олова в расплавах (онгонитах) выше, чем в раскристаллизованных их аналогах [45]. Поскольку для указанных элементов характерны низкие величины $K_{\text{комб}}$, поэтому значительное их количество должно

переходить во флюид, отделяющийся при раскристаллизации онгонитовых магм. Поэтому не случайно перечисленные элементы концентрируются в постмагматических грейзенах и рудных жилах, образовавшихся под воздействием флюидов и генетически связанных с редкометалльными (богатыми редкими элементами) литий-фтористыми гранитами.

Для конкретизации этого положения приведем пример расчета концентрации Sn во флюиде в момент полной закристаллизации силикатного расплава [181]. Коэффициент распределения Sn между одномоляльным хлоридным флюидом, содержание фтористых соединений в котором определяется равновесиями топаза, флюорита, и гранитным расплавом при 750°C и 1500 кг/см^2 , имеет величину 0,05. Используя это значение, а также $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} = 0,18$ и кларк Sn в кислых породах, равный 0,0003%, были получены следующие значения содержаний рудного элемента во флюиде: для последней стадии фракционной кристаллизации 0,0045, а для условий полностью равновесной кристаллизации — 0,000085%.

С использованием этих результатов по методу И.Д. Рябчикова [93, 181] было подсчитано, что после окончания фракционной кристаллизации 100 км^3 (размеры среднего интрузивного массива) биотитового гранита ильменит-монацитового типа в водном флюиде будет находиться $2,46 \cdot 10^5\text{ т Sn}$ (это сопоставимо с крупным месторождением), а в случае равновесной кристаллизации — $4,59 \cdot 10^3\text{ т Sn}$. Следовательно, фракционирование кристаллических фаз увеличивает перенос Sn флюидом более, чем на порядок. При фракционной же кристаллизации указанного объема гранита сфен-ортитового типа выход данного рудного элемента во флюид уменьшается приблизительно на порядок, а для условий равновесной кристаллизации — более, чем на два порядка.

Рудогенерирующая способность магм должна быть значительно более высокой в случае оловоносных гранитов, для которых содержание Sn в исходном магматическом расплаве выше.

Используя те же расчеты, а также исходное содержание воды в онгонитовом расплаве (2%), растворимость воды в онгонитовой магме при 700°C и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000\text{ атм}$ (10%), исходное содержание Sn в онгонитовой магме (0,0037%), среднее значение $K_{\text{р}}^{\text{Sn}}$ между флюидом и расплавом 0,05 и среднее значение $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} = 0,2$ было оценено содержание Sn во флюиде в момент окончания кристаллизации онгонитового расплава [10]. При модели равновесной кристаллизации $C_{\text{ф}}^{\text{Sn}} = 9,4 \cdot 10^{-4}\%$, а при модели фракционной кристаллизации $C_{\text{ф}}^{\text{Sn}} = 0,05\%$. Если допустить, что в породе останется только то количество олова, которое вытекает из равенства $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} = C_{\text{порода}} / C_{\text{ж}}$ при $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} = 0,2$ и $C_{\text{ж}}^{\text{Sn}} = 0,0037$, а остальное количество переходит во флюид, то при завершении кристаллизации насыщенной водой онгонитовой магмы ($C_{\text{H}_2\text{O}} = 10\%$) $C_{\text{ф}}^{\text{Sn}} = 0,03\%$. Аналогичная оценка содержания вольфрама во флюиде при $K_{\text{комб}}^{\text{W}} = 0,39$ и $C_{\text{ж}}^{\text{W}} = 0,0007\%$ приводит к величине $C_{\text{ф}}^{\text{W}} = 0,00043\%$. Эта величина близка к реальным валовым концентрациям W в природных минерализованных водах ($\sim 10^{-4}\%$) [24, 37], а также к расчетным концентрациям рассматриваемого элемента в вольфрамоносных гидротермальных растворах ($2 \cdot 10^{-4}$), с которыми связано образование грейзенов [37]. Если базироваться на валовой концентрации W в магматическом флюиде, отделившемся при кристаллизации онгонитовой магмы, равной $\sim 4 \cdot 10^{-4}\%$, коэффициент распределения W между флюидом и расплавом онгонитов оказывается достаточно высоким и равным $\sim 0,57$. Следовательно, магматическая флюидная фаза должна оказывать существенное влияние на распределение вольфрама в кислых магматических породах. Видимо, с этим связаны имею-

щиеся отклонения поведения элемента при становлении массивов Гранитоидов от модели фракционной кристаллизации (см. рис. 60)¹.

Низкие величины $K_{\text{комб}}^{\text{Sl}}$ и $K_{\text{комб}}^{\text{W}}$ в потенциально рудоносных кислых магмах, а также существенный переход этих элементов во флюиды при кристаллизации таких магм объясняют также очень частный парагенезис вольфрамовых и оловянных минералов в месторождениях [37, 38], связанных с литий-фтористыми гранитами.

Рассмотрим некоторые эмпирические критерии потенциальной рудоносности кислых магматических пород по данным различных исследователей. Одним из таких эмпирических критериев потенциальной рудоносности магматических пород (металлогенической специализации) считалась повышенная концентрация рудного элемента в породе. Для оловоносных литий-фтористых гранитов он находит свое обоснование в зависимости комбинированного коэффициента распределения олова от содержания этого элемента в породе (см. рис. 58). Чем выше содержание олова в породе, тем ниже значение $K_{\text{комб}}^{\text{Sl}}$ и тем в большей степени происходит концентрирование олова в остаточном расплаве. Видимо, этот критерий может быть использован для оценки потенциальной вольфрамоносности и бериллиносности кислых пород (см. рис. 31, 58), но повышенные концентрации этих элементов сохраняются только в вулканических породах, а из раскристаллизованных плутонических фаций бериллий и вольфрам удаляются с флюидной фазой.

Другим критерием потенциальной рудоносности может быть накопление элементов в поздних фазах интрузивных массивов. При допущении механизма кристаллизационной дифференциации в образовании таких массивов этот критерий является следствием низких (< 1) значений комбинированных коэффициентов распределения рудных элементов. Поэтому концентрации лития, бериллия, цинка, фтора, ниобия, тантала, олова увеличиваются в породах поздних фаз рудоносных массивов литий-фтористых гранитов [45].

Коэффициенты распределения многих редких элементов (бериллия, лития, рубидия, олова и др.) зависят от концентрации фтора в системе [48—50, 52, 57]. Отсюда становится понятной положительная роль фтора в генерации редкометального оруденения, которая является еще одним из эмпирических критериев потенциальной рудоносности кислых магматических пород [104].

Наконец, подчеркнем разные величины коэффициентов распределения редких элементов для альбита, калиевого полевого шпата и слюды. Как правило, наибольшее значение (> 1) они имеют для слюды; и поэтому способность слюд концентрировать редкие элементы также используют в качестве эмпирического критерия потенциальной рудоносности. В области составов расплавов с содержанием олова выше 100 г/т (см. рис. 57) коэффициент распределения олова между слюдой и расплавом достаточно постояен, в связи с чем в таких рудоносных магмах слюды будут последовательно обогащаться оловом по мере накопления его в магме. В то же время (см. рис. 57) способность накапливать (или рассеивать) олово характерна для слюд из относительно бедных оловом пород и, следова-

¹ Подобные приближенные оценки основаны на том, что при низких значениях $K_{\text{комб}}^{\text{Sl}}$ выход элемента-примеси во флюид в довольно широком интервале величин $K_{\text{флюид-расплав}}$ остается практически постоянным. Поэтому данный подход можно рекомендовать для ориентированных оценок при рассмотрении поведения литофильных редких металлов в расплавах с высокими их содержаниями (и соответственно наиболее низкими величинами $K_{\text{комб}}^{\text{Sl}}$), но он не применим в случае магм с кларковыми содержаниями редких элементов.

тельно, не может служить надежным критерием потенциальной рудоносности.

Калиевые полевые шпаты и альбиты в силу слабой способности концентрировать большинство редких элементов являются менее четкими, чем слюды, показателями потенциальной рудоносности кислых магматических пород.

Таким образом, величина комбинированного коэффициента распределения элементов, отражающая геохимическую роль минералов как концентраторов этих элементов, служит очень важным геохимическим и минералогическим критерием связи редкометального оруденения (магматического и послемагматического) с кислым магматизмом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного впервые анализа вариаций коэффициентов распределения элементов между минералами-вкрапленниками и основной массой вулканических пород позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Вариации коэффициентов распределения редких элементов в магматических породах в подавляющем числе случаев носят закономерный характер и определяются структурой минералов, их составом, иногда составом расплава и обычно содержанием элемента в расплаве. Все эти параметры зависят от ряда физико-химических параметров и в первую очередь от температуры.

2. Структурный фактор проявляется в контроле вариаций коэффициентов распределения элементов со стороны вида минерала, размеров ионных радиусов элементов-хозяев и изоморфных с ними элементов, координационного числа элементов, их валентности и др. Для многих из изученных минералов часто отмечается зависимость коэффициентов распределения от состава минерала, а иногда и от кремнекислотности расплава.

3. Для подавляющего числа элементов коэффициенты распределения связаны логарифмически обратной зависимостью с концентрациями элементов в расплаве. Эта зависимость обусловлена, видимо, тем, что содержание элемента в расплаве коррелируется с его физическими свойствами вязкостью, с ростом которой возрастает различие между эффективными и равновесными значениями коэффициентов распределения. Не исключено, что для ряда элементов (например, бора) рассматриваемая зависимость отражает эффект улавливания элементов кристаллической структурой минералов.

4. Проведенный анализ вариаций коэффициентов распределения элементов позволяет подойти более обоснованно и объективно к выбору необходимых величин коэффициентов распределения для количественных расчетов различных петрологических и геохимических моделей: с учетом состава минерала, расплава, содержания элемента в расплаве, степени приближения эффективных значений коэффициентов распределения к равновесным и др. Примеры таких расчетов и их методика приведены в работе И.Д. Рябчикова [92] и других исследователей, в том числе и авторов.

5. Исходя из применимости к природным магматическим процессам эффективных величин коэффициентов распределения элементов, нами предложен механизм прогрессивного саморегулирующего их концентрирования или обеднения.

6. На основе вариаций коэффициентов распределения элементов в онгонитах объяснены эмпирически выведенные признаки потенциальной рудоносности гранитоидов.

Возможности использования коэффициентов распределения элементов многообразны. Особенно перспективно их применение для изучения эво-

люции магматических процессов как в рамках конкретных петрологических систем, так и в глобальном отношении. В данной работе сделан только шаг в изучении эмпирических факторов, управляющих вариациями коэффициентов распределения. Эти работы необходимо продолжить вплоть до создания такой общей системы коэффициентов распределения элементов в природных процессах, какой, например, является система кларков. Большую перспективу авторы видят в комплексном изучении коэффициентов распределения элементов в порфировых породах с одновременным исследованием расплавных и флюидных включений в минералах.

Авторы отдают себе отчет, что полученные ими зависимости коэффициентов распределения от различных факторов носят эмпирический характер. Связь этих параметров со строгими физико-химическими свойствами, конечно, остается проблематичной, и дальнейшие исследования должны помочь понять их в более явной форме.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамов В.А., Петрова М.А., Пополитов Э.И.* Состав долинных базальтов Бортойского лавового поля. — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1979, с. 19—23.
2. *Александров С.М., Барсуков В.Л., Щербина В.В.* Геохимия эндогенного бора. М.: Наука, 1968. 183 с.
3. *Антипин В.С.* Петрология и геохимия мезозойских гранитов Пришилькинской структурной зоны (Восточное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1970. 20 с.
4. *Антипин В.С.* Полевые шпаты мезозойских гранитоидов различных геохимических типов (МНР) и их петрогенетическое значение. — В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975, с. 82—102.
5. *Антипин В.С.* Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. Новосибирск: Наука, 158 с.
6. *Антипин В.С.* Полевые шпаты — геохимические индикаторы генезиса магматических пород и их потенциальной рудоносности. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 61—70.
7. *Антипин В.С., Коваленко В.И., Петров Л.Л.* Распределение бора между вкрапленниками и основной массой эффузивных и субвулканических пород. — Геохимия, 1982, № 11, с. 1639—1657.
8. *Антипин В.С., Коваленко В.И., Костюкова Е.С., Сомина Л.А.* Коэффициенты распределения свинца и цинка в кислых породах (на примере онгонитов) и их геохимическое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 43—57.
9. *Антипин В.С., Гайворонский Б.А., Сапожников В.П., Писарская В.А.* Онгониты Шерловогорского района (Восточное Забайкалье). — Докл. АН СССР, 1980, 253, № 1, с. 228—232.
10. *Антипин В.С., Коваленко В.И., Кузнецова А.И.* и др. Поведение олова и вольфрама в рудоносных кислых магматических породах на основе анализа коэффициентов распределения. — Геохимия, 1981, № 2, с. 163—178.
11. *Антипин В.С., Гайворонский Б.А., Сапожников В.П.* и др. Вулкано-плутонический магматизм и рудоносность Долгокычинской кольцевой структуры. — Геология и геофизика, 1980, № 7, с. 52—61.
12. *Антощенко-Оленев И.В.* Кайнозой Джидинского района Забайкалья: (Стратиграфия, палеогеография, неотектоника). Новосибирск: Наука, 1975. 126 с.
13. *Анфилогов В.Н., Бушляков И.Н., Вилисов В.А., Брагина Г.И.* Распределение фтора между биотитом, амфиболом и расплавом гранита при температуре 780° и давлении 1000 атм. — Геохимия, 1977, № 3, с. 471—475.
14. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
15. *Барсуков В.Л.* К геохимии олова. — Геохимия, 1957, № 1, с. 36—45.
16. *Барсуков В.Л.* Некоторые вопросы геохимии бора. — Геохимия, 1981, № 7, с. 561—572.
17. *Барсуков В.Л., Павленко Л.И.* Распределение олова в гранитоидных породах. — Докл. АН СССР, 1956, 109, № 3, с. 589—592.
18. *Барсуков В.Л., Рябчиков И.Д.* Об источнике рудного вещества. — Геохимия, 1980, № 10, с. 1439—1449.
19. *Баскина В.А., Волчанская И.К., Коваленко В.И.* и др. Калиевый щелочной вулкано-плутонический комплекс Мушугай-Худук на юге МНР и связанная с ним минерализация. — Сов. геология, 1978, № 4, с. 86—99.
20. *Белов И.В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 372 с.
21. *Белов Н.В.* Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 95—99.
22. *Беус А.А.* Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 328 с.
23. *Беус А.А., Диков Ю.П.* Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования (на основе гидротермального эксперимента). М.: Недра, 1967. 158 с.
24. *Бойко Т.Ф.* Озеро Серле и его ли-

тиеносные и вольфрамоносные регионы. — Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, с. 47—66.

25. Бушляков И.Н. Коэффициенты распределения фтора и хлора между минералами в гранитоидах. — В кн.: Симпоз. по геохимии магматических пород: Тез. докл. М., 1981, с. 15—16.

26. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 535—572.

27. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня/Р.Д. Гаврилин, Б.И. Злобин, Л.Л. Леонова и др. М.: Наука, 1966. 247 с.

28. Геохимия редких элементов в связи с проблемой парагенезиса. — В кн.: Тр. геохим. симпоз. (20—24 декабря 1957 г.). М.: Изд-во АН СССР, 1959. 161 с.

29. Горбов А.Ф. Геохимия бора. М.: Недра, 1976. 207 с.

30. Гордиенко В.В., Кривовичев В.Г. Rb и Ba и их отношения как пространственно-временные векторы развития гранитоидного магматизма. — В кн.: Симпоз. по геохимии магматических пород: Тез. докл. М., 1981, с. 18.

31. Горегляд А.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Новые данные о внутреннем строении Хан-Богдинского щелочно-гранитного массива. — Докл. АН СССР, 1979, 246, № 2, с. 408—411.

32. Горегляд А.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Абрамова Е.В. Комендиды и пантеллериты Монголии. — Докл. АН СССР, 1980, 252, № 1, с. 1467—1471.

33. Гунбин В.Д., Чербыкова Л.Ф. К стратиграфии верхнеюрских образований Шадоронского прогиба (Восточное Забайкалье). — Зап. Забайк. отд-ние Геогр. о-ва СССР, 1963, № 1, с. 25—38. (Тр. Геол. секции; Вып. 19).

34. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 1. 365 с.

35. Жариков В.А., Власова Д.К. Сосуществующие составы гранатов и плагиоклазов как показатель кислотности-щелочности. — В кн.: Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976, с. 30—34.

36. Зубков В.С. Геохимия и петрология латитовой серии Центрального Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1979. 25 с.

37. Иванова Г.Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1972. 151 с.

38. Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 244 с.

39. Иванова Г.Ф., Бутузова Е.Г. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1968, № 6, с. 689—700.

40. Кележинскас В.В. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Монголия. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.

41. Кележинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 308 с.

42. Кележинскас В.В., Антипин В.С. Мегакристы санидина из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии. — Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 64—71.

43. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.

44. Коваленко В.И. Распределение фтора в дайке топазсодержащего кварцевого кератофира (онгонита) и предполагаемая растворимость фтора в гранитных расплавах. — Геохимия, 1973, № 1, с. 57—66.

45. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.

46. Коваленко В.И., Антипин В.С. Коэффициенты распределения элементов в онгонитах. — Докл. АН СССР, 1980, 255, № 1, с. 182—186.

47. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 124 с.

48. Коваленко В.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Коэффициенты распределения бериллия в онгонитах и некоторые вопросы его поведения в редкометалльных литий-фтористых гранитах. — Геохимия, 1977, № 8, с. 1159—1172.

49. Коваленко В.И., Антипин В.С., Рябчиков И.Д. Вариации коэффициентов распределения рубидия в магматических породах. — Геохимия, 1981, № 7, с. 1017—1026.

50. Коваленко В.И., Антипин В.С., Ярошенко С.К. Коэффициенты распределения бария и стронция в онгонитах и редкометалльных литий-фтористых гранитах. — Геохимия, 1977, № 5, с. 757—771.

51. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Горегляд А.В. Богатые редкими элементами онгонитовые вулканиты. — Докл. АН СССР, 1979, 246, № 3, с. 682—686.

52. Коваленко В.И., Антипин В.С., Коваленко Н.И. и др. Коэффициенты распределения лития, рубидия, цезия в онгонитах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 45—59.

53. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С. и др. Толпазоносный кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород. — Докл. АН СССР, 1971, 199, № 2, с. 430—433.
54. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др. Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби (МНР). — Геохимия, 1977, № 9, с. 1312—1326.
55. Коваленко В.И., Финько В.И., Летников Ф.А. и др. О некоторых эффузивных и субвулканических породах с повышенными концентрациями редких элементов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 8, с. 95—106.
56. Коваленко В.И., Тишендорф Г., Антипин В.С. и др. Геохимическое сопоставление гранитоидов ГДР и МНР. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1845—1856.
57. Коваленко В.И., Антипин В.С., Конусова В.В. и др. Коэффициенты распределения фтора, ниобия, тантала, лантана, иттербия, иттрия, олова и вольфрама в онгонитах. — Докл. АН СССР, 1977, 233, № 5, с. 951—953.
58. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование распределения лития и рубидия в системе онгонит—Н₂О—HF. — Геохимия, 1977, № 6, с. 885—893.
59. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 151 с.
60. Коваленко Н.И., Петров Л.Л., Журавлева Р.М., Знаменский Е.Б. Экспериментальные данные о распределении бериллия и фтора в процессе кристаллизации фторфлогопита. — В кн.: Ежегодник Института геохимии СО АН СССР, 1969 г. Иркутск, 1970, с. 304—319.
61. Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
62. Козарко Л.Н. Проблемы генезиса агапатовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
63. Козарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 125 с.
64. Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Полярность минеральных равновесий. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1980, ч. 109, вып. 5, с. 505—516.
65. Козарко Л.Н., Петрова Е.Н., Кригман Л.Д. Фракционирование стронция в ходе кристаллизации апатитоносных ийолит-уртитовых магм. — Докл. АН СССР, 1978, 242, № 6, с. 1403—1406.
66. Козарко Л.Н., Рамендик Г.И., Романчев Б.П., Трофимов В.А. Фракционирование элементов-примесей минералами щелочных базальтов. — Докл. АН СССР, 1980, 254, № 5, с. 1224—1227.
67. Коржинский Д.С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1, с. 10—25.
68. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
69. Кравченко С.М., Беляков А.Ю. Коэффициенты распределения стронция и редких земель и модели формирования ийолит-уртитовой интрузии Хибинского массива. — В кн.: Симпоз. по геохимии магматических пород: Тез. докл. М., 1981, с. 8—9.
70. Кравченко С.М., Берзина И.Г. Уран в базальтах и долеритах по данным f-радиографии. М.: Недра, 1975. 119 с.
71. Кравчук И.Ф., Чернышева И.В., Урусов В.С. Распределение ряда элементов между вкрапленниками плагиоклаза и основной массой как индикатор условий кристаллизации базальтов Южного прорыва Толбачика. — Геохимия, 1980, № 7, с. 966—973.
72. Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б. Стронций в гранитоидах Центральной Карелии. — В кн.: Симпоз. по геохимии магматических пород: Тез. докл. М., 1981, с. 18—19.
73. Лапидес И.Л., Коваленко В.И., Коваль П.В. Спуды редкометалльных гранитоидов: (Химический состав и термический анализ). Новосибирск: Наука, 1977. 103 с.
74. Левашев Г.Б. Магматогенная геохимия олова и вольфрама. М.: Наука, 1978. 143 с.
75. Леонова Л.Л., Легейдо В.А. Фазовое распределение олова в четвертичных вулканитах Камчатки и Курильских островов. — Геохимия, 1975, № 10, с. 1452—1458.
76. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 199 с.
77. Ляхович В.В. Распределение редких элементов между порфировыми вкрапленниками и стекловатой основной массой витроандезита. — Геохимия, 1972, № 10, с. 1169—1177.
78. Мелихов И.В. Сокристаллизация микропримеси с растущими кристаллами. — Радиохимия, 1960, 2, № 5, с. 509—520.
79. Месторождения литофильных редких металлов/ Л.Ф. Борисенко, В.В. Бурков, Ю.А. Капустин и др. М.: Недра, 1980. 559 с.
80. Миронов А.Г., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Исследование коэффициентов распределения Ni, Sn, Au в базальтовых системах с помощью радиоизотопов. — В кн.: Симпоз. по геохимии магматических пород: Тез. докл. М., 1981, с. 11—12.

81. Мосиондз К.А., Вертлиб В.И., Бобров Г.М. и др. Щелочной кольцевой субвулканический массив с карбонатами в Южной Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 4, с. 29—44.

82. Наумов В.Б., Финько В.И. Условия кристаллизации вкрапленников кайнозойских щелочных пемз Приморья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12, с. 91—95.

83. Овчинников Л.Н., Ганзев А.А., Челищев Н.Ф. Распределение металлов в кислых эффузивах как один из критериев связи рудообразования с магматизмом. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 44—61.

84. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.

85. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 285 с.

86. Петров Л.Л. Геохимия бериллия в гранитоидах Восточной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР. 1969. 24 с.

87. Петров Л.Л. Поведение бериллия при кристаллизации гранитоидных расплавов. — Геохимия, 1973, № 6, с. 824—838.

88. Петрова З.И., Легейдо В.А. К геохимии олова в магматическом процессе. — Геохимия, 1966, № 4, с. 482—489.

89. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис) / В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, Л.П. Зоненшайн и др. М.: Наука, 1971. 236 с.

90. Рябчиков И.Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М.: Наука, 1965. 120 с.

91. Рябчиков И.Д. поведение изоморфных примесей при перекристаллизации минералов. — Геохимия, 1971, № 10, с. 1257—1260.

92. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 132 с.

93. Рябчиков И.Д., Дурасова Н.А., Барсуков В.Л. Факторы миграционной способности олова в кислых магматических системах. — В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология. М.: Наука, 1976, с. 13—17.

94. Рябчиков И.Д., Рехарский В.И., Кудрин А.В. Мобилизация молибдена магматическими флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов. — Геохимия, 1981, № 8, с. 1243—1246.

95. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Ефимов А.С. и др. Медь в системе гранит—флюид. — Геохимия, 1980, № 9, с. 1320.

96. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Коэффициенты распределения редких

щелочных элементов в гранитах — индикаторы условий кристаллизации гранитоидных серий (на примере Урала). — В кн.: Симпоз. по геохимии магматических пород: Тез. докл. М., 1981, с. 20—21.

97. Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатов Монголии. М.: Наука, 1982. 170 с.

98. Сретенская Н.Г. Экспериментальное исследование распределения рубидия, таллия и свинца в системе калиевый полевой шпат—вода. — В кн.: Экспериментальные исследования в области минералогии и геохимии редких элементов. М.: Наука, 1967, с. 39—46.

99. Сретенская Н.Г. Выращивание кристаллов калиевого полевого шпата на затравке и изучение распределения в них примеси рубидия. — В кн.: Экспериментальные исследования процессов минералообразования. М.: Наука, 1970, с. 95—100.

100. Ставров О.Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними легматов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 141 с.

101. Ставров О.Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978. 213 с.

102. Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973. 209 с.

103. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 230 с.

104. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 273 с.

105. Таусон Л.В., Антипин В.С., Зубков В.С. Геохимическое значение коэффициентов распределения редких элементов в юрских интрузивных и субвулканических породах Забайкалья. — Геология и геофизика, 1981, № 2, с. 20—22.

106. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зубков В.С. О новом источнике оловянного орудения в Восточном Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1974, 215, № 3, с. 704—707.

107. Таусон Л.В., Кузьмин М.И., Легейдо В.А. Сравнительное поведение олова в оловоносных и неоловоносных гранитах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1966, № 2, с. 161—167.

108. Таусон Л.В., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Бериллий в мезозойских гранитоидах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1969, № 8, с. 952—963.

109. Урусов В.С., Кравчук И.Ф. Энергетический анализ и расчеты коэффициентов распределения изовалентных изоморфных примесей при кристаллизации расплавов. — Геохимия, 1976, № 8, с. 1204—1223.

110. Урусов В.С., Кравчук И.Ф. Эффект улавливания микропримеси дефектами кристаллической решетки и его геохимическое значение. — Геохимия, 1976, № 7, с. 963—978.
111. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
112. Хардер Г. Геохимия бора. М.: Недра, 1965. 135 с.
113. Шатков Г.А., Гуцин Е.И. О высоких содержаниях цезия в кислых вулканических стеклах. — Геохимия, 1969, № 12, с. 1510—1513.
114. Шталь Н.В. Петрохимические особенности верхнемезозойских вулканогенных формаций Восточного Забайкалья. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 172—183.
115. Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1976. 277 с.
116. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Горегляд А.В. и др. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение. — Докл. АН СССР, 1979, 247, № 5, с. 1244—1248.
117. Allègre C.J., Treuil M., Minsster I.F. et al. Systematic use of trace element in igneous processes. I. Fractional crystallization processes in volcanic suites. — Contribs. Miner. and Petrol., 1977, vol. 60, N 1, p. 57—75.
118. Arndt N. Partitioning of nickel between olivine and ultrabasic and basic komatiite liquids. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1977, vol. 76, p. 553—557.
119. Arth I.G. Behaviour of trace elements during magmatic processes — a summary of theoretical models and their applications. — J. Res. US Geol. Surv., 1976, vol. 4, p. 41—47.
120. Berlin R., Henderson C.M.B. The distribution of Sr and Ba between the alkali feldspar, plagioclase and groundmass phases of porphyritic trahites and phonolites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1969, vol. 33, N 2, p. 247—255.
121. Berman R.G. Differentiation of calc-alkaline magmas: Evidence from the Coquihalla volcanic complex, British Columbia. — J. Volcan. and Geotherm. Res., 1981, vol. 9, N 2/3, p. 151—179.
122. Beswick A.E. An experimental study of alkali metal distributions in feldspars and micas. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, N 2, p. 183—208.
123. Borchert H., Dybek I. Geochimie des Zinns. — Chem. Erde, 1960, Bd. 20, N 3, s. 137—154.
124. Burnol L. Geochimie du béryllium et types de concentration dans les leucogranites du massif central français. — Mém. BRGM, 1974, N 85, p. 168.
125. Burton V.A., Prim R.C., Slichter W.P. The distribution of solute in crystal grown from a melt. 1. Theoretical. — J. Chem. Phys., 1953, N 21, p. 1987—1991.
126. De Albuquerque Carlos A.R. Partition of trace elements in coexisting biotite, muscovite and potassium feldspar of granitic rocks, Northern Portugal. — Chem. Geol., 1975, vol. 16, N 2, p. 89—108.
127. De Pieri R., Quarenì S. Partition coefficients of alkali and alkaline-earth elements between alkali feldspar phenocrysts and their lava matrix. — Miner. Mag., 1978, vol. 42, N 321, p. 63.
128. Drake M.J., Holloway J.R. "Henry's law" behaviour of Sm in a natural plagioclase/melt system: Importance of experimental procedure. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 6A, p. 679—683.
129. Drake M.J., Holloway J.R. Partitioning of Ni between olivine and silicate melt: The "Henry's law problem" reexamined. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, N 3, p. 431—437.
130. Drake M.J., Weill D.F. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺ and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: An experimental study. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 5, p. 689—712.
131. Dudas M.J., Schmitt R.A., Harward M.E. Trace element partitioning between volcanic plagioclase and dacitic pyroclastic matrix. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 11, N 5, p. 440—446.
132. Dupuy C. Rubidium et caesium dans biotite, sanidine et verre des ignimbrite de Toscano (Italie). — Chem. Geol., 1968, vol. 3, N 4, p. 281—292.
133. Eugster H.P. Distribution of cesium between sanidine and hydrous fluid. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1954, vol. 53, p. 102—104.
134. Eugster H.P. The cesium-potassium equilibrium in the system sanidine-water. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1955, vol. 54, p. 112—113.
135. Evans S.H., Nash W.P. Diffusion gradients in natural silicic liquids. — EOS, 1979, vol. 60, N 18, p. 402.
136. Experimental trace element geochemistry: Proc. intern. conf. held in Sedona, Arizona, 12—16 Sept., 1977. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 6A, p. 657—943.
137. Fung P.C., Shaw D.M. Na, Rb and Tl distributions between phlogopite and sanidine by direct synthesis in a common vapour phase. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 6A, p. 703—708.
138. Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline

- magma types. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, vol. 32, N 19, p. 1057–1068.
139. *Gill J.B.* Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, N 6A, p. 709–724.
140. *Goldsmith J.* Ga and Ge substitutions in synthetic feldspars. — *J. Geol.*, 1950, vol. 58, p. 518–536.
141. *Goodman R.I.* The distribution of Ga and Rb in coexisting groundmass and phenocrysts phases of some basic volcanic rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, vol. 36, N 3, p. 303–318.
142. *Griffin W.L., Murthy V.R.* Distribution of K, Rb, Sr and Ba in some minerals relevant to basalt genesis. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, vol. 33, N 11, p. 1389–1414.
143. *Häkli T.A., Wriqht Th.L.* The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, vol. 31, N 5, p. 877–884.
144. *Hart S.R., Brooks C.* Clinopyroxene matrix partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, N 12, p. 1799–1806.
145. *Hellwege H.* Zum Vorkommen des Zinns als spurenelement in Mineralien. — In: *Hamburger Beiträge angewandten Mineralogie und Kristallographik*, 1956, N 1, s. 73–136.
146. *Higuchi H., Nagasawa H.* Partition of trace-elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 7, N 3, p. 281–287.
147. *Holland T.J.B., Navrotsky A., Newton R.C.* Thermodynamic parameters of $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ – $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ pyroxenes based on regular solution and cooperative disordering models. — *Contribs. Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 69, N 4, p. 337–344.
148. *Iiyama J.T.* Étude expérimentale de la distribution d'éléments en traces entre deux feldspaths: Feldspath potassique et plagioclase coexistants. 1. Distribution de Rb, Cs, Sr et Ba à 600°C. — *Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr.*, 1968, t. 91, N 2, p. 130–140.
149. *Iiyama J.T.* Behaviour of trace elements in feldspars under hydrothermal conditions. — In: *Feldspars*, Manchester: Univ. press, 1972, pt. IY. Minor elements and natural occurrences, p. 717–730.
150. *Irving A.I.* A review of experimental studies of crystal/liquid trace elements partitioning. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, N 6A, p. 743–770.
151. *Jeffery P.G.* The geochemistry of tungsten with special reference to the rock of the Uganda protectorate. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, vol. 16, N 4, p. 278–295.
152. *Jensen B.B.* Patterns of trace elements partitioning. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, vol. 37, N 10, p. 2227–2242.
153. *Kilinc J.A., Burnham C.W.* Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. — *Econ. Geol.*, 1972, vol. 67, p. 231–235.
154. *Korringa M.K., Noble D.C.* Distribution of Sr and Ba between natural feldspar and igneous melt. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 11, N 2, p. 147–151.
155. *Krauskopf K.B.* Relation of volatilities to ore-metal associations. — In: *Symposium problems of postmagmatic ore deposition*, Pr., 1963, vol. 1, p. 434–437.
156. *Lagache M., Sabatier G.* Distribution des éléments Na, K, Rb et Cs à l'état de trace entre feldspaths alcalins et solutions hydrothermales à 650°C, 1 kbar: données expérimentales et interprétation thermodynamique. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, vol. 37, N 12, p. 2617–2640.
157. *Lange H., Tischendorf G., Pälchen W.* et al. Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges. — *Geologie*, 1972, Bd. 21, N 4/5, s. 457–493.
158. *Larsen L.M.* Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks from the Gardar igneous province, South Greenland. — *Lithos*, 1979, vol. 12, N 4, p. 303–315.
159. *Larsen E.S., Huribut C.S., Buie B.F., Burgess C.H.* Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1941, vol. 52, N 12, p. 1841–1868.
160. *Leeman W.P.* Partitioning of Pb between volcanic glass and coexisting sanidine and plagioclase feldspars. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, vol. 43, N 1, p. 171–175.
161. *Liotard J.M., Lefèvre C., Dupuy C.* Coefficients au partage de Li, K, Rb, Cs, Sr et Ba entre plagioclase et verre des roches de la série calco-alcaline du Pérou. — *C.r. Acad. sci. D.*, 1977, vol. 285, N 11, p. 1087–1090.
162. *Liotard J.-M., Vernieres J., Dupuy C.* Variabilité des valeurs de coefficient de partage — influence de la structure des liquides magmatiques. — *Chem. Geol.*, 1979, vol. 26, N 3/4, p. 237–247.
163. *Lang P.E.* Experimental determination of partition coefficients for Rb, Sr and Ba between alkali feldspar and silicate liquid. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, N 6, p. 833–846.
164. *Mackenzie D.E., Chappell B.W.* Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua-New Guinea. —

Contribs. Miner. and Petrol., 1972, vol. 35, N 1, p. 50–62.

165. *Minster J.F., Minster J.B., Treuil M., Allègre C.J.* Systematic use of trace elements in igneous processes. 2. Inverse problem of the fractional crystallization process in volcanic suites. — *Contribs. Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 61, N 1, p. 49–77.

166. *Minster J.F., Allègre C.J.* Systematic use of trace elements in igneous processes. 3. Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites. — *Contribs. Miner. and Petrol.*, 1978, vol. 68, N 1, p. 37–52.

167. *McCarthy T.S., Hysty R.A.* Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, N 11, p. 1351–1358.

168. *Mysen B.O.* Limits of solution of trace elements in minerals according to Henry's law: Review of experimental data. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, N 6, p. 871–885.

169. *Mysen B.O., Virgo D.* Influence of melt structure on crystal-liquid trace element partitioning. — *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1980, vol. 79, p. 326–327.

170. *Nagasawa H.* Rare earth distribution in alkali rocks from Oki-Dogo Island, Japan. — *Contribs. Miner. and Petrol.*, 1973, vol. 39, N 4, p. 301–308.

171. *Nagasawa H., Schnetzler C.* Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, vol. 35, N 9, p. 953–968.

172. *Navrotsky A.* Thermodynamics of element partitioning: (1) systematics of transition metals in crystalline and molten silicates and (2) defect chemistry and "the Henry's law problem". — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, N 6A, p. 887–902.

173. *Nernst W.* Verteilung eines Stoffes zwischen zwei Lösungsmitteln und zwischen Lösungsmitteln und Dampfraum. — *Ztschr. phys. Chem.*, 1891, Bd. 8, N 1, S. 110.

174. *Nightingale R.* The distribution of gallium in Skaergaard rocks and minerals: B. Sci. Thesis/Univ. of Oxford. Oxford, 1962. 150 p.

175. *Noble D.C., Haffty D., Hedge C.E.* Distribution of rubidium between sodic sanidine and natural silicic liquid. — *Contribs. Miner. and Petrol.*, 1970, vol. 29, N 3, p. 234–241.

176. *Nockolds S.R., Allen R.* Geochemistry of some igneous rock series. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, vol. 4, N 3, p. 105–142.

177. *Onuma N., Higuchi H., Wakita H., Nagasawa H.* Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, vol. 5, N 1, p. 42–51.

178. *Philpotts J.A., Schnetzler C.C.* Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, vol. 34, N 3, p. 307–322.

179. *Pichavant M.* An experimental study of the effect of boron on water-saturated granites, with petrogenetic consequences. — In: *Congr. geol. intern. Résumés abstrs. P.*, 1980, vol. 1, p. 76.

180. *Pierozynski W.I., Henderson C.M.B.* Distribution of Sr, Ba and Rb between alkali feldspar and silicate melt. — *Natur. Environ. Res. Council. Publ. Ser.*, 1978, N 11, p. 40–46.

181. *Ryabchikov I.D., Durasova N.A., Barsukov B.L.* et al. Role of volatiles for the mobilization of tin from granitic magmas. — In: *Met. assoc. acid. magm. Intern. Geol. correl. progr. symp., Karlovy Vary. Pr.*, 1978, vol. 3, p. 385–391.

182. *Schnetzler C.C., Philpotts J.A.* Partition coefficients of rare earth elements and barium between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts. 1. Origin and distribution of the elements. L.: Pergamon press, 1968. 929 p.

183. *Schnetzler C.C., Philpotts J.A.* Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rocks-forming mineral phenocrysts-II. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, vol. 34, N 3, p. 331–340.

184. *Seitz M.G.* Boron mapping and partitioning in synthetic and natural systems: Crystal-melt assemblages, garnet lherzolite, chondrites. — *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1973, vol. 72, p. 588–593.

185. *Shawe D.R.* Arizona-New Mexico and Nevada-Utah beryllium belts. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1966, vol. 550, p. 206–213.

186. *Shaw D.M.* Trace element fractionation during anatexis. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, vol. 34, p. 933–943.

187. *Shimazaki H., McLean W.H.* An experimental study on the partition of Zn and Pb between silicate and sulfide liquids. — *Miner. deposita*, 1976, vol. 11, N 2, p. 125–132.

188. *Shimizu N.* An experimental study of the partitioning of K, Rb, Cs, Sn and Ba between clinopyroxene and liquid at high pressures. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, N 12, p. 1789–1798.

189. *Stosch H.G., Seek H.A.* Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, vol. 44, N 3, p. 457–470.

190. *Sun S.S., Hanson G.H.* Rare-earth elements evidence for the differentiation of the McMurdo volcanics, Ross Island, Antarctica. — *Contribs. Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 54, N 2, p. 139–155.

191. *Sun C.Ch., Williams R.J., Sun S.S.* Distribution coefficients of Eu and Sr for plagioclase — liquid and clinopyroxene — liquid equilibria in oceanic ridge basalt: an experimental study. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, N 9, p. 1415–1433.
192. *Tanaka T., Nishizawa O.* Partitioning of REE, Ba and Sr between crystal and liquid phases for a natural silicate system at 20 kb pressure. — *Geochim. J.*, 1975, N 3, p. 161–166.
193. *Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, N 2, p. 175–192.
194. *Vernieres J., Joron J.L., Treuil M.* et al. Coefficient de partage de quelques elements en trace entre plagioclase et verre dans les ignimbrites — implications petrogenetiques. — *Chem. Geol.*, 1977, vol. 19, N 4, p. 309–325.
195. *Wager L.R., Mitchell R.L.* The distribution of trace-elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1951, vol. 1, N 3, p. 129–208.
196. *Wagner C.* Theoretical analysis of diffusion of solutes during the solidification of alloys. — *J. Metals*, 1954, vol. 6, N 2, p. 154–160.
197. *Wedepohl K.H.* Untersuchungen zur Geochimie des Zinks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, vol. 3, N 2/3, p. 93–142.
198. *Wedepohl K.H.* Untersuchungen zur Geochimie des Bleis. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, vol. 10, N 1/2, p. 69–148.
199. *Whittaker E.J.W., Muntus R.* Ionic radii for use in geochemistry. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, vol. 34, N 9, p. 945–956.
200. *Zielinski R.A.* Trace element evaluation of a suite of rocks from Reunion Island, Indian Ocean. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, N 5, p. 713–734.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Термодинамический анализ и методы расчета коэффициентов распределения	9
Глава II. Геологическое положение и состав магматических пород западной части Монголо-Охотского пояса	21
Глава III. Коэффициенты распределения редких элементов в главных группах магматических пород	38
Литий	39
Рубидий	61
Цезий	90
Бериллий	102
Галлий	118
Барий и стронций	120
Олово и вольфрам	164
Свинец и цинк	182
Фтор	209
Бор	218
Глава IV. Причины вариаций коэффициентов распределения элементов в магматических породах	228
Глава V. Критерии оценки потенциальной рудоносности магматических пород	237
Заключение	242
Литература	244

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. Thermodynamic analysis and methods of calculation of distribution coefficients	9
Chapter II. Geological position and composition of magmatic rocks in western part of the Mongolo-Okhotsk belt	21
Chapter III. Distribution coefficients of rare elements in major groups of magmatic rocks	38
Lithium	39
Rubidium	61
Cesium	90
Beryllium	102
Gallium	118
Barium and strontium	120
Tin and tungsten	164
Lead and zinc	182
Fluorine	209
Boron	218
Chapter IV. Factors controlling the variations of distribution coefficients for magmatic rocks	228
Chapter V. Criteria of evaluation of potential ore-bearing capacity of magmatic rocks	237
Conclusions	242
References	244

**Виктор Сергеевич Антипин
Вячеслав Иванович Коваленко
Игорь Дмитриевич Рябчиков**

**КОЭФФИЦИЕНТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ**

*Утверждено к печати
Совместной Советско-Монгольской
научно-исследовательской
геологической экспедицией
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Институтом геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения*

*Редактор Е.М. Камшлина
Редактор издательства О.А. Харнас
Художник В.Я. Батищев
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Н.М. Бурова
Корректор Е.Н. Сафронникова*

*Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах*

ИБ № 28080

**Подписано к печати 18.10.84. Т — 18719
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,0. Усл.кр.-отт. 16,0
Уч.-изд.л. 23,0. Тираж 800 экз.
Тип. зак. 1878. Цена 3 р. 80 к.**

**Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения. 1985. 18 л. 2 р. 70 к.

Книга содержит новый материал по вулканогенно-осадочным и гидротермальным марганцевым рудным месторождениям, расположенным в складчатых областях на территории Советского Союза. Авторы приводят описание геологии месторождений, особенностей залегания и строения рудных тел, а также соотношения их с вмещающими породами.

Для геологов, геохимиков.

Гидрогеохимические предвестники землетрясений. 1985. 26 л. В пер.: 4 р. 50 к.

Рассмотрены вопросы формирования гидрогеохимических аномалий перед землетрясением, организации наблюдений за геохимическими предвестниками методического характера, автоматизации аппаратуры, обсуждены гидрогеохимические исследования на прогностических полигонах в региональном плане.

Для геологов, сейсмологов, геохимиков.

Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XIV. 1985. 25 л. В пер.: 4 р. 20 к.

В работе произведен анализ современного состояния металлогенической науки и освещаются ее общетеоретические проблемы, рассмотрены результаты новейших исследований по металлогении крупнейшего палеозойского Урало-Монгольского пояса и его отдельных звеньев. Детально рассмотрена металлогения Казахстанского сегмента.

Для геологов, минералогов.

Новые данные о минералах, вып. 32. 1985. 20 л. В пер.: 3 р. 60 к.

Сборник посвящен различным вопросам минералогии. Он содержит новые данные как о редких (андорите, ферсмите, эшините, гарроните), так и широко распространенных минералах (кварце, слюдах, ильмените, опале). Ряд статей посвящен вопросам синтеза минералов (карнотита, тьямунита, болтвудита), освещаются вопросы минералогии ряда сереброполиметаллических месторождений Приморья и Чукотки.

Для геологов, минералогов, петрографов, геохимиков.

Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. 1985. 25 л. В пер.: 4 р. 20 к.

В монографии систематизирован большой фактический материал по минералогии, геохимии и петрологии ряда эклогит-гнейсовых, эклогит-глагоуфан-сланцевых комплексов СССР, а также данные по минералогии, петрохимии и распределению компонентов между фазами в эклогитах и родственных им породах. Показана зависимость валового и минерального состава от условий давления и температуры.

Для геологов широкого профиля.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

- | | |
|--|--|
| 480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; | 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; |
| 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; | 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; |
| 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; | 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; |
| 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; | 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; |
| 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; | 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; |
| 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; | 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; |
| 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; | 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87. |
| 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; | |
| 220012 Минск. Ленинский проспект, 72; | |

4375