

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
Геолого-геофизический факультет
Кафедра минералогии и петрографии

О. М. Туркина

**ЛЕКЦИИ ПО ГЕОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКОГО И
МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОЦЕССОВ**

Учебное пособие

Новосибирск
2014

ББК Д31я73-2
УДК 550.42+552.3+552.4(075)
Т880

Издание подготовлено в рамках реализации *Программы развития государственного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Новосибирский государственный университет»* на 2009– 2018 годы.

Т880 Туркина, О. М.

Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов : учеб. пособие / О. М. Туркина ; Новосиб. гос. ун-т. – Новосибирск : РИЦ НГУ, 2014. – 118 с.

ISBN 978-5-4437-0329-9

Учебное пособие включает материалы по геохимии магматического и метаморфического процессов. В нем представлены современные сведения по фракционированию элементов в магматическом процессе, химическому и изотопному составу магматических пород, изложены принципы геохимической систематики пород основного и кислого состава и представления об их происхождении. Рассмотрены факторы, определяющие состав метаморфических пород, миграции элементов при метаморфизме и реконструкции протолитов метаморфических пород на основе распределения петрогенных и редких элементов.

Пособие подготовлено на основании курса лекций, читаемого автором на протяжении 17 лет в Новосибирском государственном университете,

Предназначено для студентов и преподавателей геологических специальностей, а также интересующихся современной геохимией.

ББК Д31я73-2
УДК 550.42+552.3+552.4(075)

ISBN 978-5-4437-0329-9

© Новосибирский государственный университет, 2014

© О. М. Туркина, 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА.....	4
Введение.....	4
Редкие элементы, коэффициенты распределения.....	5
Основные модели и уравнения, описывающие процессы плавления и кристаллизации магматических пород	11
Распределение элементов, являющихся главными структурны- ми компонентами.....	22
Основы изотопной систематики магматических пород.....	26
Индикаторные отношения редкоземельных элементов.....	29
Петролого-геохимическая систематика магматических пород	33
Геохимическая характеристика базальтов различных геодина- мических обстановок	38
Базальты срединно-океанических хребтов.....	38
Внутриплитные базальты.....	41
Субдукционные базальты.....	46
Индикаторные соотношения элементов в базальтах разных геодинамических обстановок.....	57
Геохимическая систематика гранитоидов.....	60
Петрографическая характеристика гранитоидов	62
Петрохимическая систематика гранитоидов.....	63
Геохимическая характеристика гранитоидов.....	70
Представления о генезисе гранитоидов.....	76
Геодинамические обстановки образования гранитоидов.....	80
Геохимическая классификация гранитоидов Л. В. Таусона.....	85
ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА.....	88
Главные факторы, определяющие минеральный и химический состав метаморфических пород.....	88
Формы миграции элементов при метаморфизме.....	89
Обоснование изохимичности регионального метаморфизма	91
Миграция U при метаморфизме.....	93
Поведение элементов при гранулитовом метаморфизме.....	95
Реконструкция протолитов метаморфических пород.....	98
ЛИТЕРАТУРА.....	109

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Введение

Магматический процесс (МП) включает генерацию расплава, его сегрегацию и перемещение и кристаллизацию, которая может сопровождаться дифференциацией, смешением с другим расплавом или контаминацией материалом вмещающих пород. При изучении магматических пород исследователи имеют дело с конечным продуктом МП и пытаются реконструировать весь процесс или отдельные его стадии. Информативными для такой реконструкции являются распределение петрогенных и редких элементов, а также изотопные параметры магматических пород.

Главные или петрогенные элементы (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti) слагают основные порообразующие минералы, тогда как элементы-примеси или редкие элементы рассеяны в порообразующих минералах, образуют собственные минералы или входят в структуру других акцессорных минералов. Принадлежность некоторых элементов к главным или редким определяется составом пород. Так, Ti в породах основного состава преобладает в структуре порообразующих или широко распространенных второстепенных (ильменит, титаномагнетит) минералов, а в кислых породах входит в структуру и акцессорных (ильменит, сфен), и порообразующих минералов и может рассматриваться как редкий элемент. Напротив, калий является главным элементов для пород кислого, реже среднего состава, однако в большинстве пород основного состава его концентрация низка, и его следует относить к редким элементам.

Поведение петрогенных элементов в МП определяется областями устойчивости основных минеральных фаз, их порядком кристаллизации или плавления, которые в свою очередь зависят от состава системы, давления (P) и температуры (T). Эти сведения, являющиеся результатом исследования физико-химической петрологии, служат основой для понимания поведения элементов-примесей. Распределение элементов-примесей в целом зависит от распределения петрогенных элементов, но их поведение описывается более простыми термодинамическими соотношениями, а именно соотношениями, характерными для разбавленных растворов.

Редкие элементы, коэффициенты распределения

Элементы-примеси или редкие элементы (по [Hanson, Langmuir, 1978]) – это элементы: 1) имеющие столь низкую концентрацию, что ее изменение не влияет на стабильность любой основной (породообразующей) фазы данной системы; 2) их поведение подчиняется закону Генри для разбавленных растворов, и соответственно при анализе их распределения между фазами можно перейти от активностей к концентрациям. В полной мере удовлетворяют этому определению те редкие элементы, которые не образуют собственных минеральных фаз.

Для идеальных растворов химический потенциал (μ_i) компонента i определяется следующим уравнением:

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln x_i,$$

где μ_i^0 – химический потенциал компонента i при стандартных условиях и x_i – мольная доля компонента, R – универсальная газовая постоянная (8.3144621 ± 0.0000075 Дж/моль $\times$ К, T – температура (°К).

Для неидеальных растворов, к которым относятся минералы и расплавы, уравнение приобретает вид:

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln \alpha_i, \text{ где } \alpha_i - \text{активность компонента } i.$$

Активность связана с концентрацией (мольной долей компонента) соотношением:

$\alpha_i = \gamma_i x_i$, где γ_i – коэффициент активности i , если $x_i \rightarrow 1$, то $\gamma_i \rightarrow 1$.

Коэффициент активности может рассматриваться как мера отклонения от идеальности раствора. Связь активности с концентрацией имеет простой вид в случае разбавленных растворов, для которых при $x_i \rightarrow 0$ при постоянных T и P зависимость определяется уравнением:

$$\alpha_i = k_h x_i.$$

Это соотношение называется законом Генри, а k_h – константой Генри.

Диапазон концентраций, в котором выполняется закон Генри, ограничен, однако предполагается, что поведение микроэлементов в магматических системах подчиняется этому закону. Это позволяет определять коэффициенты распределения редких элементов между

твердыми фазами и расплавом (константы равновесия) через отношение концентраций.

В зависимости от поведения в системе твердые фазы – расплав редкие элементы делятся на две группы:

а) кристаллохимически близкие к петрогенным и изоморфно входящие в структуру породообразующих минералов (способность к изоморфным замещениям определяется в свою очередь величиной ионного радиуса, зарядом иона и электроотрицательностью), что может приводить к снижению их концентраций в расплаве по мере кристаллизации;

б) обладающие слишком большими или малыми величинами ионных радиусов и/или зарядов, а, следовательно, не входящие в структуру породообразующих минералов и накапливающиеся в остаточном расплаве.

Первые известны под названием совместимых или когерентных элементов, а вторые – несовместимых или некогерентных. Мерой когерентности-некогерентности является **коэффициент распределения** K_d , равный отношению концентраций элемента в твердой фазе и расплаве: $K_d = C_s/C_l$,

где C_s и C_l – концентрация элемента в твердой фазе и расплаве соответственно. Данное определение широко используется в петрологии. Несовместимые элементы имеют $K_d < 1$, а совместимые –

$K_d > 1$. Расплав, как правило, находится в равновесии с несколькими твердыми фазами, поэтому используют валовые (суммарные) коэффициенты распределения расплав – твердые фазы. Валовый или суммарный коэффициент распределения (D) равен сумме частных K_d с учетом доли каждого минерала среди твердых фаз, считая, что сумма долей минералов $\sum x_i = 1$.

$D = \sum K_d x_i$, где x_i – доля минерала среди твердых фаз.

Среди редких элементов выделяют несколько групп, объединяющих элементы с близкими кристаллохимическими свойствами, что определяет сходство их поведения в магматическом процессе. Наиболее широко используемые в магматической петрологии группы элементов включают: **LILE** (large ion lithophile element) – крупноионные литофильные элементы (K, Rb, Cs, Ba); **HFSE** (high field strength element) – элементы с высокой силой поля или высокозарядные (Zr, Hf, Ta, Nb, Ti); **РЗЭ** (REE – rare earth element) – редко-

земельные элементы; радиоактивные элементы или актиноиды – U, Th; переходные металлы (transitional element).

Крупноионные литофильные элементы включают щелочные и щелочно-земельные элементы (Rb, Cs, Ba, Sr). Они имеют низкий заряд (+1 и +2), большой радиус и соответственно низкий ионный потенциал, что определяет растворимость в воде и, следовательно, мобильность при выветривании и метаморфизме. Низкая электроотрицательность определяет ионный тип связи. Резкое отличие от главных петрогенных элементов по радиусу (больше размера как тетраэдрической, так и октаэдрической позиции) не позволяет им входить в решетку большинства силикатов и алюмосиликатов, поэтому LILE – это наиболее несовместимые элементы.

Высокозарядные элементы имеют большой заряд, но относительно малый радиус. Размер позволяет им входить в решетку породобразующих минералов, а заряд препятствует этому. Вследствие высокого ионного потенциала практически не растворимы во флюиде и, следовательно, инертны. Из-за ограниченной возможности к изоморфизму эти элементы являются сильно (Nb, Ta) или умеренно (Zr, Hf, Ti) несовместимыми.

РЗЭ, Th, U имеют большой заряд и относительно большой радиус, что определяет их принадлежность к несовместимым элементам. REE разделяются на легкие (LREE – light rare earth elements) и тяжелые (HREE – heavy rare earth elements) редкоземельные элементы. Уменьшение радиуса в ряду редкоземельных элементов от La к Lu обуславливает уменьшение степени некогерентности лантаноидов. По заряду и радиусу Y близок к тяжелым лантаноидам. Легкие лантаноиды (LREE), Th, U являются сильно несовместимыми, тогда как тяжелые лантаноиды (HREE) и Y менее несовместимы и могут замещать Al^{3+} в структуре граната. Кроме того, в восстановительных условиях происходит замещение Ca^{2+} на Eu^{2+} в структуре плагиоклаза.

Переходные металлы первой серии по величине коэффициентов распределения варьируют от умеренно несовместимых (Ti, Cu, Zn) до сильно совместимых (Cr, Ni, Co). Их поведение сильно зависит от состава твердых фаз и расплава. Так, например, Ti может быть несовместимым в базитовых системах, но всегда совместим при кристаллизации кислых расплавов.

Методы определения коэффициентов распределения для минералов включают: 1) термодинамический расчет; 2) экспериментальные измерения; 3) определение концентраций во вкрапленниках и стекле или основной массе вулканитов.

Коэффициенты распределения элементов между твердой фазой и расплавом зависят от состава минерала и расплава, T и P .

1. Для идеальных растворов зависимость K_d от **температуры** так же, как и для константы равновесия, обратная и определяется соотношением:

$\ln K_d = -\Delta G^\circ/RT$, где ΔG° – изменение свободной энергии.

В общем виде зависимость K_d от T описывается уравнением:

$\ln K_d = A/10^4/T + B$, где A и B – константы.

Экспериментальными работами подтверждена обратная зависимость K_d от температуры для магматических расплавов. Например, для расплавов основного состава зависимость коэффициента распределения Sr между плагиоклазом и расплавом (K_{Sr}) от температуры описывается уравнением $\ln K_{Sr} = 15121/T - 9,909$ [Sun et al., 1974]. В диапазоне температур 1200–1400°C происходит снижение K_{Sr} от 1,4 до 0,4. Следует отметить, что бывает трудно отделить влияние T и состава расплава, так как ликвидусная температура является функцией состава.

2. Для идеальных растворов характерна прямая зависимость K_d от **давления** так же, как и для константы равновесия, в соответствии с уравнением:

$$\partial \ln K_d / \partial P = -\Delta V^\circ/RT.$$

Наиболее сильно K_p зависит от давления, если ионный радиус элемента сильно отличается от размера позиции в кристаллической решетке, которую он может занять. Экспериментально, например, установлен рост $K_{P3Э}$ между сфеном и андезитовым расплавом с увеличением P [Green, Pearson, 1983]. Поскольку эффект влияния роста P и T противоположен, эти параметры могут в некоторой степени компенсировать друг друга.

3. Состав расплава – это важнейший фактор, контролирующий K_d . В целом, для одних и тех же минералов K_d увеличиваются с ростом содержания SiO_2 в расплаве. Такая тенденция, например, установлена для коэффициентов распределения $P3Э$ [Henderson, 1984].

4. Зависимость K_d от фугитивности кислорода важна для элементов с переменной валентностью. Хорошим примером является Eu, который ведет себя совместно при валентности $2+$, замещая Ca, но несовместим в трехвалентном состоянии, когда он ведет себя так же, как и другие РЗЭ.

Разделение элементов на когерентные и некогерентные служит основой для понимания фракционирования редких элементов между твердыми фазами и расплавом, то есть взаимосвязи редкоэлементного состава источников (субстратов) и выплавляющихся из них магм или исходных магм и продуктов их кристаллизационной дифференциации. Магмы (остаточные расплавы) всегда обогащены некогерентными и обеднены когерентными элементами относительно источника (исходного расплава). Будет ли элемент вести себя в конкретной системе когерентно или некогерентно, зависит от наличия или отсутствия минералов, способных концентрировать данный элемент, а также их доли среди твердых фаз.

Для качественных оценок полезно знать, какие минералы оказывают существенное влияние на содержание тех или иных элементов в сосуществующем расплаве. Данные о минералах, имеющих высокие коэффициенты распределения минерал/расплав (>1), суммированы в табл. 1.

Главные геохимические особенности магматических пород зависят от двух ведущих факторов:

1. состава источника или исходного расплава;
2. условий плавления или кристаллизации, включая P , T , содержание H_2O и других летучих компонентов.

Три параметра (P , T , содержание H_2O и других летучих компонентов) определяют соотношение реститовых, перитектических или кристаллизующихся фаз, а также степень плавления или кристаллизации, обозначаемую F , в соответствии с уравнениями:

$F = M_l/M_s$ (степень плавления) или $(1-F) = M_l/M_s$ (степень кристаллизации), где M_l и M_s – массы расплава и твердых фаз соответственно.

Таблица 1.

Минералы, имеющие коэффициенты распределения
минерал/расплав ≥ 1

Минерал	Элементы	
	основной расплав	кислый расплав
Оливин	Cr, Co, Ni	
Клинопироксен	Cr, Co, Ni	Cr, Co, Ni, Sc, Y, средние и тяжелые PЗЭ
Ортопироксен	Co, Ni, Sc	Cr, Co, Ni, Sc, Y
Амфибол	Ni, Co, Ti	Sc, Co, Nb, Y, средние и тяжелые PЗЭ, Zr (?)
Гранат	Co, тяжелые PЗЭ, Y	тяжелые PЗЭ, Y, Ni, Co, Sc
Флогопит	Rb, Ba, Nb (?)	
Биотит		Ba, Rb, Cs, Sc, Nb
Плагноклаз	Sr, Eu ²⁺	Sr, Eu ²⁺
Калиевый полевой шпат		Ba, Sr
Титанит		Nb, Ta, PЗЭ
Ильменит	Ni, Co, Nb	Ni, Co
Апатит		PЗЭ
Циркон		средние и тяжелые PЗЭ, Y, Nb (?)
Алланит		PЗЭ, Th
Монацит		PЗЭ, Th
Ксенотим		средние и тяжелые PЗЭ, Y
Рутил	Nb, Ta	Nb, Ta, Zr, Hf

Основные модели и уравнения, описывающие процессы плавления и кристаллизации магматических пород

Парциальное плавление

Два типа процессов парциального плавления представляют собой крайние случаи моделей природных процессов. Групповое плавление или плавление порцией (*batch melting*) – это равновесное плавление, при котором расплав непрерывно реагирует и переуравновешивается с твердыми фазами или реститом на уровне плавления до тех пор, пока условия не позволят ему собраться в общую массу и отделиться целиком от рестита. Следовательно, расплав на момент отделения находится в равновесии со всеми реститовыми фазами. При фракционном плавлении (*fractional melting*), известном как Релеевское плавление, последовательно образуются только малые порции расплава, которые тут же отделяются от рестита. Таким образом, каждая бесконечно малая порция расплава равновесна со своим реститом. Накопление малых порций расплава в общую массу отвечает модели агрегативного фракционного плавления. Какая из моделей плавления применима для конкретной ситуации, зависит от способности магмы отделиться от источника, которая в свою очередь зависит от вязкости расплава и проницаемости источника. Фракционное плавление может быть приемлемой моделью для образования базальтовых расплавов, поскольку в соответствии с современными физическими моделями экстракции расплавов в мантии даже очень малые порции расплава могут удаляться из области их источника. Формирование более вязких, кислых расплавов в большей степени соответствует модели группового плавления.

Групповое плавление или плавление порцией (batch melting)

Концентрация редкого элемента в расплаве определяется в соответствии с уравнением [Shaw, 1970]:

$$C_l = \frac{C_o}{F(1 - D_r) + D_r},$$

где C_l и C_o – концентрации элемента в расплаве и источнике, F – степень плавления (количество расплава) (в частях от 1) и D_r – суммарный коэффициент распределения рестита на момент отделения расплава. Следовательно, те фазы, которые были в источнике, но были полностью исчерпаны до отделения расплава, не влияют на концентрацию элемента в расплаве. Это уравнение имеет наиболее

простую форму и чаще используется. Более сложный вид имеет уравнение, если учитываются исходный минеральный состав источника (а не рестита) и пропорции плавящихся фаз (относительный вклад каждой фазы в образование расплава):

$$C_l = \frac{C_o}{F(1-P) + D_o},$$

где D_o – суммарный коэффициент распределения минералов в источнике, а P – суммарный коэффициент распределения минералов, образовавших расплав, который определяется подобно D как сумма частных коэффициентов распределения, умноженных на весовые фракции минералов, образовавших расплав. В случае модалного плавления, т. е. когда минералы плавятся в соотношениях, отвечающих их содержанию в источнике, выражение упрощается и принимает вид:

$$C_l = \frac{C_o}{F(1-D_o) + D_o}.$$

На рис. 1 показана зависимость от F концентрации элементов в расплаве относительно источника для разных D_r . При $D_r \rightarrow 0$ (высоко несовместимые элементы) $C_l/C_o \rightarrow 1/F$. Это соотношение задает предел возможного обогащения расплава относительно источника для данного F . При $F \rightarrow 0$ $C_l/C_o \rightarrow 1/D_r$, что определяет максимально возможное обогащение несовместимым элементом и обеднение совместимым относительно источника для данного D_r . При степени плавления менее 40 %, которая, по-видимому, является предельной для большинства природных систем, происходит быстрое изменение концентрации сильно несовместимого элемента в расплаве с ростом F . Напротив, при $F < 40$ % концентрации совместимых элементов практически не меняются. При малых степенях плавления происходит и сильное изменение отношений двух несовместимых элементов с различными D , например, $D_i = 0.01$ и $D_j = 0.1$ (рис. 1, врезка).

Если концентрацию редкого элемента в рестите обозначить C_s , то по определению $D = C_s/C_l$. Отсюда концентрация редкого элемента в рестите определяется выражением:

$$C_s = \frac{C_o D_r}{F(1-D_r) + D_r}.$$

Даже при малых степенях плавления происходит обеднение рести́та несовместимыми элементами, тогда как концентрации совместимых элементов при небольших F будут близки к исходному содержанию в источнике.

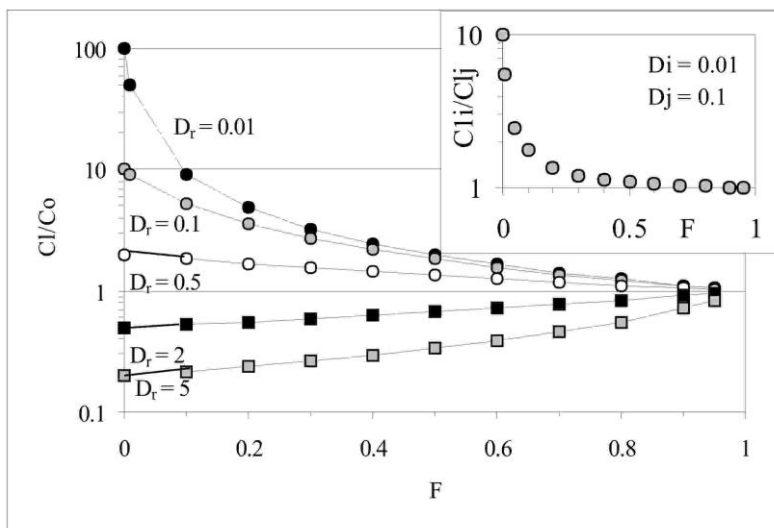


Рис. 1. Диаграмма зависимости концентрации элементов в расплаве относительно источника от степени плавления (F) для различных коэффициентов распределения рести́та (D_r) при плавлении порцией (batch melting). На врезке показано изменение отношений концентраций двух сильно несовместимых элементов (i и j) при различных F

Фракционное плавление (fractional melting)

Для простейшего случая модального плавления, то есть когда все фазы плавятся в тех же пропорциях, в которых они присутствовали в источнике, и ни одна из них не исчерпывается в рассматриваемом диапазоне F , содержание редкого элемента в единичной порции расплава определяется выражением:

$$C_i = \frac{C_o}{D_o} (1-F)^{\frac{1}{D_o}-1},$$

где D_o – суммарный коэффициент распределения твердых фаз в источнике до начала плавления. Уравнение для концентрации редкого элемента в рести́те имеет вид:

$$C_s = C_o(1-F)^{\frac{1}{D_o}-1}.$$

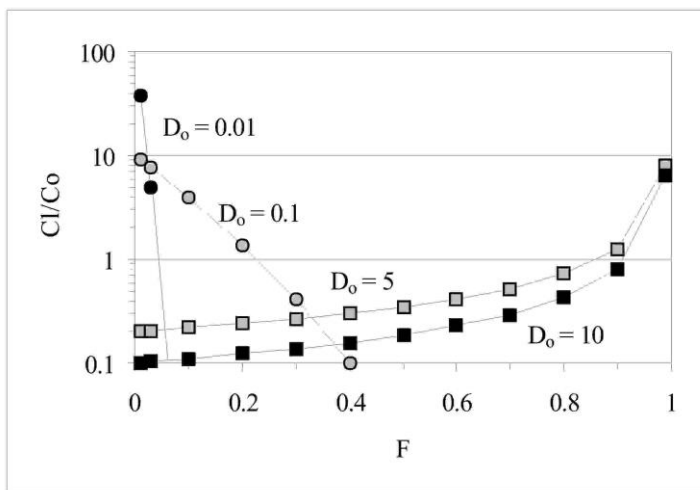


Рис. 2. Диаграмма зависимости концентрации элементов в расплаве относительно источника от степени плавления (F) для различных коэффициентов распределения (D_o) при фракционном плавлении (fractional melting)

Наиболее интересной представляется область для F от 0 до 0.1, когда имеет место наиболее сильное отличие в степени обогащения расплава несовместимыми элементами относительно источника, в сравнении с плавлением порцией, хотя предельной величиной по-прежнему является $1/F$ (рис. 2). Ресит при малых F будет более сильно деплетирован несовместимыми элементами, чем при плавлении порцией, хотя содержания совместимых элементов практически не изменяются относительно источника.

Для немодального плавления уравнение, определяющее концентрацию в расплаве, имеет вид:

$$C_l = \frac{C_o}{D_o} \left[1 - \left(1 - \frac{PF}{D_o} \right) \right]^{\frac{1}{F}-1}.$$

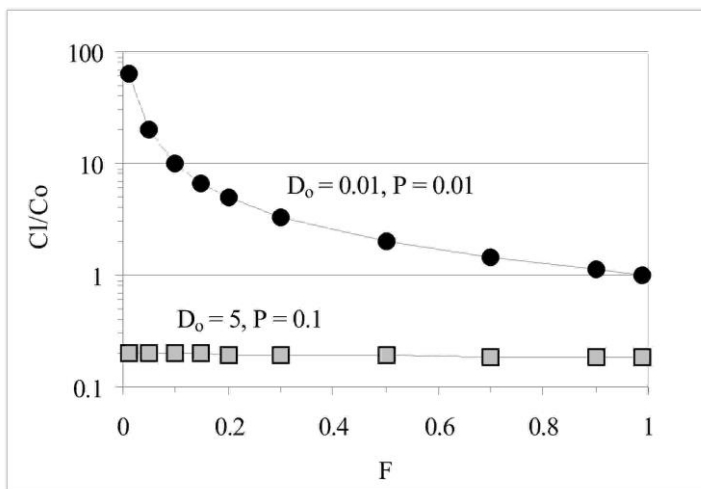


Рис. 3. Диаграмма зависимости концентрации элементов в расплаве относительно источника от степени плавления (F) для различных коэффициентов распределения (D_o и P) при агрегативном фракционном плавлении (aggregative fractional melting)

Когда несколько фракций расплава собираются вместе (модель агрегативного фракционного плавления), концентрация элемента в результирующем расплаве определяется уравнением:

$$C_i = \frac{C_o}{F} \left[1 - \left(1 - \frac{PF}{D_o} \right) \right]^{\frac{1}{P}}.$$

Этот вид фракционного плавления для сильно несовместимых элементов практически не отличим от плавления порцией (рис. 3).

Кристаллизация

Равновесная кристаллизация

Процесс равновесной кристаллизации подразумевает равновесие между всеми твердыми фазами и расплавом в ходе кристаллизации. Данный процесс описывается выражением, аналогичным равновесному плавлению порцией, если не меняется соотношение кристаллизующихся фаз и, следовательно, D. Графически зависимость между C_1 и F также аналогична, но должна рассматриваться в зер-

кальном отображении. Уравнение для равновесной кристаллизации имеет вид:

$$C_l = \frac{C_{l_0}}{F(1-D) + D},$$

где F – количество остаточного расплава, D – суммарный коэффициент распределения и C_{l_0} – концентрация в исходном расплаве.

Фракционная кристаллизация (Релеевское фракционирование)

Для Релеевского фракционирования предполагается, что кристаллизующиеся фазы эффективно удаляются из расплава сразу после образования. Этот процесс описывается уравнением:

$$C_l = C_{l_0} F^{(D-1)}.$$

Средняя концентрация в суммарном кумуляте относительно исходного расплава определяется выражением:

$$C_s = C_{l_0} (1-F)^{(D-1)}.$$

Для несовместимых элементов различия между Релеевским фракционированием и равновесной кристаллизацией малы до тех пор, пока не закристаллизуется около 90 % расплава (это, по сути, критическая точка, при больших степенях кристаллизации отделение расплава от кумулята физически затруднено). Бесконечно малые F могут иметь отношение только к интерстициальному расплаву, удалить который можно только путем фильтр-прессинга.

Предельный случай обогащения расплава несовместимым элементом наблюдается, когда $D \rightarrow 0$, тогда $C_l/C_{l_0} \rightarrow 1/F$, так же, как и для равновесной кристаллизации. Релеевское фракционирование менее эффективно, чем плавление порцией, в изменении отношений двух несовместимых элементов с разными D , так как линии изменения концентраций располагаются близко друг к другу (рис. 4). В то же время при фракционной кристаллизации совместимые элементы быстрее удаляются из расплава, чем в случае равновесной кристаллизации (рис. 5). Поэтому кумуляты, образующиеся при степени кристаллизации $> 50\%$, уже сильно обеднены совместимыми элементами.

Различие в степени фракционирования совместимых элементов при парциальном плавлении и фракционной кристаллизации позволяет выявить роль этих процессов в образовании магматических пород. Как можно видеть на рис. 5, результатом фракционной кри-

сталлизации является более широкий диапазон концентраций совместимого элемента ($D_A = 10$) в сравнение с парциальным плавлением.

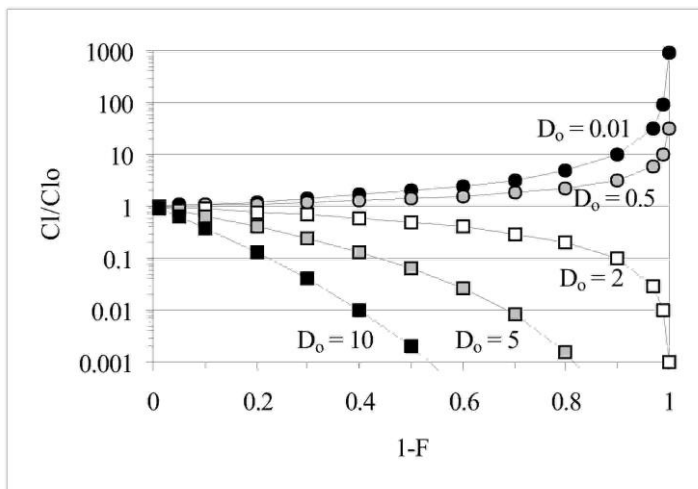


Рис. 4. Диаграмма зависимости концентрации элементов в остаточном расплаве относительно исходного содержания от степени кристаллизации ($1-F$) для различных коэффициентов распределения (D_0) при фракционной кристаллизации (Релевском фракционировании)

Вышерассмотренные модели и уравнения позволяют наложить некоторые ограничения на процессы образования магматических пород. Рассмотрим некоторые примеры применения.

Пример 1. Плагииграниты образуются путем плавления метабазитового источника. Какова должна быть концентрация Th в источнике, если содержание Th в плагиигранитах составляет 5 ppm?

Поскольку Th – это сильно несовместимый элемент, можно принять, что $D_T = 0.03$. В этом случае при минимально возможной степени плавления 10 % концентрация в источнике будет составлять:

$$C_0 = C_1 [F(1-D_T) + D_T] = 5 \times [0.1(1-0.03) + 0.03] = 0.64 \text{ ppm.}$$

Таким образом, рассматриваемые плагииграниты не могли образоваться из источника, соответствующего базальтам срединно-океанических хребтов, поскольку содержание в них Th равно

0.3 ppm. Для них требуется источник, более обогащенный некогерентными элементами.

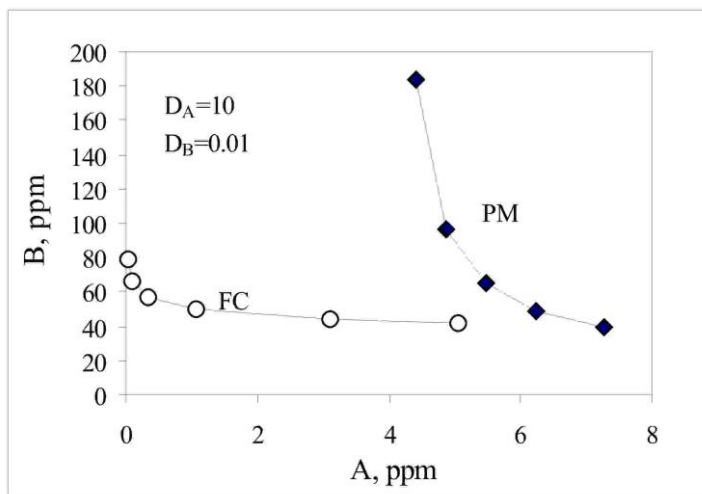


Рис. 5. Изменение концентраций совместимого (А) и несовместимого (В) элементов при плавлении порцией (PM) и фракционной кристаллизации (FC). Цифрами показаны степень плавления или количество остаточного расплава

Пример 2. Среднее содержание Th в низкокальцевых гранитах составляет 18 ppm. При тех же значениях D_r и F , что и в примере 1, расчетная минимальная концентрация Th в источнике должна составлять 2.3 ppm. В случае наличия в рестите аксессуарных фаз, например, алланита ($K_{Th} = 550$), при его содержании 200 ppm валовый коэффициент составит $D_{Th} = 0.15$, соответственно минимальная концентрация Th в источнике должна составлять 4.2 ppm. Следовательно, маловероятно образование низкокальцевых гранитов из базитового источника, поскольку в основных породах содержание Th, как правило, не превышает 2 ppm.

Контаминация

Процесс AFC. Предполагается, что расплав, имеющий более высокую температуру, чем окружающая среда, может ассимилировать вмещающие породы или контаминироваться ими в ходе кристалли-

зации. Д. ДеПаоло [DePaolo, 1981] предложено уравнение, которое описывает концентрацию редкого элемента в расплаве относительно исходной для процесса фракционной кристаллизации, сочетающейся с ассимиляцией (AFC – assimilation – fractional crystallization). Необходимо отметить, что процесс AFC трудно распознать, так как необходимы значительные различия в концентрациях между расплавом и вмещающими (ассимилируемыми) породами, чтобы мы могли его определить. Уравнение при постоянных r и D имеет вид:

$$\frac{C_l}{C_o} = f' + \frac{r}{(r-1+D)} \times \frac{C_a}{C_o} (1-f'),$$

где r – отношение скорости ассимиляции к скорости кристаллизации, C_a – концентрация элемента в ассимилируемых породах, а величина f' задается выражением:

$$f' = F^{\frac{-(r-1+D)}{(r-1)}},$$

где F – количество остаточного расплава и D – суммарный коэффициент распределения между кумулятом и расплавом.

Когда скорость ассимиляции мала по сравнению со скоростью кристаллизации (например, при $r = 0.2$), несовместимые элементы ведут себя подобно таковому при фракционной кристаллизации. Деплетирование совместимыми элементами будет менее выражено, особенно, когда концентрация их в ассимилянте выше, чем в исходной магме. Когда скорость ассимиляции высока ($r = 0.8$) и концентрация редкого элемента в ассимилянте относительно исходной магмы мала, имеет место обогащение несовместимыми элементами, но в разной степени для несовместимых и высоко несовместимых элементов.

Смешение

Смешение двух расплавов описывается уравнением:

$$C_{mix} = C_a f_a + C_b (1 - f_a),$$

где C_{mix} – концентрация элемента в смеси, C_a и C_b – концентрации элемента в двух расплавах, f_a – доля расплава **а** в смеси.

Графическим выражением этого соотношения в координатах концентраций элементов является прямая линия (рис. 6).

Графическим выражением отношений элементов в расплаве, образованном при смешении двух компонентов, является гипербола (рис. 7).

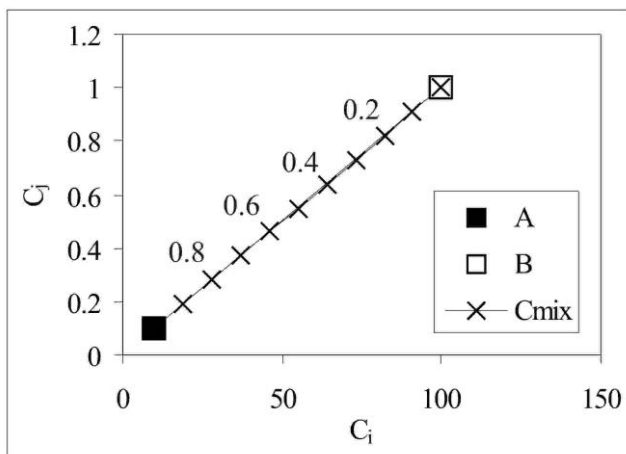


Рис. 6. Изменение концентраций элементов (C_i и C_j) при бинарном смешении двух компонентов (A и B). C_{mix} – результирующий расплав (смесь). Цифрами указана доля компонента A в смеси

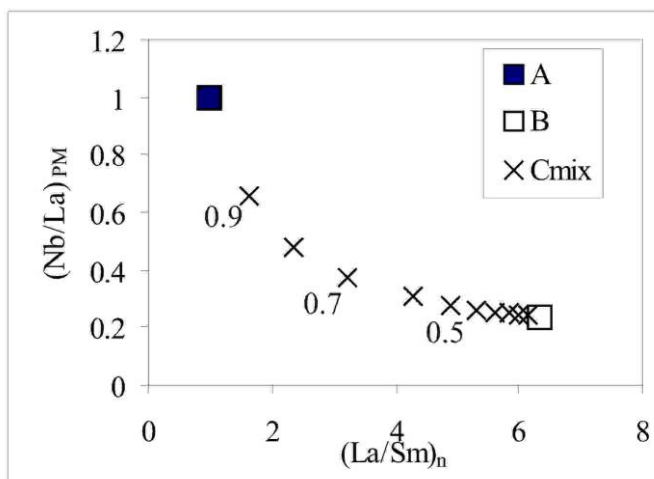


Рис. 7. Изменение отношений элементов $(La/Sm)_n$ и $(Nb/La)_{PM}$ при бинарном смешении

В качестве признаков двухкомпонентного смешения служат широкие вариации изотопных отношений элементов в магматических

породах и наличие корреляции между изотопным отношением элемента (ϵ_{Nd}) и его концентрацией (рис. 8).

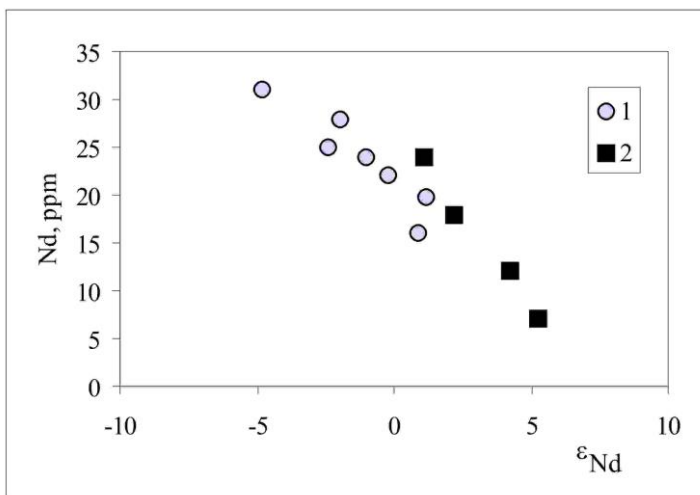


Рис. 8. Диаграмма ϵ_{Nd} – Nd для средне-кислых (1) и мафических (2) ортогранулитов Шарыжалгайского выступа, юго-запад Сибирского кратона. Построено по данным из работы [Turkina et al., 2012]

Величина ϵ_{Nd} в двухкомпонентной смеси определяется по уравнению [DePaolo, 1988]:

$$\epsilon_{mix} = \frac{x_1 Nd_1 \epsilon_1 + (1 - x_1) \times Nd_2 \epsilon_2}{x_1 Nd_1 + (1 - x_1) \times Nd_2},$$

где x , Nd и ϵ – доля компонента, концентрация в нем Nd и величина ϵ для первого и второго компонентов (конечных членов смешения).

Если для ряда магматических пород известны изотопные параметры и концентрации Nd , то, задавая характеристики конечных членов смешения, можно рассчитать долю одного из компонентов в смеси по уравнению:

$$x_1 = \frac{(\epsilon_2 - \epsilon_{mix}) Nd_2}{\epsilon_{mix} (Nd_1 - Nd_2) - (\epsilon_1 Nd_2 - \epsilon_2 Nd_2)}.$$

На рис. 9 в качестве примера приведены результаты расчета смешения для двухкомпонентной смеси, аппроксимирующей изотопный состав метавулканитов средне-кислого состава.

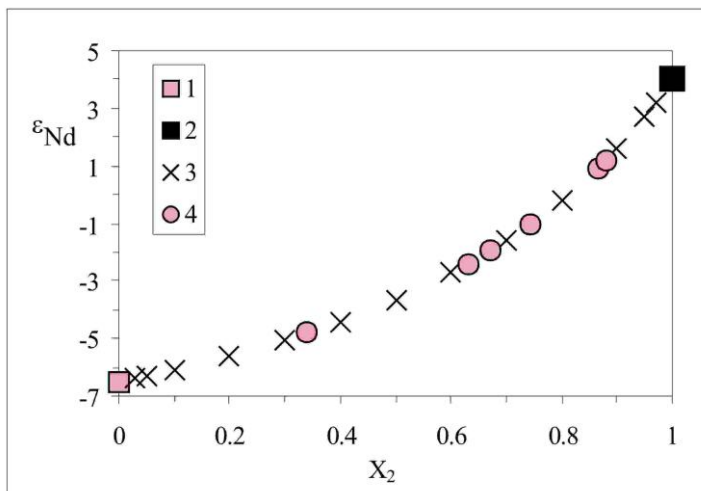


Рис. 9. Диаграмма X_2 (доля компонента 2) – ϵ_{Nd} , иллюстрирующая результаты расчета модели бинарного смешения для образования средне-кислых метавулканитов.

1 и 2 – расплавы из корового и мантийного источников (конечные члены смешения), 3 – результирующий расплав, 4 – средне-кислые метавулканиты. Конечные члены смешения: 1 – $\epsilon_{Nd} = -6.5$, Nd = 30 ppm; 2 – $\epsilon_{Nd} = 4$, Nd = 15 ppm

Распределение элементов, являющихся главными структурными компонентами

Главными структурными компонентами (ESC – essential structural component) являются редкие элементы, преимущественно занимающие структурную позицию в одном минерале, например, Zr в цирконе или фосфор в апатите. По отношению к другим фазам эти компоненты являются обычными редкими рассеянными элементами. Концентрация ESC в расплаве, если данный минерал присутствует, не зависит от общего коэффициента распределения всех минеральных фаз, а определяется D того минерала, где этот элемент

является главным структурным компонентом. При постоянной температуре и давлении D этого минерала является константой.

Если структурная позиция заполнена, то концентрация ESC в минерале не может стать не больше и не меньше, так как при ее уменьшении минерал становится не стабильным, а увеличиваться она не может, поскольку все позиции уже заполнены. Поэтому C_s – концентрация этого элемента в твердой фазе – остается постоянной, пока минерал присутствует, и C_l (концентрация в расплаве) изменяется только, если изменяется D , так как в соответствии с определением $D = C_s/C_l$, и значит $C_l = C_s \times D$.

Поведение ESC в процессах плавления и кристаллизации на примере циркония рассмотрено Дж. Хенсоном [Hanson, 1989]. Величина D_{Zr} для циркона оценивается около 2500. Принято, что суммарный D для остальных твердых фаз за исключением циркона составляет 0.1 при плавлении и 0.05 при фракционной кристаллизации. Стехиометрический циркон с учетом изоморфного вхождения Hf и U содержит около 500000 ppm циркония. Если циркон присутствует, то концентрация в равновесном с ним расплаве будет составлять: $C_l = C_s/D = 500000/2500 = 200$ ppm. Соответственно, если концентрация в расплаве составляет менее 200 ppm, то циркон не может быть стабильной фазой, равновесной с этим расплавом.

Если циркон присутствует в рестите при плавлении, то равновесный с ним расплав будет иметь концентрацию 200 ppm, пока циркон полностью не расплавится. Если принять концентрацию циркония в плавящемся субстрате ($C_o = 100$ ppm), то можно определить, при какой степени плавления (F) циркон полностью расплавится, в соответствии с уравнением:

$C_l = C_o/[D \times (1-F) + F]$ или $200 = 100/[0.1(1-F) + F]$. Решая уравнение относительно F , получим $F = 0.44$. После того, как циркон расплавится, концентрация Zr в расплаве будет падать с увеличением степени плавления (рис. 10).

Для фракционной кристаллизации при содержании циркония в расплаве $C_{lo} = 125$ ppm, циркон не будет кристаллизоваться, пока концентрация в расплаве не достигнет 200 ppm. Это произойдет при определенной величине F в соответствии с уравнением:

$$C_l = C_{lo} \times F^{(D-1)}, \text{ соответственно } 200 = 125 \times F^{-0.95}.$$

Решая относительно F , получим 0.6, то есть после кристаллизации 40 % расплава начнется кристаллизация циркона (рис. 11).

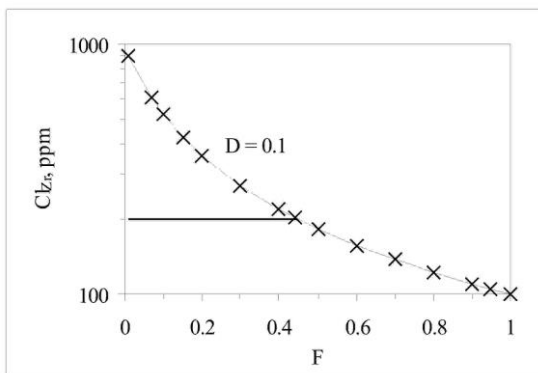


Рис. 10. Зависимость концентрации Zr в расплаве от степени плавления (F) при частичном плавлении источника, содержащего циркон. Прямой линией показано изменение концентрации в расплаве в присутствии циркона

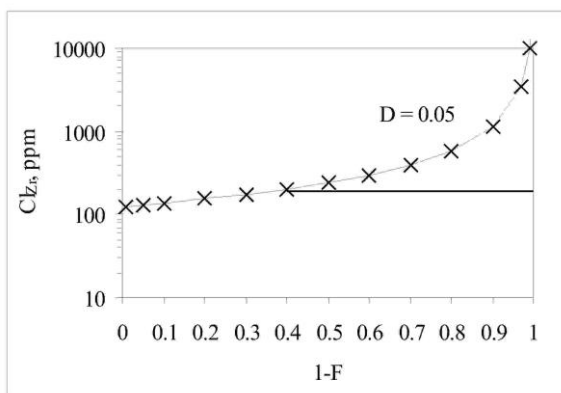


Рис. 11. Зависимость концентрации Zr в расплаве от степени кристаллизации ($1-F$) при фракционной кристаллизации. Прямой линией показано изменение концентрации в расплаве в присутствии циркона

Таким образом, если элемент представляет собой ESC, его концентрация в расплаве при частичном плавлении или фракционной кристаллизации не зависит от содержания этого минерала в респите или среди кристаллизующихся фаз. Она определяется только концентрацией этого элемента в данной минеральной фазе и D этой фазы. Концентрация сохраняется в расплаве постоянной, пока при-

существует эта минеральная фаза. В реальных системах концентрации ESC в расплаве изменяются, даже в присутствии этой фазы, поскольку ее величина D зависит от T и P , которые изменяются. Например, поскольку при снижении T происходит рост D , то концентрация в расплаве будет уменьшаться.

Степень кристаллизации расплава $(1-F)$, при которой начинается кристаллизация акцессорного минерала, зависит от содержания элемента, являющегося ESC, в исходном расплаве и состава расплава. На этой закономерности основана оценка температур кристаллизации акцессорных минералов, для которых один из редких элементов является главным структурным компонентом. Зависимость температуры кристаллизации циркона от состава расплава для кислых магматических пород экспериментально установлена [Watson, Harrison, 1983]:

$$\ln D_{Zr} = \{-3.80 - [0.85(M - 1)]\} + \frac{12900}{T},$$

где D_{Zr} – коэффициент распределения циркония между цирконом и расплавом, определяемый через отношение концентрации циркония в стехиометрическом цирконе (~ 500000 ppm) и породе, T – температура в $^{\circ}\text{K}$. Параметр M зависит от состава расплава (степени полимеризации) и определяется из соотношения катионов по уравнению:

$$M = (Na + K + 2Ca)/(Al \times Si).$$

Экспериментально установленная зависимость температуры кристаллизации монацита от состава кислого расплава имеет вид [Montel, 1993]:

$$\ln REE_t = 9.50 + 2.34D + 0.3879\sqrt{H_2O} - \frac{13318}{T},$$

$$REE_t = \sum \frac{REE_i(ppm)}{at. weight}; D = \frac{(Na + K + Li + 2Ca)}{Al(Al + Si)},$$

где REE_t – суммарное содержание РЗЭ, REE_i – содержание каждого из редкоземельных элементов.

Используются содержания петрогенных элементов в ат. %, H_2O – в вес. % и T – в $^{\circ}\text{K}$.

Следует иметь в виду, что полученные оценки будут не корректны, если циркон и монацит не кристаллизовались из расплава, а были захвачены им из источника, то есть являются ксеногенными. Это

возможно для кислых расплавов, образующихся из метаосадочных субстратов при температурах, близких к эвтектике, продуктами кристаллизации которых являются граниты S-типа.

Основы изотопной систематики магматических пород

Изотопные отношения магматических пород отражают соответствующие характеристики источника, из которого образовался их материнский расплав, и остаются неизменными при последующих процессах фракционирования. Поскольку различия масс тяжелых изотопов, используемых в геохимии, малы, изотопные пары практически не фракционируют в процессах разделения твердое – расплав. Таким образом, при парциальном плавлении магма получает те же изотопные характеристики, что и ее источник. Таким образом, источник может быть идентифицирован по изотопным характеристикам магматических пород, а вариации изотопных отношений свидетельствуют в пользу участия в магмообразовании источников с различными изотопными характеристиками.

Изотопные исследования базальтов океанических бассейнов выявили обратную корреляцию между их величинами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 12). Эта линия корреляции, наиболее отчетливо выраженная для базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), получила название мантийной последовательности. Наличие обратной корреляции между изотопными отношениями обусловлено различной степенью несовместимости материнских и дочерних элементов. Поскольку Rb – более несовместимый элемент, чем Sr, а Sm – менее несовместимый, чем Nd, то расплав, обогащенный несовместимыми элементами, будет иметь более высокое Rb/Sr и низкое Sm/Nd, чем рестит, который является деплетированным несовместимыми элементами. Таким образом, верхняя деплетированная мантия, испытавшая плавление и удаление расплавов, приобретает более высокое $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и низкое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, тогда как породы земной коры, напротив, будут иметь более низкое $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и высокое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Пересечение линии мантийной последовательности с величиной $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512638), соответствующей современной примитивной мантии (PM) или однородному хондритовому резервуару (CHUR), позволяет оценить значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7045) для этого резервуара и

разбить пространство диаграммы на четыре квадранта, относительно точки для РМ.

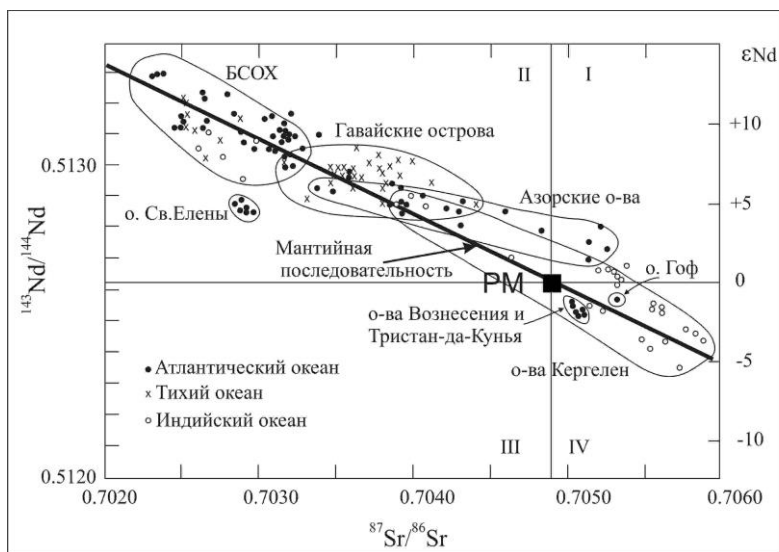


Рис. 12. Корреляция изотопного состава Nd и Sr в базальтах срединно-океанических хребтов (БСОХ) и океанических островов по [Фор, 1989]

Квадранты Nd-Sr изотопной корреляционной диаграммы

Квадрант II содержит мантийную последовательность и все породы, которые произошли из источников с более высокими Sm/Nd и более низкими Rb/Sr , чем РМ или CHUR, то есть из деплетированных несовместимыми элементами. В этом квадранте располагаются прежде всего базальты океанических хребтов, а также ряда океанических островов.

Квадрант IV содержит породы, произошедшие из источников с повышенным Rb/Sr и пониженным Sm/Nd , то есть обогащенных некогерентными элементами. Такими характеристиками обладают породы континентальной коры, обогащенного резервуара относительно РМ, прежде всего большинство гранитоидов. Породы этого квадранта могли также образоваться из расплавов с изотопными характеристиками квадранта II, но контаминированных материалом континентальной коры.

Изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах кислого состава демонстрируют значительные вариации, но концентрируются, главным образом, в квадранте IV. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяются в более широких пределах, чем $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, в связи с тем, что отношения Rb/Sr в породах выше и более изменчивы, чем Sm/Nd, а также потому, что скорость распада ^{87}Rb выше, чем ^{147}Sm . Таким образом, положение гранитоидов на диаграмме зависит не только от генезиса, но и от возраста и отношений Sm/Nd и Rb/Sr их источников.

Магматические породы островных дуг и активных континентальных окраин размещаются в квадрантах II и IV [Фор, 1989]. Магмы, образовавшиеся в таких обстановках, отражают вклад нескольких источников: 1) измененная океаническая кора, 2) терригенные осадки океанической коры, 3) мантийный клин над субдуцирующей плитой, 4) сиалические породы континентальной коры или основания вулканической толщи в островных дугах. Этим обусловлен широкий диапазон изотопных составов субдукционных базальтов. В целом, вулканические породы островных дуг имеют более низкие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и более высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с MORB, но их тренды имеют более пологий наклон в сравнении с линией мантийной последовательности. Это обусловлено тем, что преобразование мантийного клина в результате воздействия флюидов сопровождается обогащением его теми редкими элементами, которые подвижны в водных растворах, что приводит к росту $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, практически не изменяя $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения перидотитов мантийного клина.

В квадрантах I и III точки практически отсутствуют, так как источники с такими характеристиками невозможны с геохимической точки зрения. Такие источники должны одновременно иметь либо повышенные и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (квадрант I), либо пониженные и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (квадрант III). Это противоречит геохимическим свойствам элементов, так как Nd является более несовместимым, чем Sm, а Rb более несовместим, чем Sr, и между отношениями Sm/Nd и Rb/Sr должна быть обратная корреляция.

Вместе с тем породы с такими изотопными составами, отвечающими квадрантам I и III, могут образоваться в результате смешения материала из двух источников. Линии смешения на рис. 12 будут представлять собой гиперболы. Два крайних случая представляют

собой линии смешения расплавов из деплетированного мантийного источника с породами верхней или нижней континентальной коры. Вклад пород верхней континентальной коры, обладающей наиболее высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ за счет участия терригенных пород и умеренно пониженными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, приводит к попаданию точек в квадрант I. А смешение с материалом нижней коры, характеризующейся более низкими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из-за выноса Rb при гранулитовом метаморфизме и крайне низким $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ вследствие «древнего» возраста, обуславливает смещение в квадрант III.

Индикаторные отношения редкоземельных элементов

Распределение РЗЭ в породах принято представлять в виде концентраций, нормированных по углестому хондриту (CI), состав которого приведен в табл. 2. При характеристике распределения редкоземельных элементов в магматических породах наиболее универсальным и информативным является $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношение (нормированное по хондриту), которое отражает степень фракционирования легких лантаноидов относительно тяжелых. Распределение РЗЭ в исходном примитивно-мантийном, близком к хондритовому, источнике, может быть принято за единицу отсчета, а поскольку степень некогерентности РЗЭ уменьшается от La к Lu с уменьшением ионного радиуса, то, очевидно, что процессы плавления всегда будут приводить к росту $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в расплаве относительно источника.

Второй параметр, который используется главным образом для гранитоидов, – это характер и величина европиевой аномалии $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)^1$. Величина Eu/Eu^* больше 1 означает «избыток» европия относительно соседних лантаноидов, а меньше 1 – его дефицит. Поскольку основным концентратором европия служит плагиоклаз, то появление аномалии связано с наличием плагиоклаза как кумулятивной фазы при кристаллизации расплава или как реститовой фазы при плавлении.

¹ $\frac{\text{Eu}}{\text{Eu}^*} = \frac{\text{Eu}_n}{(\text{Sm}_n + \text{Gd}_n)/2}$, где Eu_n , Sm_n и Gd_n – это концентрации,

нормированные по хондриту.

Таблица 2.

Содержание петрогенных и редких элементов в хондрите (Cl), примитивной мантии (PM), базальтах срединно-океанических хребтов (NMORB) и океанических островов (OIB)

	Cl	PM	NMORB	OIB
	1	2	3	4
TiO ₂ , мас. %		0.217	1.36	2.57
P ₂ O ₅		0.022	0.14	0.25
Rb, ppm		0.635	0.56	31
Ba		6.99	6.3	350
Sr		21.1	90	660
La	0.31	0.687	2.5	37
Ce	0.808	1.78	7.5	80
Pr	0.122	0.276	1.32	9.7
Nd	0.6	1.35	7.3	38.5
Sm	0.195	0.444	2.63	10
Eu	0.0735	0.168	1.02	3
Gd	0.259	0.596	3.68	7.62
Tb	0.0474	0.108	0.67	1.05
Dy	0.322	0.737	4.55	5.6
Ho	0.0718	0.164	1.01	1.06
Er	0.21	0.48	2.97	2.62
Tm	0.0324	0.074	0.456	0.35
Yb	0.209	0.493	3.05	2.16
Lu	0.0322	0.074	0.455	0.3
Zr		11.2	74	280
Hf		0.309	2.05	7.8
Nb		0.713	2.33	48
Ta		0.041	0.132	2.7
Y		4.55	28	29
Th		0.085	0.12	4
U		0.021	0.047	1.02
Pb		0.185	0.3	3.2

Примечание: 1 – [Boynnton, 1984], 2–4 – [Sun, McDonough, 1989].

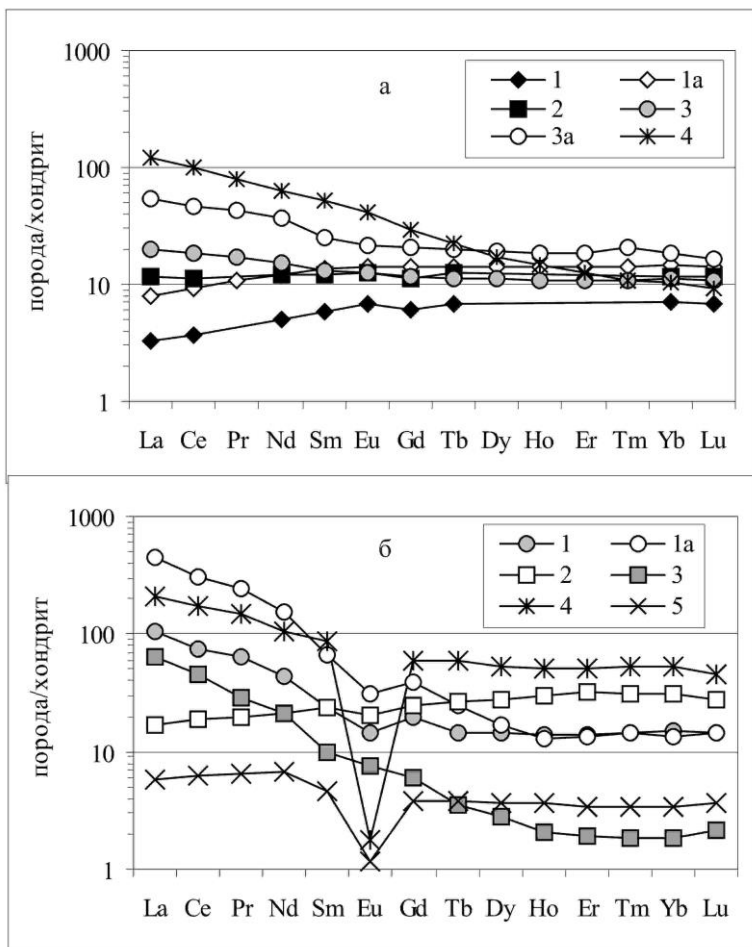


Рис. 13. Типы распределения редкоземельных элементов в базальтах (а) и гранитоидах (б): а. 1–1а – толеитовые базальты океанических хребтов (NMORB) и островных дуг, 2 – базальты океанических плато, 3–3а – базальты островных дуг и континентальных рифтов, 4 – базальты океанических островов (OIB); б. 1–1а – известково-щелочных гранитов, 2 – океанических плагиигранитов, 3 – архейских гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, 4 – субщелочных и щелочных гранитов, 5 – лейкогранитов. Построено по данным [Sun, McDonough, 1989; Martin, 1999; Туркина и др., 2006 и др.]. Здесь и далее нормировано по хондриту [Boynnton, 1984]

Степень фракционирования тяжелых РЗЭ отражает $(\text{Gd/Yb})_n$ отношение, рост которого в расплаве обусловлен наличием среди реститовых фаз граната – единственного распространенного минерала с коэффициентами распределения Yb, Lu, Y много больше 1.

Так как породы базальтового состава формируются только за счет мантийных источников, а гранитоидного – как из метабазитовых, так и чаще из коровых сиалических субстратов, то в общем случае первые будут обладать более низкими величинами $(\text{La/Yb})_n$, чем вторые. Для базальтоидов можно выделить четыре основных типа распределения РЗЭ. Минимальными величинами $(\text{La/Yb})_n$ – меньше 1 – характеризуются базальты срединно-океанических хребтов (NMORB) или толеиты островных дуг, образующиеся из деплетированной мантии, обедненной легкими РЗЭ и другими некогерентными элементами (рис. 13 а, 1 и 1а). Практически «плоские» спектры РЗЭ с величиной $(\text{La/Yb})_n$, близкой к 1, характерны для базальтов океанических плато и некоторых основных вулканитов архейских зеленокаменных поясов (рис. 13 а, 2). Более высокие $(\text{La/Yb})_n$ типичны для базальтов, формирующихся из неистощенных или обогащенных источников. Кроме того, величина $(\text{La/Yb})_n$ возрастает с уменьшением степени плавления.

Спектры с $(\text{La/Yb})_n > 1$, в различной степени обогащенные легкими РЗЭ, установлены для базальтов островных дуг и активных континентальных окраин, а также континентальных рифтов (рис. 13 а, 3 и 3а). Максимальные значения $(\text{La/Yb})_n$ установлены для щелочных базальтов, образующихся при минимальных степенях плавления из обогащенных мантийных субстратов, например, базальтов океанических островов (рис. 13 а, 4).

Очевидно, что гранитоиды, как производные коровых сиалических и мафических источников, будут обладать большими вариациями $(\text{La/Yb})_n$, появлением европиевых аномалий и, следовательно, большим разнообразием спектров РЗЭ, среди которых можно выделить пять основных типов. Для гранитоидов максимально проявлена зависимость $(\text{La/Yb})_n$ от состава источника. Обогащение легкими РЗЭ и повышенное $(\text{La/Yb})_n$ в сочетании с небольшой отрицательной европиевой аномалией установлено для большинства гранитоидов, образующихся за счет коровых сиалических источников (рис.

13 б, 1 и 1а). Напротив, граниты, производные базитовых субстратов, например, плагиогранитоиды офиолитов, генетически связанные с базальтами типа MORB, характеризуются подобно последним крайне низким $(La/Yb)_n$ (< 1) (рис. 13 б, 2). Рост $(La/Yb)_n$ в плагиогранитах при отсутствии европиевого минимума связан с присутствием среди реститовых фаз граната – минерала-концентратора тяжелых РЗЭ и Y. Это является причиной высокого $(La/Yb)_n$ для пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовых комплексов (рис. 13 б, 2), образующихся в результате плавления метабазитов при $P \geq 10$ –15 кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом. Для плагиогранитов пониженное содержание РЗЭ при высоком $(La/Yb)_n$ нередко сочетается с появлением положительной европиевой аномалии (рис. 13 б, 2а). Дифференциация кислых расплавов сопровождается накоплением РЗЭ и обеднением Eu с появлением резкого европиевого минимума (рис. 13 б, 4). Кроме общей тенденции к росту $(La/Yb)_n$ в гранитных расплавах может проявляться и обратная тенденция к снижению $(La/Yb)_n$ в процессе кристаллизационной дифференциации, которая обусловлена фракционированием минералов с высокими коэффициентами распределения для легких лантаноидов ($>> 100$) – монацита, реже ортита. Кристаллизация этих минералов приводит к понижению концентраций РЗЭ и $(La/Yb)_n$ в остаточном расплаве (рис. 13 б, 5). Такого рода тенденция уменьшения $(La/Yb)_n$ установлена для лейкогранитов заключительных фаз [Miller, Mittlefehldt, 1982].

Петролого-геохимическая систематика магматических пород

Геохимическая систематика основана на эмпирически выявленных особенностях распределения и уровнях накопления редких элементов в магматических породах. Установлено, что содержания и отношения редких элементов контрастно изменяются не только при переходе от семейства с одним уровнем кремнекислотности к другому, но и в пределах каждого семейства при изменении общей щелочности или принадлежности к той или иной петрохимической серии (толеитовой, известково-щелочной, щелочной). Они также различаются для пород близкого петрохимического состава, но имеющих различное происхождение. В основу геохимической систематики магматических пород положен генетический принцип.

Наиболее явно и последовательно это выражено в определении Л. В. Таусона: «Геохимический тип магматических пород – это группа пород, характеризующихся общностью способа и условий образования материнских магм, что находит отражение в их приуроченности к определенным геодинамическим обстановкам, а также в сходстве химического, редкоэлементного и минерального состава» [Таусон, 1977].

Петрохимические серии магматических пород

Первый этап систематизации магматических пород – это определение их принадлежности к петрохимической серии (толеитовой, известково-щелочной, щелочной), а также выявление характера ассоциации (дифференцированный или бимодальный). Разумеется, нет исключительной приуроченности к тектоническим обстановкам, однако каждая магматическая серия характерна для ограниченного их числа (табл. 3).

Таблица 3.

Классификация серий магматических пород по тектоническим обстановкам

Окраины плит		Внутриплитные			
Субдукционные зоны	Океанические хребты	Океанические	Континентальные		
		Океанические острова	Рифты	Кратоны	Коллизионные зоны
Толеитовая Известково-щелочная Субщелочная	Толеитовая	Толеитовая Щелочная (бимодальная)	Бимодальные Толеитовая и щелочная	Щелочная Бимодальная	Известково-щелочная Субщелочная

Магмы океанических и континентальных рифтов представлены преимущественно базальтами толеитовой серии. В островных дугах присутствуют породы и толеитовой, и известково-щелочной серии, но первая более типична для океанических дуг. На активных окраинах континентов к ним могут добавляться и породы субщелочной

серии. Для коллизионных орогенов наиболее типичны кислые породы известково-щелочной серии. Породы щелочной серии немногочисленны и преимущественно ограничены океаническими островами и континентальными рифтами. Внутрикратонные магматиты представлены щелочными породами или кимберлитами.

Для определения принадлежности к петрохимической серии используется ряд диаграмм. Разделение на породы нормальной щелочности, субщелочные и щелочные производится с помощью диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Принадлежность к толеитовой или известково-щелочной серии определяется характером дифференциации исходного расплава, который в свою очередь зависит от степени окисления, а следовательно содержания воды. Дифференциация более «сухих» и восстановленных базальтовых расплавов происходит вдоль оливин-плагноклазовой котектики и сопровождается относительным накоплением железа, что соответствует Феннеровскому тренду (образующиеся при этом породы принадлежат толеитовой серии). Дифференциация «водных» и окисленных расплавов сопровождается кристаллизацией магнетита, что приводит к обеднению железом. Такой тренд дифференциации называется Боуэн-овским, а образующиеся породы отвечают известково-щелочной серии. Для дискриминации пород толеитовой и известково-щелочной серий используется диаграмма AFM (A – alkalies – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F – FeO, M – MgO), на которой выделены тренды дифференциации, но ее применение ограничено только породами, не испытывавшими перераспределения щелочей. Кроме того, может быть использована диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ [Miyashiro, 1970] (см. рис. 14), где граничная линия между железистыми породами толеитовой серии и известково-щелочными описывается уравнением $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0.1562 \times \text{SiO}_2 - 6.685$. Применение этой диаграммы (рис. 14) целесообразно при наличии пород широкого диапазона кремнекислотности.

Для метаморфизованных и измененных магматических пород предпочтительно использование диаграммы Л. Дженсена [Jensen, 1976], на которой роль щелочей выполняет Al_2O_3 (рис. 15). Эта диаграмма позволяет определять сериальную принадлежность для пород узкого диапазона кремнекислотности, а также выделять породы коматиитового (пикритового) ряда и разделять толеитовые базальты на магнезиальные и железистые разности.

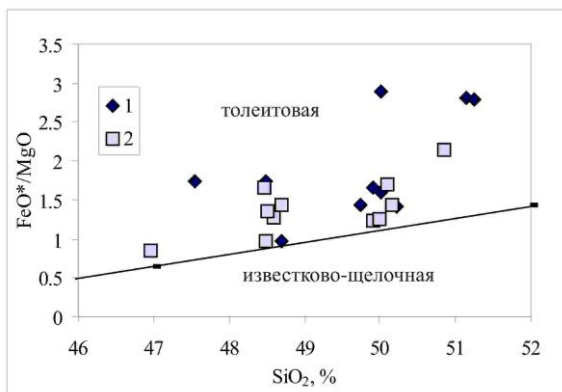


Рис. 14. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ [Miyashiro, 1970].

Для примера показаны метабазальты Урикского (1) и Онотского (2) зеленокаменных поясов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона) [Туркина, Ножкин, 2008]. FeO^* – общее железо

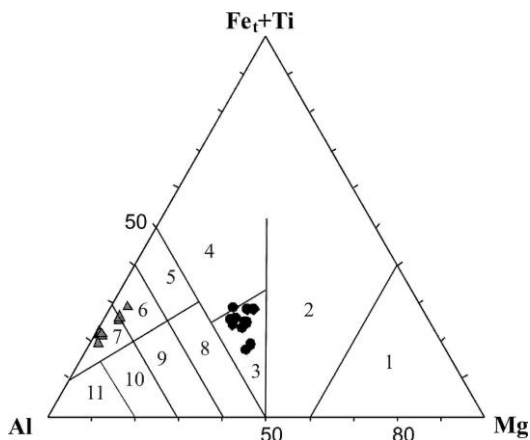


Рис. 15. Диаграмма $\text{Al} - \text{Fe}_t + \text{Ti} - \text{Mg}$ для вулканитов по [Jensen, 1976].

Поля составов: 1 – коматииты, 2 – коматиитовые базальты, 3–7 – вулканиты толеитовой серии: 3 – высокомагнезиальные и 4 – высокожелезистые базальты, 5 – андезиты, 6 – дациты, 7 – риолиты; 8–11 – вулканиты известково-щелочной серии: 8 – базальты, 9 – андезиты, 10 – дациты, 11 – риолиты. Для примера показаны метабазальты и метариолиты Онотского зеленокаменного пояса (юго-запад Сибирского кратона) [Туркина, Ножкин, 2008]. Fe_t – общее железо

Мультиэлементные диаграммы

Для полной характеристики редкоэлементного состава магматических пород широко применяются мультиэлементные спектры, которые подобны редкоземельным спектрам, но включают максимальное возможное количество редких и некоторых петрогенных элементов.

Для базальтов обычно используются диаграммы двух типов, нормированные по примитивной мантии (PM – primitive mantle) и базальтам срединно-океанических хребтов (NMORB – normal mid-ocean ridge basalt). Примеры таких диаграмм можно видеть на рис. 17 и 26 соответственно. Состав PM и NMORB приведен в табл. 2. Основной принцип состоит в том, что элементы располагаются от высоко несовместимых к умеренно и слабо несовместимым в порядке групп: LILE, HFSE, LREE, MREE, HREE. Такие диаграммы имеют преимущества перед другими типами диаграмм, поскольку делают возможным прямое сравнение петрогенных и редких элементов с близкой совместимостью (например, K-La, K-Rb, P-Nd, Ti-Sm), выявляют соотношение HFSE и REE с близкой совместимостью (Nb(Ta)-La, Zr-Sm) и позволяют анализировать распределение сразу широкого круга элементов.

Из всех элементов, используемых при характеристике магматических пород, LILE являются наиболее мобильными в водных растворах и, значит, чувствительными к изменениям, поэтому они редко используются на геохимических дискриминантных диаграммах. Мультиэлементные диаграммы также могут использоваться для оценки мобильности-немобильности отдельных элементов и групп элементов. Всякой попытке интерпретации данных на мультиэлементной диаграмме должна предшествовать оценка степени перераспределения элементов при наложенных постмагматических процессах, а также в результате контаминации коровым материалом. Мерой степени мобильности элементов служит ионный потенциал Картледжа, равный отношению заряда к ионному радиусу. Элементы с умеренными величинами ионного потенциала относительно менее мобильны, чем с низким и высоким ионным потенциалом. Ионный потенциал HFSE и PЗЭ выше, чем у щелочных и щелочно-земельных элементов. Общим правилом является, что Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti менее мобильны, чем LREE. Инертность HFSE, Th, Ti со-

поставима с HREE при низком до умеренного отношении вода/порода при гидротермальных процессах на морском дне или низкоградном региональном метаморфизме. Такие элементы как Cs, Rb, Ba, K весьма мобильны и образуют крайне неправильные распределения на мультиэлементных диаграммах, в отличие от плавных кривых для «свежих» вулканитов. Мобильность элементов может быть выявлена по наличию прямой корреляции концентраций редких элементов с потерями при прокаливании (п.п.п.) [Pollat et al., 1999; Pollat, Kerrich, 2000]. Коровая контаминация мантийных магм выявляется по одновременному обеднению Nb (Ta), P, Eu, Ti, и она сама может служить индикатором, поскольку ее признаки отсутствуют у базальтов океанических бассейнов. Кроме того, для высокомагнезиальных основных пород признаками коровой контаминации служат прямая корреляция содержания SiO_2 и некогерентных редких элементов и их обратная корреляция с MgO [Puchtel et al., 1997].

Геохимическая характеристика базальтов различных геодинамических обстановок

Базальты срединно-океанических хребтов

Для базальтов срединно-океанических хребтов (MORB – middle oceanic ridge basalt) характерны низкие содержания K_2O (< 0.3 %). Большинство из них являются оливиннормативными с $\text{Mg\#}^2 = 55\text{--}65$. Судя по экспериментальным данным, MORB образуются при 10–20 % плавлении верхнемантийных источников на глубине 50–85 км, при этом образуются оливиннормативные толеитовые магмы. Многие MORB являются толеитами или кварцнормативными толеитами, что обусловлено фракционной кристаллизацией вдоль оливин-плагиоклазовой котектики в малоглубинных камерах при низком давлении (< 10 кбар). Поскольку мантийный оливин имеет содержание форстерита 90–92 %, то расплав, равновесный с ним, должен иметь атомное отношение $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ около 0.72. Среднее значение Mg# для MORB составляет 59, наиболее примитивные MORB имеют $\text{Mg\#} = 70$. Следовательно, большинство MORB пред-

² $\text{Mg\#} = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*) \times 100$, в мол. кол.

ставляют продукты фракционирования исходных более высокомагнезиальных расплавов, и важнейшим процессом, контролирующим состав MORB, является фракционная кристаллизация. Основные кристаллизующиеся фазы – это оливин, авгитовый клинопироксен, кальциевый плагиоклаз и шпинель.

Второй фактор, который контролирует состав MORB, – это степень и глубина плавления. Чтобы исключить одновременное влияние фракционной кристаллизации и вычленить только зависимость от условий образования первичного расплава, принята процедура нормализации. Базальты из каждого сегмента срединно-океанических хребтов образуют индивидуальные тренды распределения петрогенных элементов относительно MgO, которые отражают процессы фракционной кристаллизации различных первичных расплавов. В целях сопоставления было предложено использовать концентрации петрогенных элементов при одном и том же содержании MgO = 8 %, то есть соответствующие одной и той же степени фракционной кристаллизации. Анализ экспериментальных данных по плавлению перидотитов показывает, что различия в составе базальтов обусловлены изменением в давлении (глубине) образования расплава и в степени плавления [Klein, Langmur, 1987]. Содержание Na₂O в базальтовом расплаве контролируется только степенью плавления и подобно несовместимым элементам уменьшается с ростом степени плавления. Напротив, содержание FeO практически не зависит от степени плавления, оно увеличивается с ростом давления и мало изменяется при фракционной кристаллизации [Klein, Langmur, 1987]. В целом, ключевым фактором, определяющим состав расплавов, является мантийная температура, так как она контролирует и степень плавления, и среднюю глубину плавления. По данным Э. Клейна и С. Лангмюра [Klein, Langmur, 1987], для объяснения вариаций в составе MORB необходимы вариации степени плавления от 8 до 20 % и давления от 5 до 16 кбар, различия в температуре должны составлять около 250 °C.

Большинство MORB в различной степени обеднены LILE (K, Rb, Cs, Sr, Ba), U, LREE (табл. 2) и имеют высокие ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (высокие положительные значения ε_{Nd}, преимущественно от +12 до +8) и низкие ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.702–0.704), что согласуется с образованием из деплетированного мантийного источника. Содержания несовместимых элементов и изотопные отношения в MORB изменяются вдоль

хребтов и от океана к океану. Отчасти это может объясняться различием в степени плавления, фракционной кристаллизации или смешением, но главным образом определяется вариациями состава мантийного источника, разной степенью его деплетирования и/или обогащения несовместимыми элементами. Базальты срединно-океанических хребтов подразделяются на деплетированные (NMORB – normal mid-ocean ridge basalt), обогащенные (EMORB – enriched mid-ocean ridge basalt) и переходные (TMORB – transitional mid-ocean ridge basalt) разности. От деплетированных разностей к обогащенным величины $(La/Yb)_n$ изменяются от менее 1 до превышающих 1 (рис. 16).

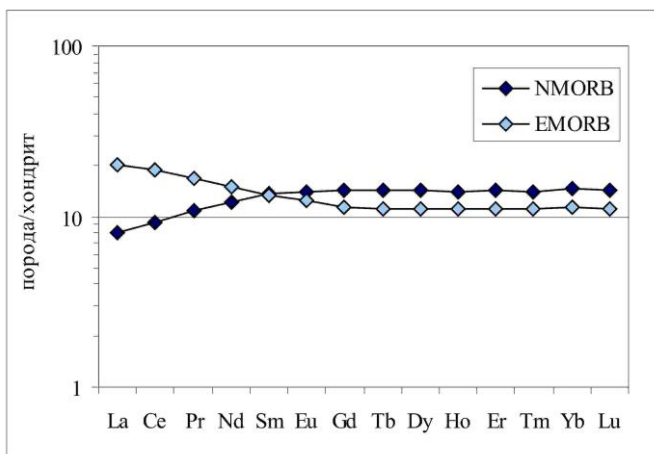


Рис. 16. Редкоземельные спектры для базальтов срединно-океанических хребтов. Построено по данным [Sun, McDonough, 1989]

На мультиэлементных спектрах в той же последовательности типов базальтов возрастают концентрации наиболее несовместимых элементов (рис. 17). Следует отметить, что все разновидности базальтов срединно-океанических хребтов имеют минимум по Pb на мультиэлементных спектрах, что является характерным для океанических базальтов в целом и отличает их от основных вулканитов, имеющих вклад корового материала в той или иной форме. Кроме того, для EMORB, которые чаще встречаются вблизи симаунтов (симаунт – подводная гора) или океанических островов, отмечается

слабая положительная аномалия Nb, что сближает их с базальтами океанических островов. Эта черта, а также слабое обогащение LILE и легкими РЗЭ, может отражать участие расплавов, подобных базальтам океанических островов, в их образовании.

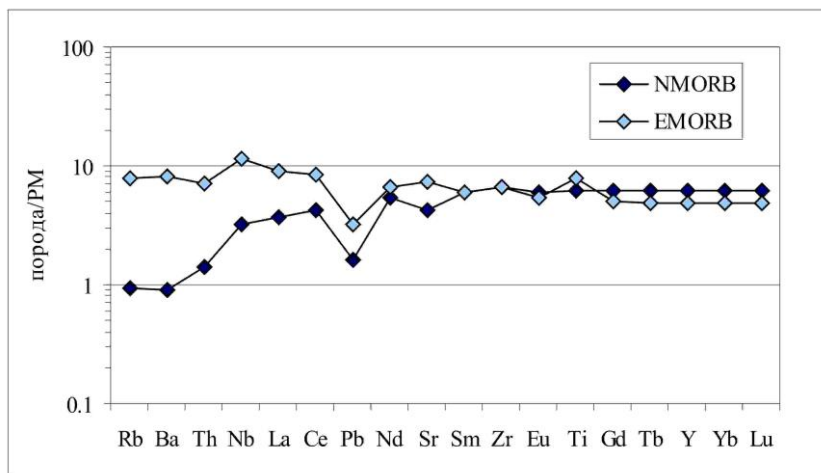


Рис. 17. Мультиэлементные спектры для базальтов срединно-океанических хребтов. Построено по данным [Sun, McDonough, 1989]. Здесь и далее нормировано по примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989]

Внутриплитные базальты

Внутриплитные базальты (WPB – within-plate basalt) включают базальты океанических островов (OIB – oceanic island basalt), океанических плато (OPB – oceanic plateau basalt) и симаунтов, а также континентальные рифтогенные и платобазальты (CRB – continental rift basalt, CPB – continental flood basalt).

На океанических островах и в континентальных обстановках присутствуют и толеитовые, и щелочные вулканы, но первые доминируют. Могут наблюдаться вариации состава магм во времени, например, в Гавайско-Императорской цепи островов ранние вулканы представлены оливиновыми толеитами, за ними в большом объеме следуют железистые кварцевые толеиты, и завершают вулканизм малые объемы щелочных базальтов и их дифференциатов.

В некоторых континентальных рифтах установлена зональность со сменой толеитовых базальтов щелочными на флангах рифтов. В целом, оба типа базальтов характеризуются широкими вариациями петрогенных элементов, но большинство имеют более низкий Mg# (40–60) и содержание Ni, что предполагает большую степень фракционирования оливина и пироксенов, чем для MORB.

Континентальные платобазальты имеют варьирующие и повышенные содержания SiO_2 и K_2O , что частично может отражать контаминацию коровым материалом. Базальты океанических островов так же, как и континентальные рифтогенные и платобазальты, обогащены LILE, LREE, HFSE, Ti и P в сравнении с MORB, что отчетливо проявлено на редкоземельных и мультиэлементных спектрах (рис. 18–19). Кроме того, на мультиэлементных спектрах отчетливо проявлены минимумы по K, P.

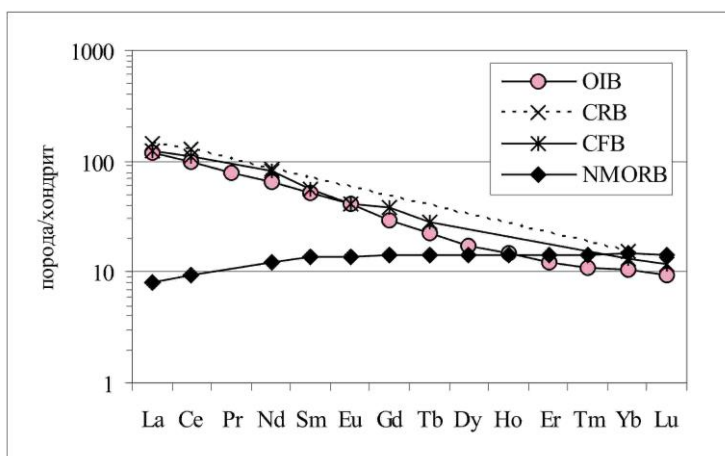


Рис. 18. Редкоземельные спектры для внутриплитных базальтов.

OIB – базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989], CRB – базальты континентальных рифтов (Кенийский рифт по [Rogers et al., 2000]), CFB – континентальные платобазальты (Провинция Кару по [Jourdan et al., 2007]). Средние составы рассчитаны по указанным литературным источникам. Для сравнения показан спектр NMORB

Внутриплитные базальты континентальных областей обнаруживают большую степень обогащения LILE и Th. Для них нередко отчетливо проявлен Nb минимум на мультиэлементных спектрах (рис.

19, CFB), что в сочетании с обогащением наиболее несовместимыми элементами может свидетельствовать о вкладе материала субконтинентальной литосферы или континентальной коры. Внутриплитные базальты, обогащенные LILE, LREE, HFSE, требуют источника, обогащенного несовместимыми элементами относительно деплетированной мантии, продуцирующей NMORB.

Изотопные характеристики базальтов океанических островов, детальный обзор которых рассмотрен ранее [Туркина, 2008], отличаются разнообразием, что указывает на вклад различных по изотопному составу источников в их образование, среди которых выделяются как умеренно деплетированные, так и обогащенные. Для рассматриваемых внутриплитных вулканитов предполагаются большие глубины образования и меньшие степени плавления, чем для MORB. В зависимости от степени плавления образуются толеиты или щелочные базальты, очень малые степени плавления могут объяснить сильное обогащение несовместимыми элементами последних.

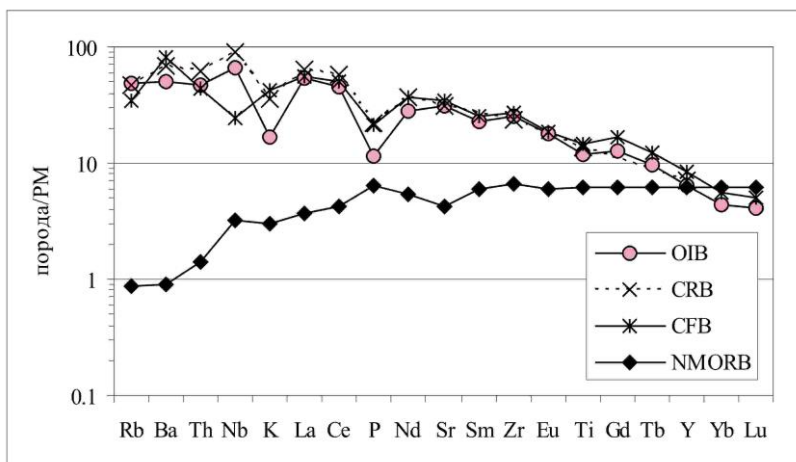


Рис. 19. Мультиэлементные спектры для внутриплитных базальтов.

OIB – базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989], CRB – базальты континентальных рифтов (Кенийский рифт по [Rogers et al., 2000]), CFB – континентальные платобазальты (Провинция Кару по [Jourdan et al., 2007]). Средние составы рассчитаны по указанным литературным источникам. Для сравнения показан спектр NMORB

Океанические плато и симаунты

Особо следует остановиться на базальтах океанических плато, исследования которых проведены в последние десятилетия. Океанические плато – это большие магматические провинции во внутриокеанической обстановке. Наиболее крупные океанические плато были образованы в меловое время, к их числу относятся плато Кергелен, Онтонг Джава, Карибско-Колумбийское, Манихики и другие. Океанические плато отличается большая мощность коры, достигающая 30 км, в сравнении со «стандартной» океанической корой, что требует для их образования повышенных мантийных потенциальных температур в сравнении с окружающей мантией. Океанические плато могут быть результатом взаимодействия плюма со спрединговым центром, как в случае Исландии, или просто действия мантийного плюма, (пример – плато Онтонг-Джава – часть Тихоокеанского суперплюма).

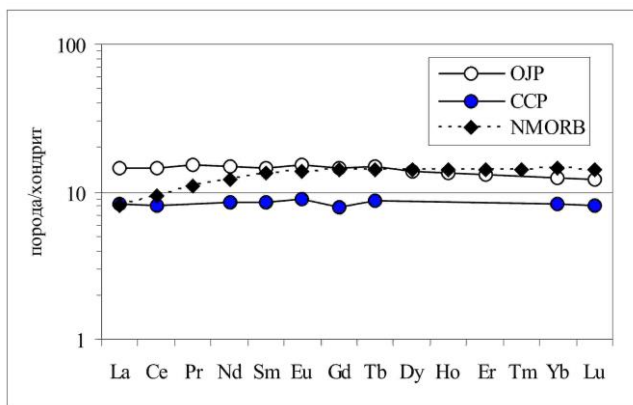


Рис. 20. Редкоземельные спектры для базальтов океанических плато.

OJP – плато Онтонг Джава [Mahoney et al., 1995], CCP – Карибско-Колумбийское плато, формация Аруба [White et al., 1999]. Средние составы рассчитаны по указанным литературным источникам. Для сравнения показан спектр NMORB

Доминирующими в верхней (доступной изучению) части разреза океанических плато являются толеитовые базальты, значительно реже встречаются высокомагнезиальные лавы (пикриты и коматититы), установленные в Карибско-Колумбийском плато [Kerr et al.,

2000]. В отличие от OIB, базальты большинства океанических плато не обнаруживают относительно обогащения LILE и LREE. Диагностическим признаком базальтов плато служат практически «плоские» редкоземельные спектры с $(La/Yb)_n \sim 1$ (рис. 20).

Мультиэлементные спектры базальтов океанических плато субгоризонтальные (формация Аруба, Карибско-Колумбийское плато) или характеризуются слабым обеднением наиболее несовместимыми элементами (Ba) (плато Онтонг Джава) при незакономерном поведении мобильного Rb (рис. 21).

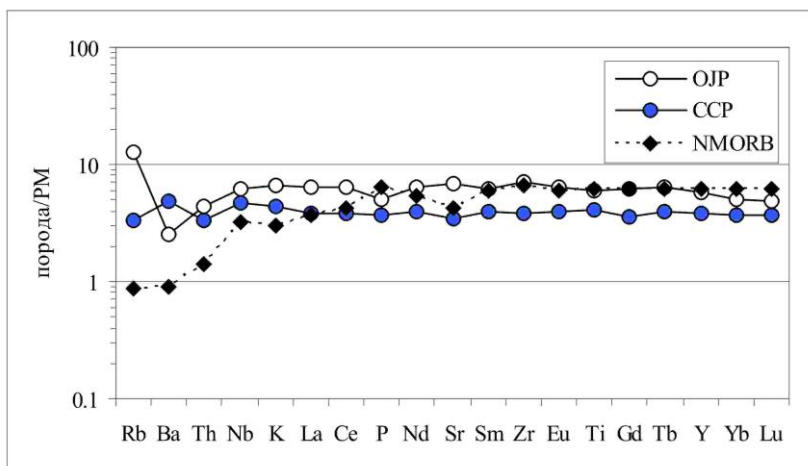


Рис. 21. Мультиэлементные спектры для базальтов океанических плато.

OJP – плато Онтонг Джава [Mahoney et al., 1995], CCP – Карибско-Колумбийское плато, формация Аруба [White et al., 1999] Средние составы рассчитаны по указанным литературным источникам. Для сравнения показан спектр NMORB

Геохимические особенности базальтов плато объясняют вовлечением в плавление доминирующего материала верхней деплетированной мантии и глубинного мантийного источника, подобного таковому для OIB. Это предположение подтверждается изотопными данными, поскольку базальты Онтонг Джава и Карибско-Колумбийского плато характеризуются положительными величинами ϵ_{Nd} (6–3 и 12–6 соответственно) [Kerr et al., 2000], но более низкими в сравнении с типичными для NMORB. Исключением

служат базальты плато Кергелен, для которых установлены как недифференцированные, так и обогащенные редкоземельные и мультиэлементные спектры [Storey et al., 1992]. В составе этой структуры развиты породы нормального и субщелочного ряда широкого диапазона кремнекислотности. Обогащение несовместимыми элементами в сочетании с низкими величинами ϵ_{Nd} (от +5 до отрицательных) позволяет предполагать, что образование этого плато происходило при участии субконтинентальной литосферы или материка континентальной коры [Frey et al., 2000].

Субдукционные базальты

Субдукционные базальты характеризуются широким диапазоном кремнекислотности – SiO_2 (45–53 %), повышенным Al_2O_3 (16–20 %) и имеют низкий TiO_2 (≤ 1 %). Повышенное содержание TiO_2 (до 2–2.5 %), напротив, характерно для базальтов, образующихся в условиях задугового растяжения. В отличие от MORB субдукционные базальты чаще имеют низкую магнезиальность и являются кварц-нормативными, что отражает их большую степень дифференциации в промежуточных камерах.

Островодужные вулканиты имеют некоторые черты петрогенезиса, отличные от MORB. Низкие содержания TiO_2 и быстрое снижение CaO/Al_2O_3 при уменьшении $Mg\#$ предполагают фракционирование оливина, клинопироксена и магнетита/ильменита в мало-среднеглубинных камерах, тогда как для MORB главными фракционирующими фазами являются оливин и плагиоклаз. В пользу фракционирования магнетита свидетельствует то, что островодужные толеиты не обнаруживают сильного обогащения железом, характерного для MORB. Фракционная кристаллизация может приводить к образованию дифференцированных породных серий от основных до средне-кислых, генетическая связь которых может подтверждаться сходством в распределении несовместимых элементов и изотопных отношениях. В пределах одной островодужной системы отмечается тесная ассоциация вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий. Наиболее примитивные высокомагнезиальные члены этих серий петрохимически практически неотличимы, и обе серии могут иметь один и тот же мантийный источник. Различие между сериями проявляется по более эволюционировавшим

членам и обусловлено особенностями фракционной кристаллизации. Породы толеитовой серии фракционируют на малых глубинах в относительно сухих условиях и при высоких температурах, незначительная кристаллизация магнетита приводит к тренду с умеренным обогащением железом. Редкость средних и кислых членов толеитовой серии может быть следствием быстрой транспортировки магмы на поверхность. Известково-щелочные магмы, по-видимому, фракционируют в более глубоководных камерах и при большем содержании H_2O , о чем свидетельствует присутствие фенокристов водосодержащих минералов (амфибол и др.), а кристаллизация магнетита подавляет обогащение железом. Таким образом, различия в глубине кристаллизации и содержании H_2O могут приводить к существованию двух магматических серий в островодужных системах.

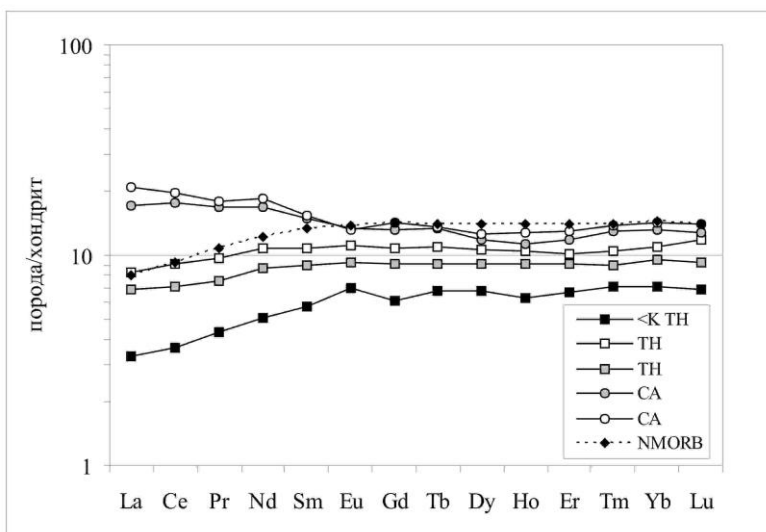


Рис. 22. Редкоземельные спектры для базальтов Южно-Сандвичевой островной дуги.

<К ТН – низкокалийевые толеиты, ТН – толеиты, СА – известково-щелочные базальты. Построено по данным [Pearce et al., 1995]

Характер распределения редкоземельных элементов в субдукционных базальтах существенно не отличается от такового для MORB и OIB, что не позволяет уверенно различать эти геохимические ти-

пы базальтов на основании данных по РЗЭ. Спектры РЗЭ субдукционных базальтов изменяются от слабо деплетированных, сходных с NMORB, в островодужных толеитах до в различной степени обогащенных легкими лантаноидами для известково-щелочных базальтов. Например, для пород Южно-Сандвичевой островной дуги установлен рост концентраций и увеличение $(La/Yb)_n$ в ряду от низкокалиевых толеитов к толеитам и известково-щелочным базальтам [Pearce, et al., 1995] (рис. 22). Следует отметить, что для островодужных толеитов типичен весьма низкий уровень концентраций РЗЭ в целом, что вероятно обусловлено более высокой степенью плавления, чем при образовании MORB, или большим обеднением некогерентными элементами перидотитов мантийного клина в сравнении с источником для MORB.

Субдукционные вулканы резко отличаются от MORB отчетливое обогащение LILE (Rb, Ba, K), а также Sr, Pb относительно легких РЗЭ и высокозарядных элементов, таких как Nb (Ta), которое проявлено на бинарных диаграммах (рис. 23) и мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии (рис. 24). Указанная группа элементов (LILE, Sr, Pb) относится к мобильным в водном флюиде в отличие от относительно инертных РЗЭ и HFSE.

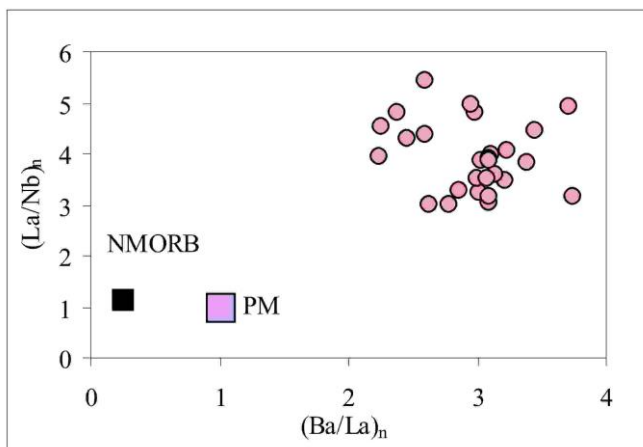


Рис. 23. Диаграмма $(Ba/La)_n - (La/Nb)_n$ для базальтов Южно-Сандвичевой островной дуги. Построено по данным [Pearce et al., 1995]. Здесь и далее PM и NMORB по [Sun, McDonough, 1989]

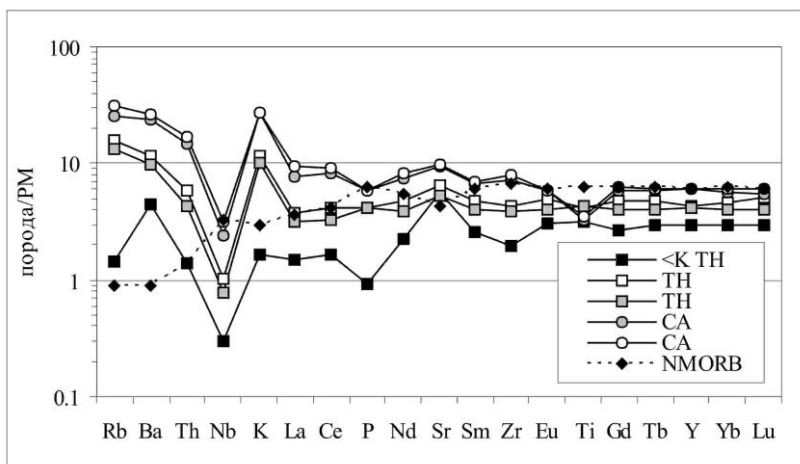


Рис. 24. Мультиэлементные спектры для базальтов Южно-Сандвичевой островной дуги.

<K TH – низкокальциевые толеиты, TH – толеиты, CA – известково-щелочные базальты. Построено по данным [Pearce et al., 1995]

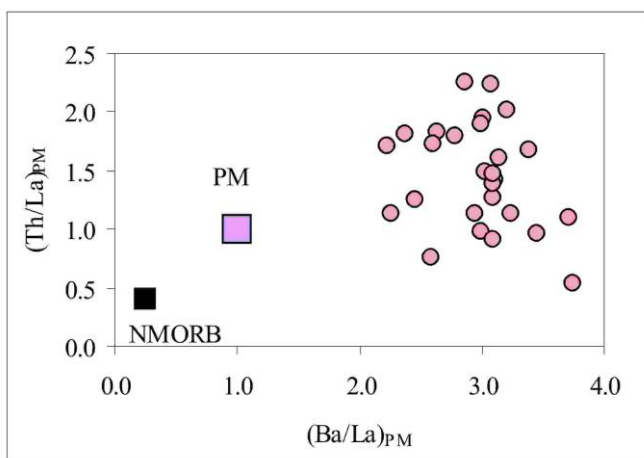


Рис. 25. Диаграмма $(Ba/La)_{PM}$ – $(Th/La)_{PM}$ для базальтов Южно-Сандвичевой островной дуги. Построено по данным [Pearce et al., 1995]

Преимущественное обогащение относительно легких РЗЭ установлено также для Th (рис. 25), который относится к числу более

инертных элементов. В отличие от большинства субдукционных базальтов с $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} > 1$, для низкокальциевых толеитовых базальтов величина $(\text{Th}/\text{La})_{\text{n}}$ – меньше 1.

Другая характерная черта островодужных базальтов – это обедненность Nb (Ta) относительно LILE и легких РЗЭ, что обуславливает $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}} > 1$ (рис. 23–24). Следует отметить, что субдукционные вулканы не только обладают Nb (Ta) минимумом на мульти-элементных спектрах, но и общий уровень содержания этих элементов во многих случаях ниже, чем в NMORB (рис. 24).

Среди субдукционных вулкаников выделяют толеитовые (IAB – island arc basalt) и известково-щелочные базальты островных дуг (CABI – calc-alkaline basalt from island arcs) и активных континентальных окраин (CABM – calc-alkaline basalt from continental margin) [Condie, 1997]. Первые типичны для незрелых океанических островных дуг и обладают умеренным обогащением LILE, умеренной Nb-Ta аномалией и нефракционированным распределением РЗЭ и HFSE относительно NMORB. Они также отличаются от NMORB по низкому содержанию Ni и Cr при близком магнезиальном номере. Известково-щелочные базальты окраинно-континентальных (энсиалических) дуг и активных континентальных окраин (CABI и CABM) имеют большее обогащение LILE и увеличивающуюся Nb-Ta аномалию, а также все более отчетливое фракционирование LREE относительно HREE (повышенное La/Yb). Андезиты и более кислые вулканы имеют распределения редких элементов, подобные ассоциирующим с ними базальтам, но ростом содержания не-когерентных элементов.

По изотопному составу субдукционные базальты заметно отличаются от вулкаников срединно-океанических хребтов. В сравнении с последними субдукционные базальты имеют более низкие значения ϵ_{Nd} и повышенные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что свидетельствует о невозможности их образования из такого же, как для NMORB, мантийного источника или путем переплавления океанической коры в зоне субдукции [Фор, 1989]. Средние величины для базальтов океанических дуг составляют: $\epsilon_{\text{Nd}} = 8$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033$ [Hawkesworth et al., 1991]. Для субдукционных базальтов отмечается тенденция к повышенному $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для данного ϵ_{Nd} в сравнении с океаническими базальтами, то есть смещение с линии мантийной последовательности. Это рассматривается как вклад в образование островодужных магм

флюидов, отделенных от субдущированной океанической коры, измененной под действием морской воды. Субдукционные базальты перекрываются с океаническими по величинам $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, но обладают более высокими $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношениями, достигающими значений для океанических осадков. По данным [Karig, Kay, 1980], для большинства островных дуг изотопные отношения Pb вулканитов находятся между величинами для MORB и локальных осадков вблизи дуги.

Источники субдукционных базальтов

Имеются два основных источника, определяющих состав субдукционных магм: мантийный клин и субдукционный компонент. Их влияние на состав базальтов может быть выявлено при нормировании состава вулканитов на NMORB (рис. 26). В зависимости от величин коэффициентов распределения между мантийными перцолитами и водным флюидом редкие элементы могут быть разделены на консервативные (инертные) (Ti, HREE, HFSE), умеренно неконсервативные (LREE, Th) и сильно неконсервативные (Rb, Ba, Sr, Pb, K).

Линия, проведенная через консервативные элементы на мультиэлементных спектрах, нормированных по NMORB, позволяет получить характеристику мантийного источника, немодифицированного под действием субдукционного компонента [Pearce, Peate, 1995; Kerrich, Wyman, 1997]. Эти элементы ведут себя инертно, то есть не перераспределяются при дегидратации субдущирующей плиты в мантийный клин, следовательно, они отражают состав мантийных перидотитов. В соответствии с наклоном левой части экстраполяционной линии мантийный источник может быть деплетированным, недеплетированным или обогащенным относительно мантии, продуцирующей MORB (рис. 26). Для большинства примитивных субдукционных вулканитов установлен деплетированный характер их мантийного источника и даже более деплетированный в сравнении с источником MORB [Woodhead et al., 1993; Pearce, Parkinson, 1993]. Показано, что Zr/Nb отношение в большинстве островодужных вулканитов (10–70) превышает значения для MORB (10–40), что в сочетании с величинами коэффициентов распределения перидотит/расплав $D_{\text{Zr}} > D_{\text{Nb}}$ указывает на более деплетированный характер мантийного источника [Davidson, 1996]. Широкий диапазон Zr/Nb в субдукционных базальтах не может быть объяснен вариациями в степени плавления и отражает различие состава источни-

ков вулканитов. Бóльшее, чем для MORB обеднение мантийного источника, по-видимому, предшествовало образованию субдукционных вулканитов, в некоторых случаях предполагается, что оно было связано с плавлением при задуговом спрединге [Woodhead et al., 1993].

Обогащение элементами, располагающимися выше базовой линии, проходящей через инертные в водном флюиде элементы (см. рис. 26), очевидно, не отражает состав мантийного клина, а обусловлено вкладом субдукционного компонента. В качестве субдукционного компонента рассматриваются: 1) водные флюиды, отделяющиеся от базальтов или осадков погружающейся плиты; 2) расплавы, образующиеся из базальтов или осадков субдуцирующей плиты.

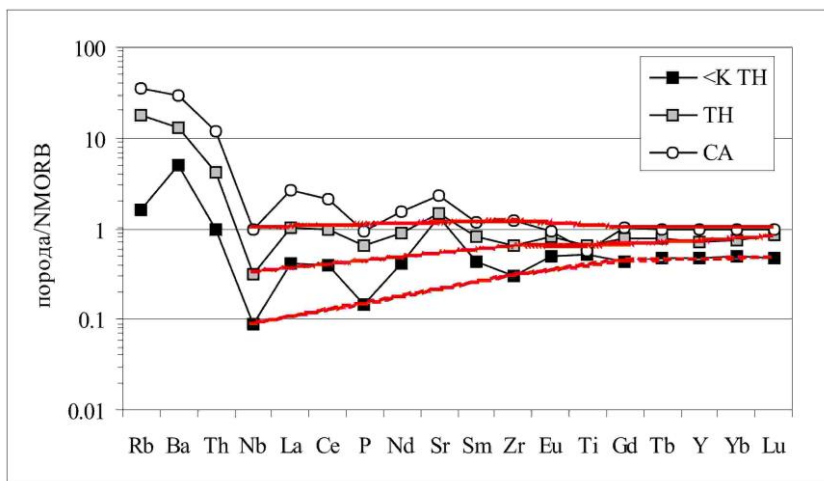


Рис. 26. Мультиэлементные спектры, нормированные по NMORB, для базальтов Южно-Сандвичевой островной дуги. Линии, проведенные через консервативные элементы, характеризуют состав мантийного источника. Построено по данным [Pearce et al., 1995]

Как уже отмечалось, в зависимости от поведения в процессах дегидратации и/или частичного плавления пород субдуцирующей плиты элементы делятся на консервативные и неконсервативные, в соответствии с их ионным радиусом и величинами коэффициентов распределения мантийный перидотит/флюид или мантийный пери-

дотит/расплав. При дегидратации Nb, Zr, Hf, Ti и HREE ведут себя инертно и, следовательно, лежат на линии, определяющей состав мантийного клина. Высоко или умеренно неконсервативные элементы (Cs, Rb, Ba, K, Pb, Sr, U, Th, LREE) обогащают мантийный клин за счет воздействия флюидов, отделяющихся от дегидратирующихся базальтов или осадков, что определяет аномалии над базовой линией. Если термальные условия приводят к плавлению, тогда неконсервативные Th, LREE, имеющие низкие коэффициенты распределения, переходят в расплав, что приводит в результате его взаимодействия с перидотитами к обогащению мантийного клина. Оценки вклада субдукционного компонента в образование островодужных базальтов различны для разных элементов, например, для вулканитов Южно-Сандвичевой островной дуги они изменяются от малого (Nd – 20 %) и умеренного (La, Ce, Sr – 50–80 %) до доминирующего (Pb, K, Ba, Rb > 90 %) [Pearce et al., 1995].

Воздействию водного флюида на породы мантийного клина традиционно приписывается обогащение субдукционных базальтов сильно неконсервативными элементами относительно умеренно неконсервативных (легкие РЗЭ, Th), что приводит к высоким отношениям Ba/La (см. рис. 23), Pb/Ce, Sr/Nd [Ayers, 1998]. Свидетельством этого процесса является повышенное содержание H₂O в субдукционных вулканитах, которое в некоторых случаях коррелирует с содержанием сильно неконсервативных редких элементов [Stolper, Newman, 1994]. Кроме того, вода рассматривается в качестве агента, стимулирующего плавление мантийного клина. Источником водного флюида служит дегидратация пород океанической коры, ранее измененных при взаимодействии с морской водой, и субдуцированных осадков. С влиянием водного флюида связывают и высокие изотопные отношения кислорода в островодужных базальтах, унаследованные от гидротермально измененных пород океанической коры [Eiler et al., 2000].

В отличие от сильно неконсервативных элементов влияние водного флюида не может объяснить обогащение субдукционных базальтов умеренно неконсервативными элементами, такими как Th и легкие РЗЭ. Поскольку коэффициенты распределения порода/флюид для этих двух групп элементов различаются, то воздействие флюида должно приводить к их сильному фракционированию [Kelemen et al., 2003]. Вместе с тем, субдукционные базальты характеризуются

отчетливо выраженной корреляцией между двумя рассматриваемыми группами элементов и слабым изменением их отношений, например, Ba/Th и La/Th (рис. 27).

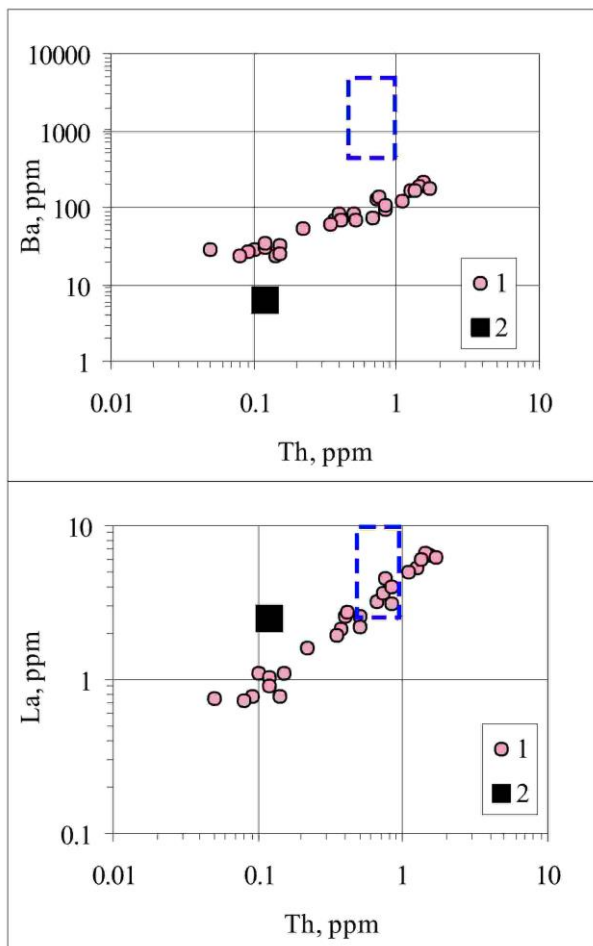


Рис. 27. Диаграммы Th – Ba и Th – La для базальтов Южно-Сандвичевой островной дуги.

1 – базальты Южно-Сандвичевой островной дуги, 2 – NMORB.

Построено по данным [Pearce et al., 1995]. Пунктирным контуром показаны области состава флюида в равновесии с эклогитизированными породами субдуцирующей плиты по [Kelemen et al., 2003]

Оценки состава флюида показывают, что его величины Ba/Th значительно превышают таковые для субдукционных базальтов, тогда как значения La/Th для флюида соответствуют островодужным базальтам (см. рис. 27). Следовательно, вклад флюида в магмообразование должен значительно повысить Ba/Th, не оказывая влияния на величину La/Th. В тоже время, поскольку при плавлении коэффициенты распределения между метаморфизованными в эклогитовой фации субдуцированными базальтами или осадками и расплавом для обеих групп элементов близки, то добавка расплава, повышая концентрации, не приведет к их относительному фракционированию. Эти соотношения, по мнению П. Килимен с соавторами [Kelemen et al., 2003], свидетельствуют в пользу влияния на перидотиты мантийного клина расплава, образованного из пород субдуцирующей плиты.

В качестве источника расплава рассматриваются прежде всего осадки, о чем свидетельствует целый ряд особенностей состава субдукционных базальтов. К их числу относятся изотопные характеристики вулканитов. Выше уже отмечалось, что для большинства островных дуг изотопные отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ вулканитов находятся между величинами для MORB и локальных осадков вблизи дуги. В виду высоких концентраций Pb в осадках даже их малый вклад (2–3 %) приводит к значительному росту $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для вулканитов. Важным индикатором участия осадков в магмообразовании служит и наличие в молодых островодужных базальтах космогенного изотопа ^{10}Be , накапливающегося в морской воде, а затем и пелагических осадках [Brown et al., 1982]. Аналогично, влиянием расплава из осадков может быть объяснено пониженное $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и повышенное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ относительно MORB для островодужных базальтов. Т. Планком показана устойчивая корреляция между Th/La в вулканитах и локальных осадках вблизи дуги [Plank, 2005]. Это предполагает, что субдуцированные осадки контролируют величину Th/La в островодужных магмах.

Наряду с осадками плавлению могут подвергаться и эклогитизированные базальты погружающейся плиты. С этим процессом связывают образование низкокалевых вулканитов средне-кислого состава – адакитов в «горячих» зонах субдукции, где погружается «молодая» океаническая кора [Drummond, Defant, 1991; Martin et al.,

1999]. Среди адакитов выделяют низко- и высококремнистые разновидности, первые отличаются повышенным содержанием MgO, Cr, Ni. Образование высокомагнезиальных разновидностей адакитов рассматривается как следствие взаимодействия расплава из эклогитизированных базальтов с перидотитами мантийного клина [Stern, Kilian, 1996; Yagodinski, Kelemen, 1998; Rapp et al., 1999]. В редких случаях в ассоциации с адакитами установлены высоко-Nb базальты, формирование которых могло быть связано с плавлением мантийных перидотитов, испытавших воздействие адакитового расплава [Sajona et al., 1996].

В заключение данного раздела следует остановиться на причинах Nb (Ta) минимума в субдукционных вулканитах. Для объяснения Nb минимума рассматривается: 1) фракционирование богатых Ti водосодержащих силикатов, таких как флогопит или роговая обманка; 2) наличие титановых фаз (рутил, сфен) в мантийном клине; 3) относительная немобильность Nb (Ta) в сравнении с R3Э и другими элементами в водном флюиде; 4) унаследование низких Nb/Th (Ta/Th) от субдуцированных осадков; 5) присутствие рутила в рестите от плавления субдуцированного материала. Первая возможность представляется маловероятной, так как водосодержащие фазы не являются реститовыми при плавлении. Поскольку обогащение La и Th, как было показано выше, происходит за счет добавки расплава из пород погружающейся плиты, то высокие La/Nb и Th/Nb не могут быть результатом фракционирования в системе флюид/порода. В некоторых островных дугах низкие Nb/La и Nb/Th сочетаются с повышенными концентрациями всех трех элементов относительно MORB. В этом случае обогащение клина может быть связано с транспортом всех этих элементов расплавом из субдуцированных осадков. Вместе с тем, во многих случаях Nb минимум имеет место при концентрациях Nb в субдукционных базальтах ниже, чем в MORB. Следовательно, можно предполагать, что фракционирование Nb от других высоко несовместимых элементов происходило в результате плавления субдуцированных эклогитовой фации базальтов или осадков при наличии рутила среди реститовых фаз. Общий низкий уровень концентраций Nb в субдукционных базальтах может также отражать большую степень деплетированности их мантийного источника и более высокую степень плавления в сравнении с MORB.

Базальты задуговых бассейнов

Такие базальты описаны, главным образом, из окраинных бассейнов Тихого океана. Они развиваются в различных тектонических обстановках от внутриокеанических (Марианская дуга) до континентальных (Южно-Китайское море). Наиболее ранние базальты, образующиеся при континентальном утонении, представлены обогащенными LILE разностями, тогда как поздние аналогичны образовавшимся из NMORB источников.

В целом, базальты задуговых бассейнов имеют тенденцию обладать составами, промежуточными между NMORB-подобными и островодужными толеитами, а также присутствуют и эти конечные члены. Высокое содержание H_2O подавляет фракционирование плагиоклаза, что приводит к увеличению содержания Al_2O_3 и сдерживает накопление Fe_2O_3 и TiO_2 . Соответственно, хотя Fe_2O_3 и TiO_2 относительно MgO образуют тренды, очень похожие на MORB, они часто смещены к более низким содержанием Fe_2O_3 и TiO_2 , подобно островодужным базальтам.

Детальные исследования таких типичных задуговых бассейнов, как бассейн Лау и другие, привели к представлению о том, что нет такого специфического для этой обстановки типа магм. В этой обстановке образуются MORB, островодужные базальты и все переходные между ними разности. Например, в хребте Валу Фа из двух проявлений базальты обнаруживают деплетирование LREE одновременно с обогащением щелочными элементами и обладают Sr, Nd, Pb изотопными характеристиками, которые перекрывают типичные для пород дуги Тонга и MORB [Jenner et al., 1987; Vallier et al., 1991].

Индикаторные соотношения элементов в базальтах разных геодинамических обстановок

На протяжении исследования геохимии базальтов, начиная с 70-х гг. прошлого века, были предложены десятки различных диаграмм с целью идентификации геодинамических условий их образования. Большинство этих диаграмм основано на эмпирических данных по содержанию петрогенных и редких элементов в базальтах с известной тектонической позицией. Недостатки таких диаграмм общеизвестны, попытки оконтурить поля разных типов базальтов на диа-

граммах не увенчались успехом, поскольку фигуративные точки пород нередко пересекают граничные линии или различные диаграммы, идентифицируют разные тектонические обстановки для одной и той же ассоциации пород.

В конце прошлого века появились диаграммы, основанные на ином принципе. Наряду с оконтуриванием полей, типичных проявлений базальтов из различных геодинамических обстановок, на таких диаграммах выделяются компоненты, дающие вклад в образование базальтов. Одной из наиболее известных является диаграмма $\text{Th/Nb} - \text{Ce/Nb}$ [Saunders et al., 1988].

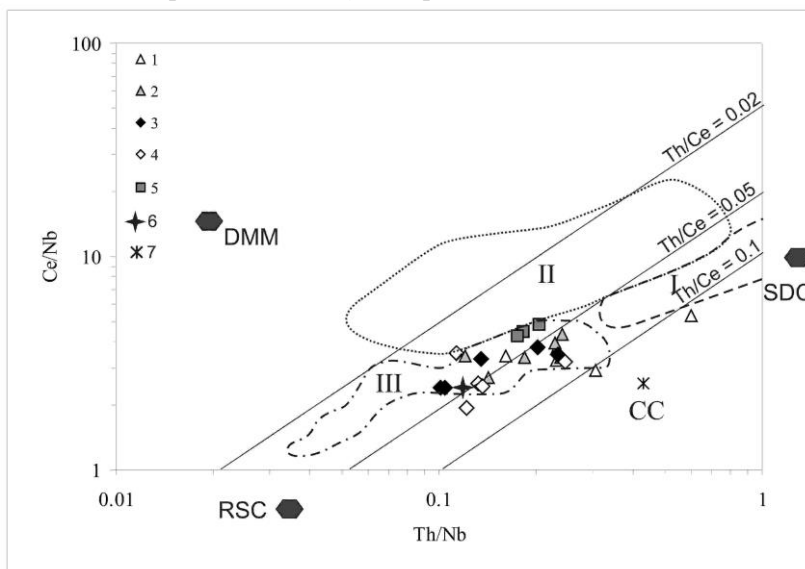


Рис. 28. Диаграмма $\text{Th/Nb} - \text{Ce/Nb}$ для базальтов по [Saunders et al., 1988].

Поля: I – островных дуг, II – задуговых бассейнов, III – океанического плато Онтонг Джава. DMM – деплетированная мантия, RSC – рециклированный компонент, SDC – субдукционный компонент, 6 – примитивная мантия, 7 – континентальная кора. Для примера показаны (1–5) метабазальты из зеленокаменных поясов Шарыжалгайского вступления, юго-запад Сибирского кратона [Туркина, Ножкин, 2008]

Предлагается выделить трех основных компонентов: 1) деплетированной мантии MORB-типа (DMM) с высоким Ce/Nb и низким Th/Nb ; 2) реститового материала океанической коры (RSC), испы-

тавшего дегидратацию и/или плавление при погружении в зоне субдукции, с низкими Ce/Nb и Th/Nb; 3) субдукционного компонента (SDC), комплементарного RSC, с высокими Ce/Nb и Th/Nb (рис. 28). Полем неопределенности на этой диаграмме является область вблизи точки примитивной мантии (PM), где могут располагаться базальты океанических плато, EMORB и задуговых бассейнов.

На том же принципе основана диаграмма La/Yb – Th/Ta [Condie et al., 2002], где выделены деплетированный компонент (DEP), рециклированный компонент слэба (REC) и обогащенный компонент (EN), аналогичные вышеописанным (рис. 29). Обе диаграммы основаны на соотношении триады ключевых элементов: Th – Nb(Ta) – Ce (La) в составе базальтов.

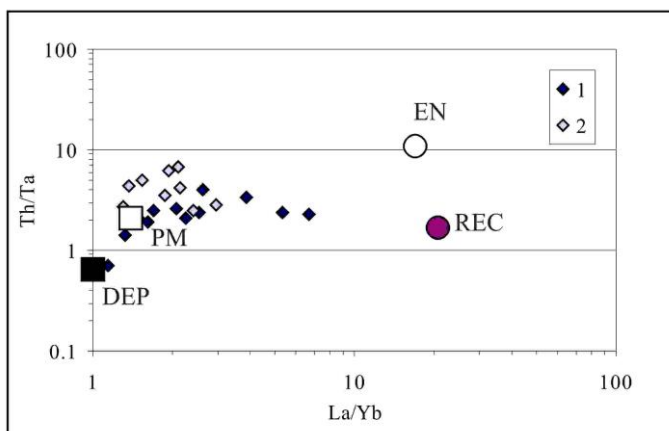


Рис. 29. Диаграмма La/Yb – Th/Ta для базальтов по [Condie et al., 2002].

PM – примитивная мантия, DEP – деплетированная мантия, EN – обогащенный компонент, REC – рециклированный компонент. Для примера показаны метабазальты Урикского зеленокаменного пояса (1–2) (Шары-жалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона) по [Туркина, Ножкин, 2008]

Может быть рекомендована также диаграмма Zr/Y – Nb/Y, учитывающая распределение только высокозарядных элементов [Fitton et al., 1997; Condie, 2005] (рис. 30). Первоначально диаграмма была применена для отделения внутриплитных вулканитов от базальтов

других типов по относительному обогащению Nb [Fitton et al., 1997]. К. Конди [Condie, 2005] было обосновано выделение четырех компонентов: деплетированного (DM), обогащенного (EN), рециклированного (REC), аналогичных описанным выше, а также глубинного деплетированного (DEP), позволяющего объяснить широкие вариации концентраций Nb и Zr во внутриплитных базальтах.

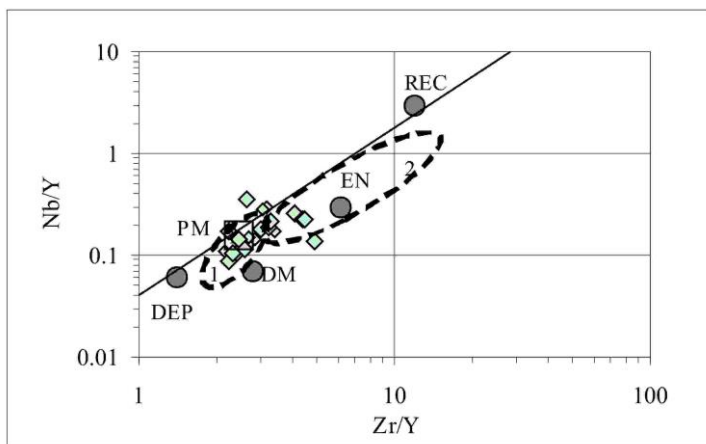


Рис. 30. Диаграмма Zr/Y – Nb/Y для базальтов по [Fitton et al., 1997; Condie, 2005].

PM – примитивная мантия, DEP – деплетированная глубинная мантия, DM – верхняя деплетированная мантия, EN – обогащенный компонент, REC – рециклированный компонент. Поля базальтов: 1 – MORB, 2 – островодужных. Для примера показаны метабазальты Урикского зеленокаменного пояса (1–2) (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона) по [Туркина, Ножкин, 2008]

Геохимическая систематика гранитоидов

Современные геохимические систематики гранитоидов основаны на зависимости их состава от характера источника, в отличие от базальтов, для которых определяющей является геодинамическая обстановка. В общем плане предполагается существование трех групп гранитоидов: 1) коровых, 2) смешанных, корово-мантийных, 3) мантийных.

Коровые гранитоиды образуются путем плавления типичных коровых (сиалических) как осадочных, так и магматических субстратов, преимущественно вследствие утолщения континентальной коры в орогенических поясах. К собственно мантийным гранитоидам относятся продукты плавления мантийных источников и дифференциации основных расплавов. В настоящее время известен единственный тип гранитоидов, образование которого может быть связано непосредственно с плавлением мантийного материала, — это санукитоиды³ [Shirey, Hanson, 1984]. Следует отметить, что кристаллизационная дифференциация мафических расплавов не является эффективным механизмом образования значительных объемов кислых пород. Вместе с тем, к «мантийным» гранитоидам могут быть отнесены и продукты плавления мафических субстратов, производных мантии. К числу последних относятся главным образом низкокальциевые гранитоиды. Под мантийно-коровыми гранитоидами понимаются породы, которые образуются в результате смешения расплавов из коровых и мантийных источников или взаимодействия мантийных выплавов с материалом коры. Кроме того, мантия служит важнейшим источником тепла, необходимого для плавления коровых субстратов. Предполагается, что большинство гранитоидов образуется не из одного источника, а является результатом плавления различных по составу и генезису субстратов, что приводит к широкому ряду их вещественных характеристик и определяет сложности в систематике.

Широко известная и принятая в настоящее время «алфавитная» классификация гранитоидов появилась за рубежом в 70-80-ые гг. прошлого века, практически одновременно с «российской» классификацией Л. В. Таусона [Таусон, 1977]. Геохимические типы гранитоидов зарубежной классификации выделялись разными авторами и не всегда на едином методическом принципе. Первые два типа гранитоидов — I и S — были выделены на примере Лакланского складчатого пояса (Восточная Австралия) [Chappell, White, 1974]. В ос-

³ Санукитоиды — это породы ряда диорит-гранодиорит с высоким Mg# (> 70), обогащенные Cr, Ni, Ba, Sr. Именно высокий Mg# позволяет предполагать равновесие расплава с мантийными перидотитами.

нову разделения положена связь характера источника и глиноземистости гранитоидов (табл. 4).

Граниты **I-типа** (igneous) формируются из метаматматических, преимущественно мафических источников. Они являются металюминиевыми или слабо пералюминиевыми, относительно обогащены Na_2O и CaO и имеют широкий ряд кремнекислотности (SiO_2 – 56–77 %).

Граниты **S-типа** (sedimentary) образуются при плавлении метасадочных пород и являются сильно пералюминиевыми, относительно обогащены K_2O и характеризуются более высоким содержанием SiO_2 (64–77 %).

Граниты **A-типа** были выделены на основании петрохимических характеристик и структурного положения [Loiselle, Wones, 1979]. Эти граниты редко деформированы и образуются после главных орогенических событий. По определению [Loiselle, Wones, 1979], A-граниты (alkaline, anhydrous, anorogenic) являются щелочными, безводными и преимущественно анорогенными. Для них типичны высокая железистость, обогащение K_2O , Zr и другими высоkozарядными элементами.

Граниты **M-типа** (mantle) выделены на основании их источника [White, 1979]. Первоначально предполагалось, что M-граниты образуются из мантии в субдукционной обстановке [White, Chappell, 1983].

За прошедшие десятилетия получена обширная информация по составу и генезису гранитоидов. Основные характеристики четырех типов гранитоидов суммированы в табл. 4, они отражают главным образом специфику магмопродуцирующих субстратов.

Петрографическая характеристика гранитоидов

Петрографически типичными представителями M-гранитов, образование которых связано с плавлением мафических пород, производных мантии, или дифференциацией базитовых магм, являются относительно меланократовые разности пород ряда от кварцевых диоритов и тоналитов до плагิโอгранитов, практически лишенные калиевого полевого шпата. Меланократовые минералы представлены кальциевыми разновидностями – роговой обманкой и клинопироксеном. Широко развит и биотит, но этот минерал является

сквозным для всех типов гранитоидов и только в редких случаях имеет диагностическое значение.

Граниты I-типа представлены широким спектром пород, обычно преобладающими считаются тоналиты и гранодиориты. Вместе с тем, выделяется два подтипа I-гранитов: низко- и высококалиевый [Barbarin, 1999], соответственно для второго из них обычными являются граниты с преобладанием калиевого полевого шпата. Типоморфным темноцветным минералом служит роговая обманка, а аксессуарными – магнетит, сфен, ортит.

Граниты S-типа – это наиболее лейкократовые разности гранитоидов, вместе с тем наряду с лейкогранитами они включают гранодиориты и граниты, что может быть связано с наличием унаследованных реститовых минеральных фаз. Индикаторным является наличие глиноземистых минералов – мусковита, граната, редко кордиерита.

A-граниты включают преимущественно субщелочные и щелочные разности гранитоидов, сиениты, реже среди них встречаются граниты нормальной щелочности, но обогащенные калиевым полевым шпатом. Для них типичны высокожелезистый биотит, щелочные амфибол и пироксен.

Включения установлены преимущественно в гранитах S- и I-типов. В S-гранитах они представлены преимущественно глиноземистыми фазами и могут представлять собой ксенолиты или реститы, преобразованные при взаимодействии с расплавом. Кроме того, S-граниты часто содержат ксенокристы циркона, унаследованные от источника расплава. В I- и A-гранитах присутствуют меланократовые включения магматического облика, сложенные вероятно минералами ранней кристаллизации.

Петрохимическая систематика гранитоидов

При выделении типов гранитоидов изначально подчеркивались различия в их химическом составе, разделение S- и I-гранитов было основано на различии по глиноземистости, для A-гранитов подчеркивалась их высокая железистость. В наиболее полном виде петрохимическая систематика гранитоидов изложена в работе [Frost et al., 2001a]. Следует отметить, что в ней рассматриваются четыре группы пород, которые не полностью сопоставимы с 4 геохимическими

Таблица 4.

Геохимические типы гранитоидов

Тип	M	I	S	A
Породы	диориты, пла- гиограниты	тоналиты, гранодиориты, граниты	лейкограниты, граниты	субщелочные и щелочные граниты и сиениты
Типичные минералы	Hbl, Bt, Cpx ¹	Hbl, Bt, Mag, Ttn	Bt, Ms, Grt, Crd, Ill, Mnz	Bt (>Fe), Ill, NaAmph, Aeg
A/CNK или ASI	< 0.6 < 1	0.5–1.1 < 1	> 1.1 > 1	0.9–1.1 < 1
Fe*	железистые	магнезиальные	магнезиальные	железистые
MALI	кальциевые	щелочно-кальциевые, кальциево-щелочные	кальциево-щелочные	кальциево-щелочные, ще- лочные
CaO	4.27	3.78	2.49	0.75
Na₂O	3.97	2.95	2.20	4.07
K₂O	1.26	3.4	3.96	4.65
Sr	282	247	120	48
Rb	17.5	151	217	169
Ba	263	538	468	352
Nb	1.3	11	12	37
Ce	16	64	64	137
Zr	108	151	165	528
Y	22	28	32	75
Rb/Sr	0.06	0.61	1.81	3.52
Ce+Zr+Y	146	243	261	740
Источник расплава	Толитоитовые ба- залиты	Базальты, диориты, то- налиты	Метаосадки (граувакки, пелиты)	Базальты, тоналиты, дио- риты

Тектонические обстановки	Зоны спрединга	Субдукционные, коллизионные (посттектонические)	Коллизионные (синтектонические)	Внутриплитные, коллизионные (посттектонические)
---------------------------------	----------------	---	---------------------------------	---

Примечание. $A/CNK = [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]$ (мол. кол.); ASI (aluminum saturation index) = $[Al / (Ca - 1.67P + Na + K)]$ (мол. кол.). Fe* – железистость и индекс MALI по [Frost et al., 2001a]. Содержание петрогенных и редких элементов по [Whalen et al., 1987]. ¹ – символы минералов по [Kretz, 1983]. Полужирным шрифтом выделены индикаторные геохимические параметры.

типами гранитоидов. Б. Фростом с соавторами проанализированы петрохимические параметры: пералюминиевых лейкогранитов (S-тип) (1), А-типа гранитов (2), гранитов кордильерских батолитов (3) и каледонских гранитов (4). Кордильерские гранитоиды представлены плутоническими породами островных дуг и континентальных окраин, тогда как каледонские – это высококальциевые посторогенные гранитоиды. Таким образом, те и другие отвечают I-гранитам низко- и высококальциевого подтипов соответственно. Для систематики использованы три параметра.

Индекс насыщения глиноземом (aluminum saturation index) определяется соотношением: $ASI = Al / (Ca - 1.67P + Na + K)$. Этот индекс аналогичен индексу A/CNK, но учитывает вхождение Са в структуру апатита. Породы с $ASI > 1$ являются пералюминиевыми и корунднормативными. Слабо пералюминиевые граниты могут содержать глиноземистый биотит, сильно пералюминиевые – мусковит, гранат, кордиерит, кианит или его полиморфы. Слабо пералюминиевые породы могут образоваться не только из глиноземистых осадочных источников, но и из метаалюминиевых биотитсодержащих кислых пород и даже из базитов при избытке воды. Метаалюминиевые граниты ($ASI < 1$) имеют избыток Са над Al и содержат кальциевые фазы – роговую обманку, авгит, но не мусковит и натровые железомagneзиальные фазы. Если $ASI < 1$ и $Na + K > Al$, тогда породы являются перщелочными, то есть содержат больше щелочей (главным образом Na), чем необходимо для образования полевых шпатов. Такие породы содержат натровые амфиболы и пироксены.

Железистость или железистый номер определяется соотношением: $Fe^* = FeO_t / (FeO_t + MgO)$. Граничная линия между магнезиальными и железистыми гранитоидами описывается уравнением: $Fe^* = FeO_t / (FeO_t + MgO) = 0.486 + 0.0046 \times SiO_2 (\%)$ (рис. 31). Фактически выделение этих классов гранитоидов аналогично подразделению базальтов на толеитовую и известково-щелочную серии, а предложенная диаграмма (см. рис. 31) подобна диаграмме Мияширо для базальтоидов.

Щелочно-известковистый индекс (modified alkali-lim index) – MALI – определяется соотношением: $(Na_2O + K_2O) - CaO$. Выделяют четыре группы: С (известковистые), АС (щелочно-известковистые), СА (известково-щелочные), А (щелочные) (рис. 32). Граничные

линии описываются уравнениями: С и АС = $-45.36 + 1.0043 \times \text{SiO}_2 - 0.00427 \times \text{SiO}_2^2$; АС и СА = $-44.72 + 1.094 \times \text{SiO}_2 - 0.00527 \times \text{SiO}_2^2$; СА и А = $-41.86 + 1.112 \times \text{SiO}_2 - 0.00572 \times \text{SiO}_2^2$.

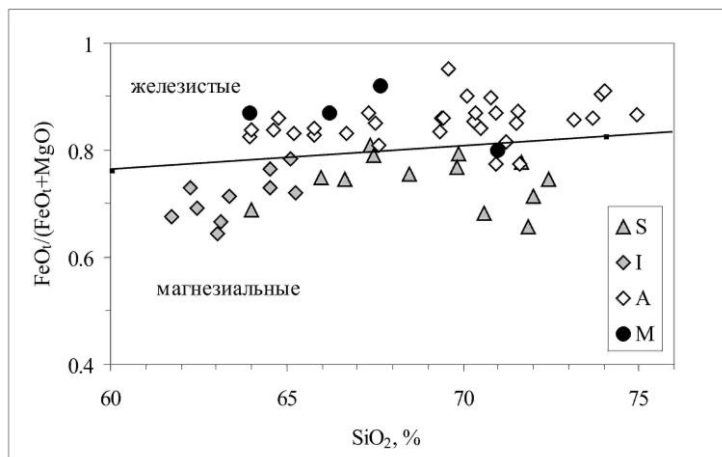


Рис. 31. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Fe}^*$ (железистость) для гранитоидов.

Поля железистых и магнезиальных гранитоидов по [Frost et al., 2001a].

Показаны граниты S-, I- и A-типов из раннепротерозойского пояса юго-западной окраины Сибирского кратона [Туркина и др., 2006] и M-граниты из Шумихинского островодужного террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса [Румянцев и др., 1998]

Всего на основании трех индексов обособляется 16 групп гранитоидов: две группы по железистости, каждая из которых делится на четыре группы по щелочно-известковистому индексу, которые в свою очередь делятся на две группы по глиноземистости. Реально в природе присутствуют не все группы. Магнезиальные гранитоиды – это обычно С и АС подтипы, имеются немногочисленные примеры СА и А разновидностей. Напротив, железистые гранитоиды – это СА и А разновидности, редки АС и С. В магнезиальных гранитоидах пералюминиевые составы обычны среди АС подтипа. Большинство железистых гранитоидов – это металюминиевые, а пералюминиевые составы встречаются среди СА и АС разновидностей.

Пералюминиевые лейкограниты или S-граниты имеют широкий ряд составов от магнезиальных до железистых и от известковистых

до щелочных. Единственная общая их черта – это пересыщенность глиноземом и, как правило, высокая кремнекислотность.

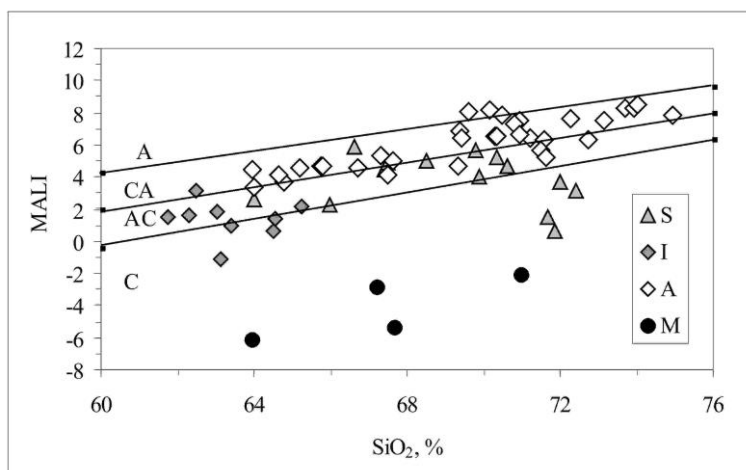


Рис. 32. Диаграмма SiO_2 – MALI по [Frost et al., 2001a].

Поля гранитоидов: С – известковистых, АС – щелочно-известковистых, СА – известково-щелочных, А – щелочных. Показаны граниты S-, I- и A-типов из раннепротерозойского пояса юго-западной окраины Сибирского кратона [Туркина и др., 2006] и М-граниты из Шумихинского островодужного террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса [Румянцев и др., 1998]

Среди гранитов кордильерских батолитов (преимущественно низкокалиевый I-тип) преобладают магнезиальные гранитоиды С и АС групп. Отмечается тенденция к уменьшению кальциевости пород с удалением вглубь континента. Большинство пород с $\text{SiO}_2 < 70$ % являются магнезиальными, с более высокой кремнекислотностью – железистые. Примерно в равных долях встречаются мета- и слабо пералюминиевые составы. При этом метаалюминиевые менее железистые, а пералюминиевые – более железистые. Каледонские граниты (преимущественно высокалиевый I-тип) главным образом СА и магнезиальные, хотя при большем содержании $\text{SiO}_2 (> 70 \text{ %})$ некоторые являются АС. Они выделяются по высокому содержанию калия и отсутствию

обогащения железом. Большинство являются метаалюминиевыми, хотя наиболее кислые разности – пералюминиевые. Гранитоиды А-типа отличаются прежде всего высокой железистостью и принадлежат преимущественно к СА и А группам. Большинство являются метаалюминиевыми, хотя имеются и перщелочные граниты, очень редко пералюминиевые.

Таким образом, в соответствии с изложенной петрохимической систематикой граниты S-типа являются пералюминиевыми, А-типа – железистыми, I-типа – преимущественно магнезиальными. Б. Фростом с соавторами не рассматриваются М-граниты, которые принадлежат преимущественно к железистому типу, являются метаалюминиевыми и относятся к С и редко к АС типу щелочности.

Обосновывается связь индексов классификации с генетическими особенностями гранитоидов [Frost et al., 2001a]. **Железистость** наиболее сильно зависит от особенностей дифференциации. Кристаллизация безводных силикатов приводит к росту железистости расплава, тогда как ранняя кристаллизация магнетита понижает ее. Эти тренды в вулканитах известны как толеитовый и известково-щелочной. Следовательно, железистые расплавы связаны с восстановленным базитовым источником. Магнезиальные гранитоиды, напротив, вероятно связаны с магмами, характеризующимися большей окисленностью и содержанием H_2O . Вторичный эффект на железистость проявлен при высокой кремнекислотности, и он вероятно связан с составом коровых выплавов. Пералюминиевые лейкограниты имеют широкий ряд Fe^* , что вероятно связано с составом источников и степенью плавления. Вклад коровых расплавов может объяснить рост железистости кордильерских гранитов с ростом SiO_2 и, напротив, ее уменьшение для А-гранитов. **Щелочно-известковистость** гранитоидов может объясняться либо составом источника, либо особенностями дифференциации. Для кордильерских гранитов этот параметр связан с составом источника. Их калиевость увеличивается вглубь континента, что может быть связано с увеличением вклада мантийного компонента, поскольку такая же зависимость наблюдается в островных дугах, где нет вклада континентальной коры. Высокая щелочность каледонских гранитов также может быть связана с мантийным вкладом, поскольку современные аналоги пост-тектонических гранитов – высококалиевые вулканиты – связаны главным образом с мантийными источниками.

Широкий ряд MAI в пералюминиевых лейкогранитах предполагает, что этот параметр может быть связан с составом коровых выплавов. Для этих гранитов он, по-видимому, отражает различие в содержании воды при плавлении. Для экспериментально полученных расплавов при плавлении биотитовых гнейсов и биотит-мусковитовых сланцев [Holtz, Johannes, 1991; Patino Douce, Harris, 1998] величина MAI уменьшается с увеличением содержания воды. Этот тренд отражает предпочтительное плавление плагиоклаза относительно слюд с ростом содержания воды.

Глиноземистость преимущественно определяется составом источника и характером процесса плавления. Кристаллизация клинопироксена и роговой обманки увеличивает глиноземистость расплава, однако, таким путем маловероятно получить значительный объем пералюминиевых гранитов. Пералюминиевые расплавы могут быть получены при водном плавлении метабазитов или плавлении пелитовых или алевролитовых пород.

Геохимическая характеристика гранитоидов

Содержания редких и некоторых петрогенных элементов по данным из [Whalen et al., 1987] суммированы в табл. 4.

Несмотря на различие в составе источников **S- и I-гранитов**, которое прослеживается в минеральном составе, характере включений и глиноземистости гранитоидов, они имеют близкие содержания большинства петрогенных и редких элементов, исключение составляют CaO , Na_2O , Sr и Rb . S-граниты относительно обеднены CaO , Na_2O , Sr , но имеют более высокие концентрации Rb и в меньшей степени K_2O , чем I-граниты. Эти различия обусловлены тем, что источник S-гранитов прошел стадию выветривания и осадочной дифференциации, что приводит к разложению плагиоклаза и выносу подвижных компонентов (Ca , Na , Sr). Для дискриминации этих типов гранитоидов предлагается использовать также содержание и распределение P_2O_5 . Граниты S-типа обладают более высокими концентрациями P_2O_5 и его накоплением при дифференциации [Chappell, 1999] из-за низкой растворимости P в наиболее кремнекислых расплавах [Harrison, Watson, 1984]. Напротив, в I-гранитах содержание P_2O_5 низкое (< 0.1 ppm) и не увеличивается при диффе-

ренциации. Гранитоиды этих двух типов имеют преимущественно умеренно дифференцированные спектры РЗЭ с отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалией (рис. 33).

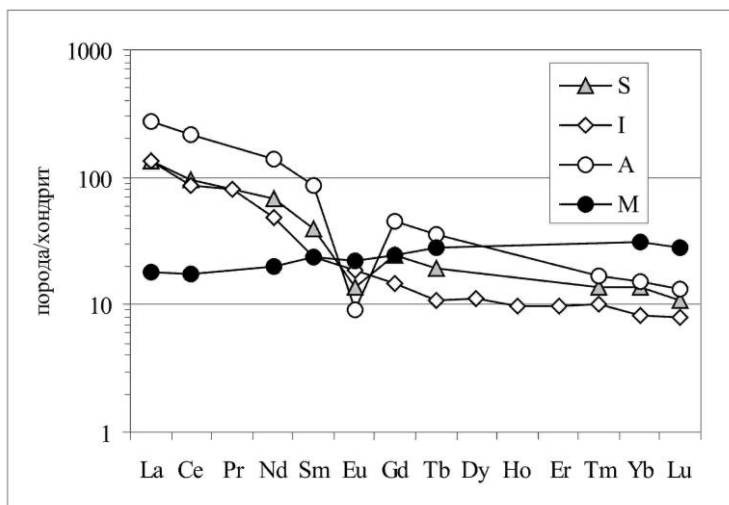


Рис. 33. Спектры РЗЭ в гранитах разных геохимических типов.

Показаны граниты S-, I- и A-типов из раннепротерозойского пояса юго-западной окраины Сибирского кратона [Туркина и др., 2006] и М-граниты из Шумихинского террейна [Румянцев и др., 1998]

Практически идентичны и мультиэлементные спектры S- и I-гранитов, которые различаются только по Sr (рис. 34). Следовательно, в отличие от распределения петрогенных компонентов редкие элементы менее информативны в диагностике этих типов гранитоидов. Вместе с тем, следует напомнить, что I-тип гранитоидов включает низко- и высокалиевые разновидности. Низкокалиевые I-граниты представлены тоналитами и плагиогранитами. Они известны как породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ), наиболее широко распространенной в архейских провинциях, а также адакиты и их плутонические аналоги в фанерозойских областях.

Породы ТТГ серии и адакиты обладают рядом специфических редкоэлементных характеристик (см. табл. 4). Для них характерны низкие содержания Rb (< 100 ppm), Y (< 35 ppm), высокие Sr

(> 360 ppm) [Martin, 1994; 1999; Martin et al., 2005]. Спектры РЗЭ сильно фракционированы с высоким $(La/Yb)_n$ (> 25) за счет обеднения тяжелыми лантаноидами (рис. 35). Для мультиэлементных спектров типично отсутствие минимума по Sr или даже положительная аномалия (рис. 36).

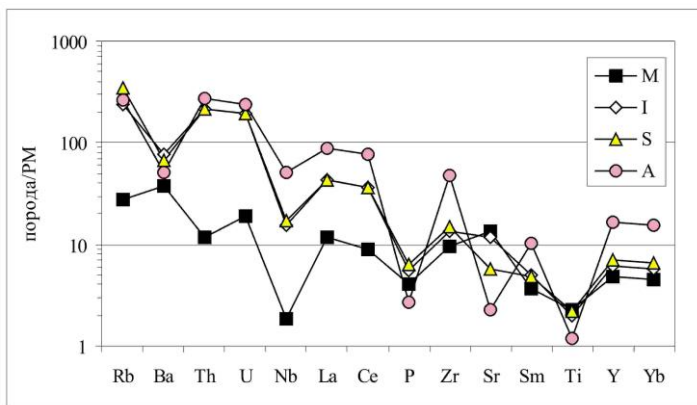


Рис. 34. Мультиэлементные спектры различных геохимических типов гранитоидов.

Построено по данным [Whalen et al., 1987]

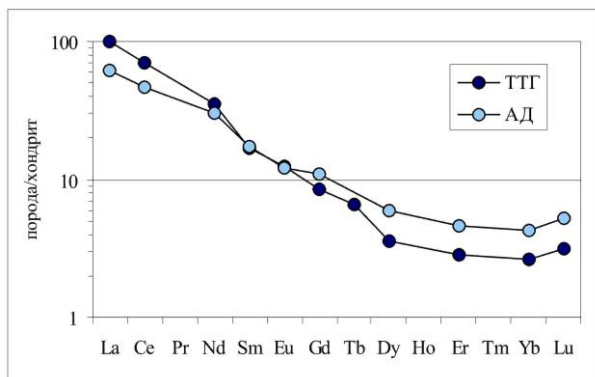


Рис. 35. Спектры РЗЭ для архейских пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) и адакитов (АД).

Построено по данным [Martin, 1994; Martin et al., 2005]

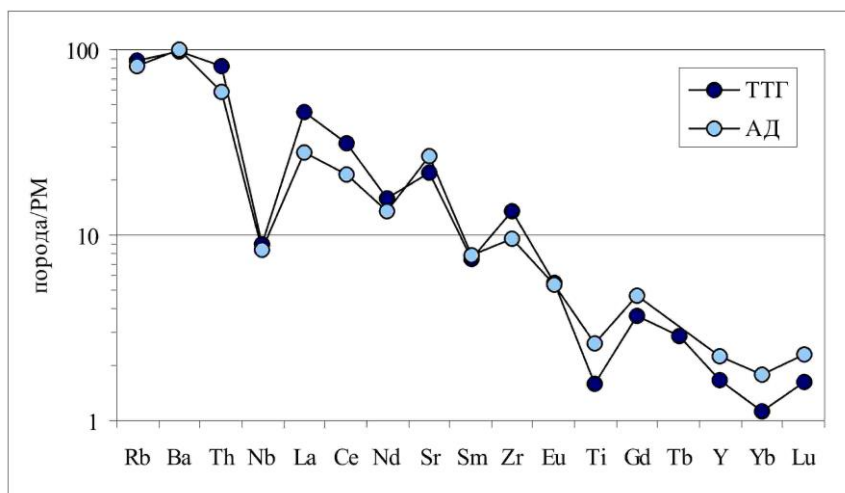


Рис. 36. Мультиэлементные спектры для архейских пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) и адакитов (АД).

Построено по данным [Martin, 1994; Martin et al., 2005]

Под **М-типом** в настоящее время понимаются граниты, генетически связанные с мафическим источником, то есть они могут являться конечными дифференциатами толеит-базальтовых магм или продуктом плавления метабазальтов. Они известны как океанические плагиограниты [Coleman, Peterman, 1975] и характерны для современных зон срединно-океанических хребтов, древних офиолитов или океанических островных дуг. Мафический характер источника и низкая активность H_2O находит отражение в их метаалюминиевом характере, повышенной железистости и наиболее низких концентрациях K_2O и всех несовместимых редких элементов. Этот тип гранитоидов имеет резко отличающийся характер спектров РЗЭ с обеднением легкими лантаноидами и крайне низким $(La/Yb)_n$ (< 1) (см. рис. 33). Эти особенности состава выражаются в слабо фракционированном характере мультиэлементных спектров (см. рис. 34). Следует отметить, в сводке [Whalen et al., 1987] приведена весьма низкая концентрация Nb для М-гранитов, в большинстве такого типа гранитоидов содержание Nb составляет $> 6-8$ ppm, что обуславливает слабо проявленный Nb минимум на мультиэлементных спектрах (рис. 37).

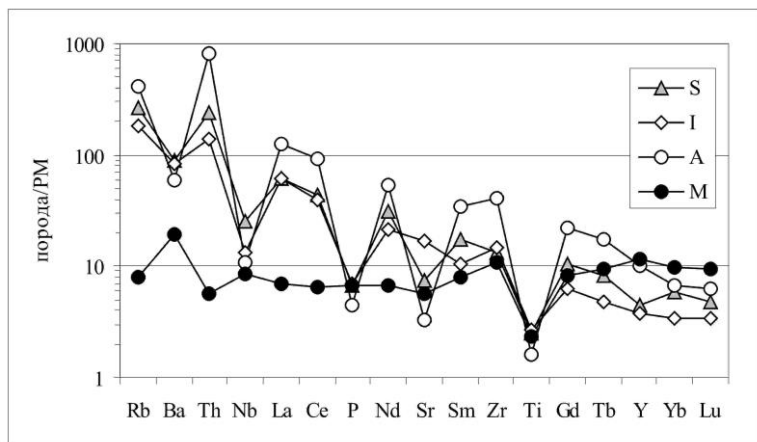


Рис. 37. Мультиэлементные спектры различных геохимических типов гранитоидов.

Показаны граниты S-, I- и A-типов из раннепротерозойского пояса юго-западной окраины Сибирского кратона [Туркина и др., 2006] и M-граниты из Шумихинского террейна [Румянцев и др., 1998]

Характерная черта **А-гранитов** – это, прежде всего, высокая железистость, обогащение высоkozарядными элементами (Nb, Ta, Zr, Y) в сочетании с низкими концентрациями Sr, P, Ti, что определяет резкие минимумы на мультиэлементных спектрах (см. рис. 34, 37, 38). А-граниты включают как породы нормального и субщелочного, так и щелочного ряда, характеризующиеся различным соотношением высоkozарядных элементов.

Предлагается выделять два подтипа [Ебу, 1992]. Подтип А1 относительно обогащен Nb, обладает пониженным Y/Nb (< 1.2), включает породы океанических островов и континентальных рифтов и генетически связан исключительно с щелочно-базальтовыми исходными магмами, тогда как подтип А2 отличается высоким Y/Nb (> 1.2) и может иметь различное происхождение, для него предполагается вклад как коровых, так и мантийносвязанных базитовых источников. Для выделения подтипов может быть также использована диаграмма Y – Nb – Ce (рис. 39).

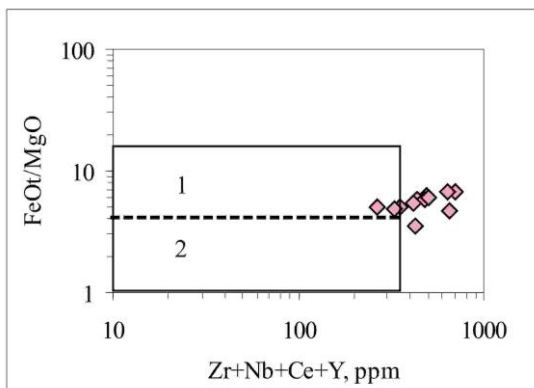


Рис. 38. Диаграмма $Zr+Nb+Ce+Y - FeO_t/MgO$ для выделения А-гранитов.

Поля по [Whalen et al., 1987]: 1 – фракционированные и 2 – нефракционированные граниты М, I, S-типов. Ромбиками показаны палеопротерозойские А-граниты (юго-западная окраина Сибирского кратона) [Туркина и др., 2006]

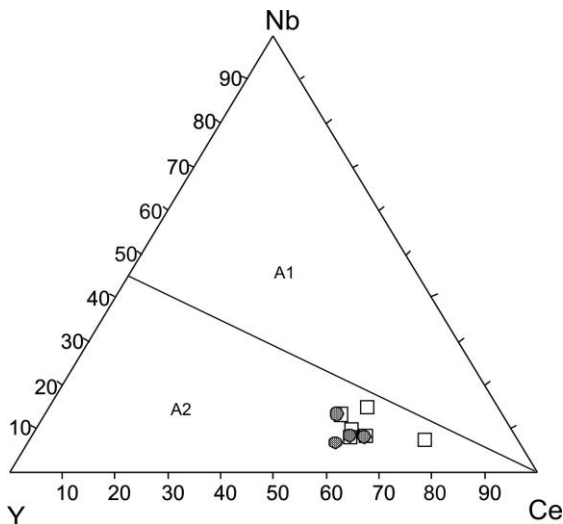


Рис. 39. Диаграмма $Y - Nb - Ce$ для выделения А-гранитов: мантийного (A1), корового и мантийно-корового (A2) происхождения [Еву, 1992].

Показаны палеопротерозойские А-граниты по данным [Туркина и др., 2006]

Представления о генезисе гранитоидов

Граниты **S-типа** образуются при плавлении метаосадочных пород в результате термальной релаксации и/или эксгумации орогена, то есть при изотермальной декомпрессии. В пользу метаосадочного источника наряду с высокой глиноземистостью свидетельствуют повышенное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в S-гранитах [Barbarin, 1999]. Тенденция к уменьшению содержания K_2O , Rb, величины европиевого минимума и увеличению $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ с ростом кремнекислотности в S-гранитах может быть обусловлена увеличением активности H_2O , что приводит к преимущественному плавлению плагиоклаза и стабилизации слюд [Patino Douce, Harris, 1998]. Среди S-гранитов могут быть выделены два подтипа: мусковитовые лейкограниты и кордиерит(гранат)-содержащие биотитовые граниты [Barbarin, 1999]. Типичными представителями первых служат лейкограниты Гималаев, а вторых – например, S-граниты Лакланского пояса Австралии. Состав первых соответствует расплавам, экспериментально полученным при плавлении пелитов [Patino Douce, Johnston, 1991; Koester et al., 2002], тогда как повышенное содержание MgO и FeO для вторых свидетельствует либо о неполной сепарации расплава от реститовых, в том числе акцессорных, минеральных фаз (restite-unmixing model) [Chappell, 1999], либо о более высокой степени плавления, которая требуют вклада внешнего (мантийного) теплового источника. При плавлении метапелитов и метаграувакк характер глиноземистой реститовой фазы определяется давлением со сменой кордиерита гранатом при $P = 5$ кбар [Vielzeuf, Montel, 1994]. Наличие реститового граната будет приводить к обеднению гранитов тяжелыми РЗЭ и Y. Вместе с тем, гранатсодержащие граниты не обнаруживают такого обеднения вследствие присутствия в их составе граната, представляющего собой реститовую или перетектическую фазу. Распределение в S-гранитах Rb, Ba и Sr позволяет судить об участии тех или иных фаз в реакциях плавления и характере метатерригенного источника расплава, поскольку при плавлении, лимитированном количеством биотита, образуются расплавы с высокими Rb/Sr (> 1) и Ba/Sr (> 5), а плавлении, лимитированном плагиоклазом, – с более низкими отношениями [McDermott et al., 1996]. Максимальные величины

Rb/Sr (> 3) и Rb/Ba (> 1) в гранитах достигаются при плавлении обогащенного глинистым материалом (пелитового) (рис. 40), а не грауваккового источника [Sylvester, 1998].

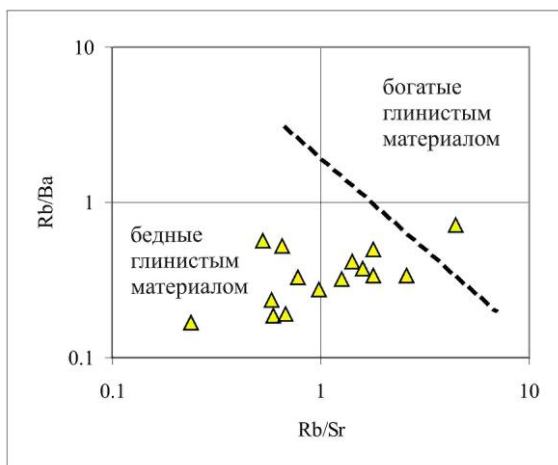


Рис. 40. Диаграмма Rb/Sr – Ba/Sr для S-гранитов.

1 и 2 – палеопротерозойские S-граниты юго-запада Сибирского кратона. Поля гранитов, образованных из бедных и богатых глинистым материалом источников, по [Sylvester, 1998]

Формирование гранитоидов **I-типа** может быть результатом плавления коровых метамагматических источников или дифференциации более мафических расплавов (последний случай более характерен для субдукционных обстановок). По экспериментальным данным расплавы, соответствующие I-гранитам, образуются при плавлении протолитов от основного до средне-кислого состава [Carroll, Wyllie, 1990; Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995; Жариков, Ходаревская, 1995; Singh, Johannes, 1996; Watkins et al., 2007]. Метаалюминиевый или слабо пералюминиевый характер расплавов контролируется, согласно экспериментальным данным [Beard, Lofgren, 1991], активностью H_2O . Степень обеднения тяжелыми РЗЭ, Y, величина $(La/Yb)_n$ определяется присутствием граната и/или роговой обманки в рестите, что в свою очередь зависит от давления. Переход от безгранатовых к гранатсодержащим реститам происходит для мафических субстратов при $P \geq 10$ кбар, а для дио-

рит-тоналитовых – $\geq 8\text{--}10$ кбар [Singh, Johannes, 1996; Watkins et al., 2007]. Содержание K_2O и наиболее несовместимых элементов (Th, Rb) зависит от степени плавления и состава источника, повышаясь с уменьшением степени плавления и для более лейкократовых источников. Коровый (сиалический) компонент доминирует при образовании высококальциевых, а мафический (мантийный) – низкокальциевых I-гранитов [Barbarin, 1999]. Для I-гранитов типичны широкие вариации изотопных параметров, что определяется разнообразием состава и возраста источников расплавов. Для многих I-гранитов вариации изотопного состава в пределах одного массива или комплекса позволяют предполагать участие процесса корово-мантийного взаимодействия в гранитообразовании, то есть смешения расплавов из сиалических и мантийносвязанных мафических источников [Whalen et al., 1998; Jahn et al., 2000; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006].

Как уже отмечалось, для образования гранитов **М-типа** предполагается дифференциация толеит-базальтовых магм или плавление аналогичных по составу источников. Характер спектров РЗЭ с обеднением легкими лантаноидами, низкие концентрации наиболее несовместимых редких элементов указывают на источники с аналогичными характеристиками, то есть базальты спрединговых или субдукционных обстановок. Различие этих двух типов базальтов по содержанию Nb (Ta) определяет вариации по этим элементам для М-гранитов. Поскольку М-граниты не обнаруживают обеднения тяжелыми РЗЭ, их образование должно происходить при низких Р в равновесии с реститом, не содержащим граната или амфибола, что подтверждается экспериментами по плавлению мафических источников при $P \leq 3$ кбар [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995]. Этим определяется генетическое отличие гранитов М-типа, которые образуются при низком давлении, повышенной Т и более низкой активности H_2O с отделением пироксенсодержащих реститов, от I-гранитов, которые являются продуктами плавления мафических источников при более высоком Р.

Принципиальное значение в формировании **А-гранитов** имеет их связь с плавлением или дифференциацией при более низкой активности H_2O и фугитивности O_2 в сравнении с другими типами гранитоидов. Происхождение А-гранитов связывают: 1) с фракционированием щелочно-базальтовых расплавов [Eby, 1992]; 2) с частичным

плавлением ферродiorитов или базитов, образовавшихся при андерплейтинге мантийных расплавов [Frost et al., 2001a, b]; 3) с плавлением нижнекоровых тоналитовых или диоритовых источников, подвергавшихся или нет предшествующему плавлению или дегидратации [Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991; Landenberger, Collins, 1996]. Эксперименты по дегидратационному плавлению биотит- и амфиболсодержащих тоналитовых гнейсов показывают принципиальную возможность получения расплава, соответствующего А-гранитам, при $T = 900\text{--}1075\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Skjerlie, Johnston, 1993]. Как уже отмечалось ранее, разделение А-гранитов, образованных либо при плавлении коровых сиалических и мафически-сиалических источников, либо при плавлении мафических субстратов или дифференциации базитовых расплавов, может быть сделано на основании отношений высоkozарядных элементов [Eby, 1992]. Обогащение высоkozарядными элементами А-гранитов в случае мафических источников, представленных преимущественно внутриплитными базитами, является унаследованным, тогда как для гранитов А-типа, производных главным образом коровых субстратов, такое обогащение может объясняться высокими T образования расплавов, приводящими к плавлению акцессорных минералов. Разнообразие генетических типов А-гранитов, а также геодинамических обстановок их образования привело к предложению отказаться от термина А-граниты, заменив его железистыми гранитами [Frost, Frost, 2011]. Согласно [Frost, Frost, 2011], железистые металалюминиевые гранитоиды образуются при дифференциации толеит-базальтовых магм или плавлении коровых кварц-полевошпатowych источников при низком P (1), железистые щелочные гранитоиды – при дифференциации субщелочных и щелочных базальтовых расплавов (2), слабо пералалюминиевые железистые гранитоиды – путем дифференциации базальтов или плавлении коровых источников (3). Во всех случаях предполагается возможность смешения расплавов различного происхождения или ассимиляция коровым материалом продуктов дифференциации мафических расплавов. В пользу процессов смешения и ассимиляции свидетельствуют вариации изотопного состава, характерные для А-гранитов [Kerr, Fryer, 1993; Frost et al., 2001b; Туркина и др., 2006 и др.].

Геодинамические обстановки образования гранитоидов

Океанические спрединговые обстановки

В этой обстановке формируются только плагиогранитоиды М-типа, которые являются метаалюминиевыми и железистыми. Они характеризуются минимальными концентрациями некогерентных редких элементов, положительными значениями ϵ_{Nd} и низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, указывающими на их генетическую связь с базальтами океанической коры.

Субдукционные обстановки

Ядерные части островодужных систем сложены гранитными батолитами, что установлено в глубоко эродированных дугах и активных континентальных окраинах. Такие батолиты изменяются по составу от диоритов до гранитов, часто доминируют гранодиориты и тоналиты. Островодужные граниты варьируют по тектоническому положению от океанических до континентальных и по составу от толеитовых через доминирующие известково-щелочные до субщелочных (монцонитовых). Одни крайние члены характерны для океанических дуг, другие – для активных континентальных окраин.

Островодужные граниты сильно варьируют по химизму главных элементов, относятся преимущественно к I-типу и включают метаалюминиевые до слабо пералюминиевых разновидности, их общая черта – это низкая железистость, обусловленная повышенной активностью H_2O . Граниты М-типа (плагиограниты) встречаются во многих офиолитах и вероятно образуются в незрелых океанических дугах и задуговых бассейнах. I-граниты являются типичными для большинства субдукционных систем, они обогащены LILE и обнаруживают заметную Nb(Ta) аномалию, что является унаследованным от их источников субдукционного происхождения. I-граниты океанических островных дуг характеризуются высокими положительными ϵ_{Nd} и низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, что отражает ювенильный характер источников расплавов. Очень высокие изотопные отношения Sr, Pb и низкие Nd в некоторых кислых вулканитах и гранитных батолитах окраинно-континентальных дуг и активных окраин, типа Анд, позволяют предполагать, что эти магмы образовались либо при парциальном плавлении континентальной коры, либо при большой степени контаминации исходного расплава, производного мантийного субстрата, веществом значительно более древней кон-

тинентальной коры, либо при плавлении мантийного источника, обогащенного коровым материалом. Несовместимые элементы, особенно LILE, которыми сильно обогащены эти породы, свидетельствуют о том, что главный компонент их источника – коровый.

Внутриплитные обстановки

Кислые породы в этих обстановках представлены так называемыми анорогенными (А-типа) гранитами. В сравнении с гранитами океанических хребтов и островных дуг (М и I-типы), внутриплитные граниты обогащены РЗЭ и HFSE, Nb минимум практически отсутствует (щелочные граниты) или более слабо проявлен на мультиэлементных спектрах. Они, как правило, имеют высокое первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и резко обеднены Sr, P, Ti в сравнении с большинством других гранитов. Резкое обеднение Sr, P, Ti может быть связано с фракционной кристаллизацией, с удалением плагиоклаза (Sr), апатита (P) и ильменита (Ti). Как отмечалось выше, существует несколько моделей происхождения А-гранитов, предполагающих вклад как мантийных, так и коровых (преимущественно метамагматических) источников в их образование.

Коллизионные обстановки

В коллизионных поясах магматические породы представлены, главным образом, известково-щелочными гранитными плутонами. Типичными представителями коллизионных обстановок являются S-граниты. Вместе с тем, коллизионные граниты включают син- и постколлизионные типы, образующиеся в условиях общего сжатия (с областями локального растяжения) и растяжения соответственно. Синколлизионными являются обычно лейкограниты, проявляющие преимущественно черты S-гранитов, тогда как постколлизионные гранитоиды – это главным образом I- и А-граниты. Коллизионные граниты обычно обнаруживают обеднение Nb(Ta), что является унаследованным от их коровых источников, поскольку континентальная кора характеризуется наличием Nb(Ta) минимума на мультиэлементном спектре [Rudnik, 1995]. Индикаторными для типичных представителей коллизионных гранитов считаются обогащение Rb, обеднение Hf, очень высокие $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0.8) и, что указывает на коровое происхождение.

Систематика гранитоидов на геодинамической основе и диаграммы для идентификации тектонического положения, базирующиеся на соотношении редких элементов, впервые были предложены

Дж. Пирсом с соавторами [Pearce et al., 1984]. На обширном эмпирическом материале показано, что граниты различных геодинамических обстановок имеют различные редкоэлементные характеристики. В то же время основным фактором, определяющим состав гранитоидов, является **состав их источника, а не тектоническая обстановка**. Соответственно, предложенные диаграммы дают скорее области составов источников и тектонические условия их образования, а не геодинамические режимы гранитообразования. Вместе с тем, для синколлизийных, островодужных, внутриплитных гранитоидов и плагиогранитов океанических хребтов источники и тектонические режимы обнаруживают явную корреляцию между собой [Pearce et al., 1984], что позволяет идентифицировать **типичные** для этих обстановок гранитоиды.

Такие элементы как Rb, Y (Yb), Nb (Ta) были выбраны, как наиболее эффективные дискриминаторы между главными типами гранитоидов: океанических хребтов (ORG), внутриплитными (WPG), вулканических дуг (VAG) и синколлизийными (syn-COLG) (рис. 41). Посторогенные граниты и одна из групп гранитов океанических хребтов – супрасубдукционных зон, преддуговых бассейнов – дают более сомнительный результат. Посторогенные граниты не могут быть отделены от островодужных и синколлизийных гранитов на этих диаграммах. Супрасубдукционные граниты успешно могут быть выделены только тогда, когда имеются геологические свидетельства океанической обстановки.

Диаграммы для гранитов не могут быть использованы без анализа мобильности элементов и влияния фракционной кристаллизации. Мобильный Rb может быть использован, поскольку мобильность менее проявлена в породах гранитоидного состава, чем в основных, и граниты обычно менее изменены. Фракционная кристаллизация приводит к следующим эффектам. Аккумуляция плагиоклаза может смещать граниты из внутриплитного и океанического полей в островодужное. Аналогично, островодужные и коллизийные граниты могут смещаться в поля внутриплитных и океанических гранитов вследствие аккумуляции железомagneзиальных и акцессорных фаз.

Позднее детальный анализ возможности применения основной дискриминантной диаграммы Пирса был выполнен на основании расширенной базы данных [Förster et al., 1997]. Среди гранитов океанических хребтов (спрединговых зон) Дж. Пирсом выделяются две

группы: 1) не связанные с зонами субдукции (нормальных и аномальных хребтов); 2) связанные с субдукцией (супрасубдукционные зоны, задуговый спрединг). В поле ORG попадают точки гранитов офиолитовых комплексов, не связанных с зонами субдукции. Вторая группа практически неотличима от островодужных и размещается в поле VAG вследствие пониженного содержания Nb, который унаследован от источника – субдукционных базальтов, обедненных этим компонентом, их вклад обуславливает также в различной степени повышенное содержание Rb.

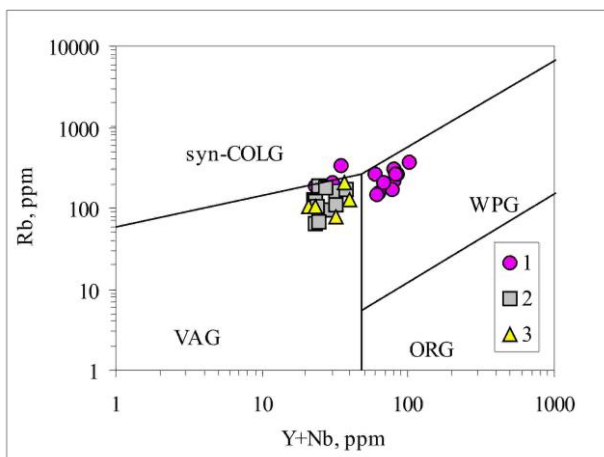


Рис. 41. Диаграмма Y+Nb – Rb для гранитоидов [Pearce et al., 1984].

Поля гранитоидов: ORG – океанических хребтов, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизионных, WPG – внутриплитных. Показаны точки палеопротерозойских коллизионных и внутриплитных гранитоидов А, I, S-типов по данным [Туркина и др., 2006]

Гранитоиды океанических островных дуг все без исключения располагаются в нижней части поля VAG, в переходных дугах породы вследствие обогащения Rb приближаются к границе с полем COLG, но не попадают в поле WPG. Наибольшее разнообразие имеет место для энсиалических дуг и активных континентальных окраин. Сложность этой обстановки определяется развитием, наряду с субдукционным магматизмом, гранитообразования, связанного с коллизией дуга-дуга или дуга-континент. Магматизм охватывает огромные пространства в различных по составу коровых сегментах.

Происходит наложение в пространстве и во времени магматизма субдукционного, задугового, рифтогенного и коллизионного. Хотя большинство гранитоидов располагается в поле VAG, имеются перекрытия с WPG и COLG. Собственно субдукционные граниты располагаются без исключения в поле VAG, но с удалением вглубь континента происходит смещение к границе с COLG. Такие граниты обнаруживают свойства S-гранитов за счет вовлечения в плавление коровых пелитовых субстратов. Это яркий пример ведущей роли источника, а не тектонической обстановки. Значительную проблему представляет распознавание обстановок задугового растяжения. Если раскрывающийся бассейн накладывается на древние островодужные породы, граниты обнаруживают свойства VAG (унаследование состава источника). Если растяжение происходит на удалении от дуги на континенте, происходит смещение гранитов в поле WPG, а при пелитовом источнике – в поле COLG.

Внутриплитные гранитоиды, формирующиеся в океанических обстановках, приурочены к полю WPG. Те, что располагаются на континентальной коре, могут размещаться в различных полях. Граниты, ассоциирующие с платобазальтовыми плюмовыми провинциями или рифтингом и значительно оторванные от основных орогенических событий, проявляют свойства WPG. В этом случае дифференциация не приводит к искажениям, так как они не пересекают границы полей. Гранитоиды, образующиеся в обстановках растяжения и тесно ассоциирующие в пространстве или во времени с конвергентными окраинами, могут попадать в поля WPG, VAG и редко – COLG, в зависимости от природы источника. В этом случае вероятно пересечение границ полей при дифференциации. Для этих обстановок вероятны ошибочные интерпретации при использовании только геохимических данных.

В обстановках континентальной коллизии формируется определенный тип гранитоидов, а именно высоко эволюционировавшие, пералюминиевые граниты с высоким содержанием Rb и других литофильных элементов и умеренным содержанием HFSE, таких как Nb и Y. Менее эволюционировавшие граниты, имеющие метамагматические источники, также многочисленны и обычно попадают в поле VAG. В то же время пералюминиевые граниты не ограничены только коллизионными обстановками, но могут формироваться и на активных окраинах при наличии пелитовых источников. Синколли-

зионные граниты могут быть приурочены к полю VAG вследствие менее зрелых пород источника, например, островодужных граувакк. Более редки признаки WPG, потому что это требует вклада мантийного компонента, что затруднено при коровом утолщении. Вместе с тем, переутолщенная кора не стабильна, и поэтому в постколлизийной обстановке при гравитационном коллапсе возможно проникновение мантийных расплавов, следовательно, и связанные с ними граниты приобретают свойства WPG. Вместе с тем, постколлизийные щелочные и высоко калиевые известково-щелочные I-граниты могут иметь и свойства VAG и COLG. В целом, интерпретация для коллизийных обстановок наиболее сложна и неоднозначна (см. рис. 39), необходима дополнительная информация о стадии коллизийного процесса, наличии в источнике островодужных пород и т. д., только геохимические данные нередко дают ошибочные результаты.

Геохимическая классификация гранитоидов Л. В. Таусона

Наиболее известной в России является геохимическая классификация Л. В. Таусона [Таусон, 1977], которая учитывает генетические особенности гранитоидов и нацелена на выявление связи гранитоидов с оруденением.

Предполагаются три пути образования гранитных магм: 1) палингенное плавление вещества континентальной коры; 2) дифференциация магм основного или среднего состава, имеющих мантийное происхождение; 3) ультраметаморфизм и гранитизация пород кристаллического основания континентальной коры (табл. 5).

Среди гранитоидов, образующихся при плавлении коровых субстратов, выделяются четыре типа:

1. палингенные известково-щелочные гранитоиды;
2. плюмазитовые редкометалльные лейкограниты;
3. палингенные щелочные гранитоиды;
4. редкометалльные щелочные граниты.

Это разделение основано на двух принципах: 1) подразделение на известково-щелочную и щелочную серии связано с различием в степени метаморфизма корового магмообразующего субстрата: первые формируются за счет слабометаморфизованных осадочных пород, а вторые – более высокометаморфизованных субстратов;

2) проявление дифференциации первичных магм приводит к образованию пар: известково-щелочная магма – плюмазитовые редкометалльные граниты, щелочная – щелочные редкометалльные граниты.

Граниты мантийного происхождения (производные магм основного и среднего состава) делятся на:

1. плагиограниты толеитового ряда;
2. гранитоиды андезитового ряда;
3. гранитоиды латитового (монцонитового) ряда;
4. агпайтовые редкометалльные граниты.

Каждый из типов является производным соответствующих магм: толеитовых, андезитовых, латитовых и щелочных базальтовых.

Ультраметаморфические, преимущественно автохтонные гранитоиды образуются при селективном плавлении глубокометаморфизованного сиалического материала в глубинных зонах континентальной коры, в составе отчетливо проявлена связь с субстратом.

От «мантийных» гранитоидов к коровым устанавливается рост содержания некогерентных элементов. Такая же тенденция отмечается с ростом щелочности для «мантийных» гранитоидов.

Для субщелочных латитовых гранитоидов характерно резкое обогащение Ba и Sr. Для коровых типов увеличение содержания некогерентных элементов связано со степенью дифференциации первичных расплавов. Важное практическое значение имеет выделение рудной специализации различных типов гранитоидов (см. табл. 5).

Л. В. Таусоном, по сути, не выделяются гранитоиды смешанного происхождения, из выделенных типов в эту категорию могут быть отнесены андезитовые, латитовые и некоторая часть палингенных гранитов нормальной и повышенной щелочности. Можно попытаться сопоставить рассматриваемые геохимические типы с подразделениями зарубежной систематики. В одних случаях такое сопоставление не вызывает сомнения. Плюмазитовые редкометалльные и ультраметаморфические граниты аналогичны S-гранитам, редкометалльные щелочные – А-гранитам, а толеитовые – М-гранитам. Андезитовые и латитовые гранитоиды наиболее близки к низко- и высококалиевым I-гранитам. Менее определено сопоставление палингенных гранитоидов, которые могут включать как I-, так и S-граниты. Агпайтовые редкометалльные граниты соответствуют А-гранитам.

Таблица 5.

Геохимические типы гранитоидов по [Таусон, 1977]

Элемент	«Мантийные»				Коровые				Ультрате- таморфи- ческие
	Толеи- товые	Андези- товые	Латито- вые	Агпаито- вые ред- кометал- льные	Палингенные известково- щелочные	Плюмазитовые редкометалль- ные	Паинген- ные ще- лочные	Редкоме- талльные щелочные	
K	0.3	2.0	3.5	3.6	3.3	3.9	4.1	0.3	2.0
F	0.015	0.07	0.06	0.2	0.08	0.27	0.05	0.015	0.07
Li	5	18	21	105	50	180	27	5	18
Rb	2.6	100	125	270	175	440	140	2.6	100
Sr	140	260	700	12	330	70	650	140	260
Ba	60	550	1700	40	830	175	1550	60	550
Sn	3	2	5	18	6	22	4	3	2
Nb	2.4	8	н. д.	320	19	33	22	2.4	8
Ta	0.4	0.4	н. д.	18	2.9	7	1.4	0.4	0.4
Zr	89	115	н. д.	2170	190	140	410	89	115
K/Rb	1080	200	280	133	200	90	300	1080	200
Ba/Rb	22	5.5	14	0.15	5	0.4	11	22	5.5
<u>F(Li+Rb)</u> (Sr+Ba)	6	100	50	15000	155	6800	40	6	100
Рудные элементы		Au	Pb, Zn, Mo, Au, W, Sn	Zr, PЗЭ		Ta, W, Sn		W	

Примечание. н. д. – нет данных. Полужирным шрифтом выделены содержания элементов, служащие индикаторными при определении типов гранитов.

ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Главные факторы, определяющие минеральный и химический состав метаморфических пород

Минеральный состав метаморфических пород обусловлен, с одной стороны, химическим составом их протолита, а с другой, условиями метаморфизма, прежде всего T и P , в меньшей степени давлением и составом флюида. T и P не только всецело определяют характер метаморфических реакций и стабильность тех или иных минеральных фаз, но и степень достижения равновесия. При прогрессивном метаморфизме рост T , а также наличие летучих компонентов ускоряют реакции и рост зерен, регрессивный метаморфизм, протекающий на фоне снижения T , при недостатке летучих компонентов приводит к неполному протеканию реакций или даже совсем не вызывает изменений. Напротив, регрессивный метаморфизм, происходящий при воздействии флюидной фазы, приводит к миграции химических элементов.

Химический состав метаморфических пород обусловлен: 1) составом протолита и 2) миграцией элементов при метаморфизме. Главный фактор, определяющий химический, в том числе и редкоэлементный состав метаморфических пород, — это, несомненно, состав их протолита. В соответствии с составом исходных пород выделяют основные классы метаморфических пород, включающие метапелиты, metabазиты, кварц-полевошпатовые (ортопороды среднекислого состава или метапесчаники), известковые и магнезиальные.

Вместе с тем и сам процесс метаморфизма может приводить к изменению состава метаморфической породы относительно ее протолита. В зависимости от подвижности компонентов, включая и петрогенные, и редкие элементы, различают метаморфизм изохимический (без изменения химического состава пород) и аллохимический (с изменением состава). Происходят или нет изменения в химическом составе пород при метаморфизме, определяется главным образом степенью открытости-закрытости системы, что в свою очередь контролируется термальными условиями, движением флюидов и наличием градиентов концентрации или давления. Воздействие

флюидов приводит к тому, что некоторые элементы становятся мобильны. Мобильность элементов, очевидно, контролируется составом флюидной фазы, ее температурой и соотношением объемов флюида и породы.

Изохимический характер метаморфизма, тем не менее, подразумевает, что и в этом случае протекают реакции дегидратации и декарбонатизации, а также переход элементов с переменной валентностью в более восстановленное состояние (это касается, прежде всего, железа). Таким образом, даже изохимический прогрессивный метаморфизм сопровождается изменением содержания H_2O и CO_2 . Аллохимический метаморфизм подразумевает более интенсивные изменения в составе пород с активным привнесом и выносом отдельных компонентов, что обусловлено, прежде всего, перемещением флюидов. Крайним случаем аллохимического метаморфизма является метасоматический процесс.

Метаморфизм подразделяют на три типа:

- 1) региональный, охватывающий большие объемы горных пород, главными факторами которого являются литостатическое давление и T , увеличивающаяся в соответствии с величиной регионального геотермического градиента;
- 2) контактовый, связанный с дополнительными источниками тепла и/или флюидов в виде крупных интрузивных тел;
- 3) динамический (дислокационный), обусловленный локальным избыточным давлением и связанный с тектоническими нарушениями.

К изохимическому типу относится главным образом региональный метаморфизм, контактовый метаморфизм в зависимости от наличия флюида может быть как изохимическим, так и аллохимическим, переходящим в метасоматоз.

Формы миграции элементов при метаморфизме

Миграция элементов при метаморфизме может происходить в твердом или жидком состоянии. Миграция в твердом состоянии происходит путем диффузии при наличии градиентов химического потенциала элементов, она усиливается с увеличением температуры вследствие роста скорости диффузии. Перемещение компонентов

происходит в локальном масштабе и, как правило, не имеет геохимического значения.

Больших масштабов достигает перемещение компонентов при участии растворов, которое происходит диффузионным или инфильтрационным путем. В первом случае растворы неподвижны и перемещение элементов зависит от концентрации растворенного вещества, элементы мигрируют в область пониженных концентраций. Во втором случае транспортировка элементов происходит движущимся раствором, перемещение которого обычно связано с градиентом давления, и нередко имеет место при дислокационном метаморфизме в зонах дробления, расщепления.

При высокоградиентном метаморфизме в присутствии водного флюида может происходить частичное плавление. Сегрегация и удаление расплава приводит к дифференциации материнской породы на два различных по составу компонента: рестит и расплав. Вместе с тем и при отсутствии плавления разница градиентов химических потенциалов приводит к тому, что одни элементы оказываются более подвижны, а другие – менее. Различная подвижность компонентов обуславливает развитие метаморфической дифференциации, то есть образование минеральных и, следовательно, химических ассоциаций, отличных друг от друга, часто в виде отдельных слоев, на месте первоначально однородной породы.

В зависимости от поведения элементов при метаморфизме они подразделяются на инертные и подвижные. Одним из параметров, определяющих подвижность элементов при метаморфизме при воздействии флюидной фазы, является соотношение между валентностью (W) и ионным радиусом элемента (R), названное ионным потенциалом Картледжа: $Z = W/R$ (рис. 42). Минимальными значениями потенциала характеризуются сильные катионы (щелочные, щелочноземельные металлы). Напротив, максимальные значения Z характерны для галогенов и элементов, образующих кислородные анионы. Промежуточные значения этого параметра характерны для амфотерных элементов. Величина ионного потенциала Картледжа позволяет судить о подвижности элементов – способности образовывать ионы и мигрировать в водных растворах. Элементы с низкими и высокими значениями Z являются наиболее подвижными, а с промежуточными – инертными.

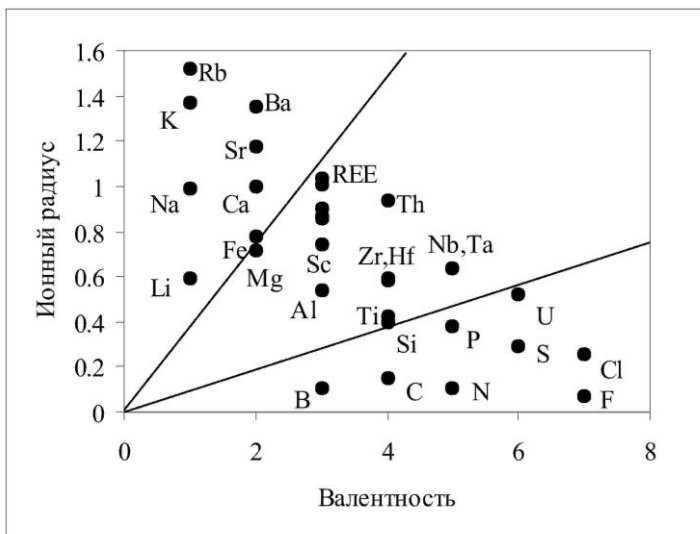


Рис. 42. Соотношение валентности и ионного радиуса элементов по [Хендерсон, 1985]

Инертные элементы служат для реконструкции протолитов метаморфических пород, а подвижные – для расшифровки характера метаморфических процессов. Наименее мобильными в процессах низкотемпературного метаморфизма и гидротермальных изменений на океаническом дне являются Ti, HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Y), редкоземельные элементы (за исключением Eu и Ce) и Th [Ludden, Gelinas, 1982; Humphris, 1984 и др.]. Среди указанных элементов Ti, HFSE, Th и тяжелые РЗЭ более инертны, чем легкие лантаноиды, последние могут быть мобильны при высоком отношении флюид/порода.

Обоснование изохимичности регионального метаморфизма

Изохимический характер метаморфизма подразумевает неизменность состава в различной степени метаморфизованных пород в достаточно большом объеме (пласта или горизонта), что не исключает возможности локальной неоднородности и локального перераспределения компонентов. Несомненно, изохимичность изоморфизма

является дискуссионным вопросом и требует доказательств. Для того чтобы однозначно доказать изохимичность, требуется знать состав неметаморфизованных эквивалентов – протолитов метаморфических пород. В большинстве случаев их состав не известен, и отсутствует возможность непосредственно наблюдать протолиты метаморфических пород. В редких случаях, соответствующих зональным метаморфическим комплексам, в которых метаморфическая зональность располагается в крест простираения слоистости метаморфической толщи, удастся проследить породные слои и изучить их состав: от практически не метаморфизованных или слабо метаморфизованных с увеличением степени метаморфизма.

Примером таких детальных исследований служит изучение зональных метаморфических комплексов умеренных и высоких давлений хр. Хамар-Дабан и Патомского нагорья [Петров, Макрыгина, 1975; Макрыгина, 1981]. Этими авторами рассмотрено поведение широкого круга петрогенных и редких элементов, включая летучие (H_2O , B, F, P), редкие щелочные и щелочноземельные элементы (Li, Rb, Cs, Ba, Sr), а также Pb, Zn, Sn, Be, Co, Ni, V, Sc и PЗЭ, в породах различного исходного состава. В хамардабанской серии метаморфическая толща состоит из метапелитов, метаграувакк и известковистых метаалевролитов, метаморфизованных от биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до ортоклаз-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации. Авторами установлено, что на этапе регионального метаморфизма (до проявления мигматизации) изменения в составе пород не значимы, то есть и петрогенные, и редкие элементы ведут себя инертно. Выявленные вариации содержания некоторых редких элементов разнонаправлены в породах разного литологического состава и, следовательно, не могут быть обусловлены метаморфизмом, а связаны с изначальной неоднородностью распределения элементов в процессе осадконакопления. Существенно снижаются лишь содержания H_2O и B. Таким образом, доказывается изохимичность метаморфизма для указанного ряда элементов.

Было изучено поминеральное распределение элементов примесей для отдельных типов пород в различных фациях метаморфизма [Макрыгина, 1981]. Показано, что с ростом T снижается сорбционная способность минералов за счет сокращения поверхности минеральных фаз, очистки при перекристаллизации, окисления и пре-

вращения в графит углистого вещества, но одновременно повышается изоморфная емкость структур образующихся минералов. Подсчет балансов распределения редких элементов по минеральным фазам последовательных зон метаморфизма показал, что с ростом Т и Р элементы из состояния сорбции на углистом веществе, глинистых минералах и слюдах переходят в структуры новообразованных минералов. Происходит и перераспределение между минеральными фазами. Повышение Р, например, препятствует вхождению РЗЭ в порообразующие минералы, что приводит к увеличению количества акцессорных фаз, концентрирующих эти элементы, таких как ортит, апатит, сфен. Переход элементов-примесей из сорбированного состояния в структуры силикатов или перераспределение между порообразующими и акцессорными минералами и обеспечивает изохимический характер метаморфизма. По данным цитируемых авторов, наибольшая степень миграции свойственна тем элементам, которые имеют ограниченные возможности для изоморфного вхождения в структуры новообразованных порообразующих и акцессорных минералов, к ним были отнесены U и Au.

Миграция U при метаморфизме

Уран относится к числу немногих элементов, для которых была установлена подвижность в процессе регионального метаморфизма. Результаты детального исследования распределения и миграции урана в зональных метаморфических комплексах представлены в работе [Мельгунов и др., 1975]. Был изучен зональный метаморфический комплекс, протолитами которого служили осадочные породы (песчаники, алевролиты, сланцы) Южно-Чуйского хребта. Геохимическими исследованиями охвачен ряд от неметаморфизованных пород через зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации до амфиболитовой. Установлено практически инертное поведение Th и отчетливый вынос урана из метапелитов: снижение концентраций U от 1.9–1.6 ppm (исходные породы и биотитовая зона) до 0.5 ppm (амфиболитовая фация). Наиболее резкое снижение концентраций с выносом до 60 % U происходит на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Изучение распределения U по минеральным фазам пород показало, что вынос U обусловлен изменением минерального состава пород и устойчивостью

основных минералов-носителей и концентраторов, а именно замещением парагенезиса кварц-альбит-хлорит-серицит-эпидот ассоциацией олигоклаз-кордиерит-гранат-биотит. Последняя минеральная ассоциация обладает заметно меньшей изоморфной емкостью и сорбционной способностью для концентрирования U. О выносе урана в результате изменения ассоциации породообразующих минералов свидетельствует и уменьшение доли подвижного урана с увеличением степени метаморфизма. В более высоко метаморфизованных породах увеличивается относительная доля U, изоморфно связанного в структуре аксессуарных минералов. Таким образом, для U установлено, что снижение его концентраций с усилением метаморфизма является следствием изменения его основных минералов-носителей, уменьшения сорбционной и изоморфной емкости породообразующих минералов.

Рассмотренные примеры поведения редких элементов при метаморфизме относятся к первично осадочным породам. Очевидно, что применительно к метамагматическим породам такого рода исследования затруднены. Одним из немногих примеров исследования миграции редких элементов при метаморфизме вулканических пород является изучение поведения U и Au при низкотемпературном метаморфизме, достигающем зеленосланцевой фации, рифейских основных и кислых вулканитов Енисейского кряжа [Миронов и др., 1978]. Установлен рост концентраций U и Th в основных метавулканитах при образовании наиболее низкотемпературной минеральной ассоциации – хлорит-альбит-серицит-карбонат-эпидот-лейкоксен. Эта ассоциация слоистых алюмосиликатов и гидроокислов титана является хорошим сорбентом радиоактивных элементов даже из растворов с низким или слабо их повышенным содержанием. При дальнейшем преобразовании базальтов с уменьшением количества хлорита, лейкоксена и развитием биотита содержание U и Th вновь снижается. В условиях зеленосланцевой фации (для минеральной ассоциации эпидот-альбит-актинолит) содержания U и Th идентичны не измененным основным вулканитам. Таким образом, имеет место локальное перераспределение радиоактивных элементов в зеленосланцевой фации метаморфизма. Для метабазитов, испытавших зональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, выявлена незначительная потеря U только в условиях амфиболитовой фации, что объясняется устойчивостью основ-

ных минералов-носителей этого элемента – сфена, ортита, амфибола [Мельгунов и др., 1975].

Поведение элементов при гранулитовом метаморфизме

Наиболее сложным является получение доказательств изохимичности метаморфизма в условиях гранулитовой фации. Как известно, породы гранулитовой фации практически отсутствуют в зональных метаморфических комплексах, в редких случаях выявлены переходы от высокотемпературной субфации амфиболитовой фации к гранулитовой. Большинство примеров метаморфических комплексов, включающих гранулитовую и амфиболитовую фации, относится к повторному регрессивному метаморфизму гранулитов в условиях амфиболитовой фации. Поэтому исследование поведения элементов при гранулитовом метаморфизме базируется на общем сопоставлении уровней накопления редких элементов в породах гранулитовой фации и неметаморфизованных магматических и осадочных породах близкого петрохимического состава.

Установлено, что для большинства гранулитовых комплексов характерно обеднение крупноионными литофильными элементами: U, Rb, Cs, реже Th. Наиболее детально вопросы поведения ряда петрогенных и редких элементов при гранулитовом метаморфизме рассмотрены в работе [Rudnick et al., 1985]. Анализ опубликованных данных по гранулитовым комплексам позволил выявить ряд закономерностей.

1. Породы гранулитовой фации метаморфизма в различной степени деплетированы Rb, U, Th в сравнении с неметаморфизованными породами близкого петрохимического состава.

2. Величины K/La отношения в гранулитах полностью перекрываются с рядом, установленным для магматических пород, следовательно, не дают свидетельств обеднения калием при гранулитовом метаморфизме.

3. Для магматических пород установлена прямая корреляция между K и Rb, и среднее значение K/Rb составляет 230 [Shaw, 1968]. Исключение составляют толеитовые базальты океанического дна, которые при крайне низких концентрациях K и Rb характеризуются высоким K/Rb (> 500). Породы гранулитовой фации метаморфизма обычно характеризуются величинами K/Rb отношения,

превышающими таковое для неметаморфизованных магматических пород. Вместе с тем, величины K/Rb только в гранулитах с содержанием $K < 1\%$ достигают значений > 750 . Таким образом, породы гранулитовой фации концентрируются вдоль «магматического» и «гранулитового» трендов (рис. 43).

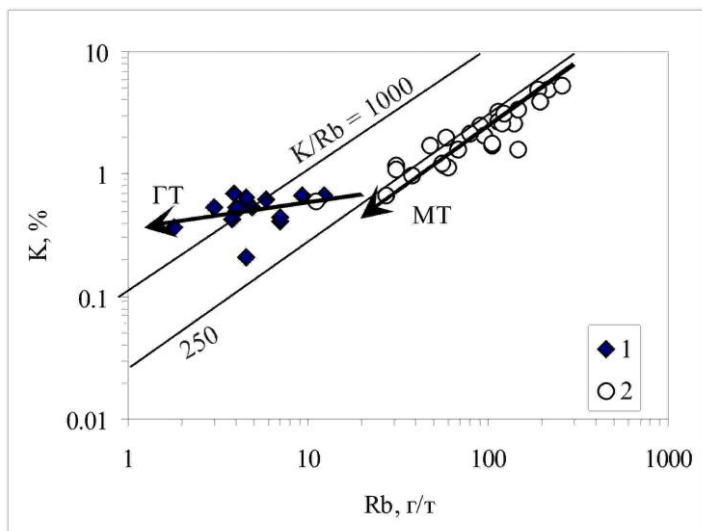


Рис. 43. Диаграмма $K - Rb$ для гранулитов.

Построена с использованием данных из [Ножкин, Туркина, 1993; Туркина, Ножкин, 2014]. Гранулиты: 1 – мафические, 2 – средне-кислые. МТ – магматический тренд ($K/Rb = 230$) [Shaw, 1968], ГТ – гранулитовый тренд [Rudnick et al., 1985]

Корреляция между K/Rb и K свидетельствует о том, что степень обеднения Rb гранулитов зависит от химического и минерального состава их протолитов и устанавливается только для гранулитов основного, реже среднего состава, то есть тех, которые не содержат минеральных фаз, способных концентрировать Rb в изоморфной форме. Породы гранулитовой фации метаморфизма, содержащие основные минералы-носители Rb – биотит и калиевый полевой шпат, не обнаруживают обеднения этим элементом. Исключение составляют высокометаморфизованные архейские кислые породы тоналит-трондьемит-гранодиоритового комплекса. Их неметаморфизованные эквиваленты характеризуются низким содержанием

K₂O (1.76 %) и Rb (55 ppm) [Martin, 1994], следовательно, вынос Rb и высокое K/Rb отношение в гранулитах такого состава, вероятно, обусловлены низким содержанием в них калийсодержащих минералов.

4. Для большинства гранулитов отчетливо проявлено обеднение U, о чем свидетельствует их высокое Th/U отношение (рис. 44), значительно превышающее его величину в магматических и осадочных породах и среднекоровое значение ($\text{Th/U} = 4$) [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Высокое Th/U является прямым свидетельством выноса урана. Наиболее интенсивный вынос U характерен для пород кислого и среднего состава, которые теряют от 50 до 80 % его содержания [Ножкин, Туркина, 1993]. Слабый вынос U из пород основного состава связан с исходно низким его содержанием в минералах этих пород. Основная масса U, который выносятся из средне-кислых пород гранулитовой фации метаморфизма, приходится на долю породообразующих минералов, теряющих микропримеси в процессе метаморфогенной перекристаллизации. Анализ поминерального распределения U в кислых гранулитах показывает, что на долю породообразующих минералов приходится не более 20–40 % U [Ножкин, Туркина, 1993]. Эксперименты по выщелачиванию U слабыми кислотами из средне-кислых пород гранулитовой фации показывают, что доля извлекаемого подвижного U составляет 2–11 %. Эти данные свидетельствуют о преимущественном выносе из гранулитов U, рассеянного в породообразующих минералах.

5. В магматических породах установлена прямая корреляция между Th и La, а величина La/Th находится в диапазоне 1–10 [Rudnick et al., 1985], в терригенно-осадочных породах La/Th составляет 2.7–3.6 [McLennan, Taylor, 1980]. В большинстве кислых и средних гранулитов величина La/Th находится в диапазоне, отвечающем магматическим и осадочным породам, что доказывает инертное поведение Th при гранулитовом метаморфизме. Инертное поведение Th обусловлено преимущественным его вхождением в структуру аксессуарных минералов, прежде всего монацита, сохраняющегося при гранулитовом метаморфизме.

6. Некоторые кислые гранулиты имеют низкое Th/U, не отличающееся от среднекоровых значений, в сочетании с высоким La/Th (> 10). Это позволяет предполагать вынос при гранулитовом метаморфизме не только U, но и Th. Таким образом, большинство гра-

нулитов обеднено U, но только немногие деплетированы Th. Степень деплетирования этими элементами, как уже отмечалось, зависит от их позиции в минералах пород-протолитов, наличия флюидной фазы, а также стабильности акцессорных минеральных фаз. В редких случаях, например, для нижнекоровых гранулитов основного состава из ксенолитов района Нашен в Восточном Китае, установлено слабо повышенное Th/U (2.1–13.2) и экстремально высокое La/Th (44–165) отношения, что позволяет предполагать вынос Th [Huang et al., 2004]. О подвижности U и Th при гранулитовом метаморфизме позволяет судить диаграмма La/Th – Th/U (рис. 45).

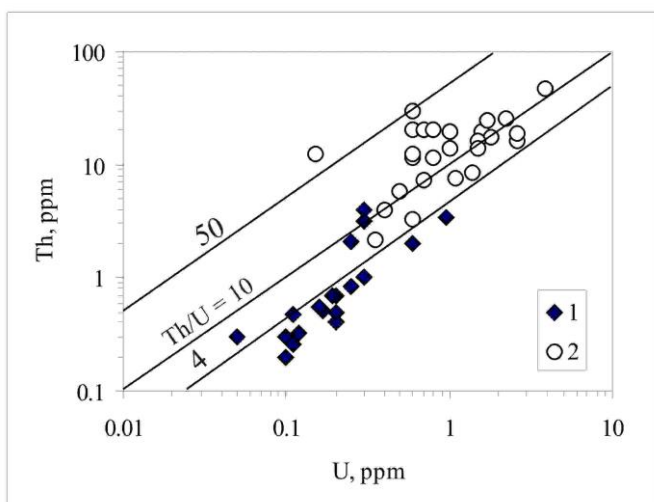


Рис. 44. Диаграмма U – Th для гранулитов.

Построена с использованием данных из [Ножкин, Туркина, 1993]. Гранулиты: 1 – основного и 2 – средне-кислого состава

Реконструкция протолитов метаморфических пород

Реконструкция протолитов метаморфических пород базируется на представлении об изохимичности регионального метаморфизма. Миграция при прогрессивном метаморфизме достоверно установлена для U, а в условиях гранулитовой фации возможен также вынос Rb и в редких случаях Th. При регрессивном метаморфизме в присутствии флюидной фазы мобильными

являются элементы с низкими значениями ионного потенциала Картледжа. Следовательно, при реконструкции протолитов следует сосредоточиться только на элементах, не мобильных в водных флюидах, и избегать использования таких элементов как K, Cs, Rb, Ba, Sr, U, Pb. Очевидно, следует исключить из рассмотрения образцы, несущие явные петрографические признаки регрессивных метасоматических замещений и гидротермальных изменений, что контролируется петрографическим изучением.

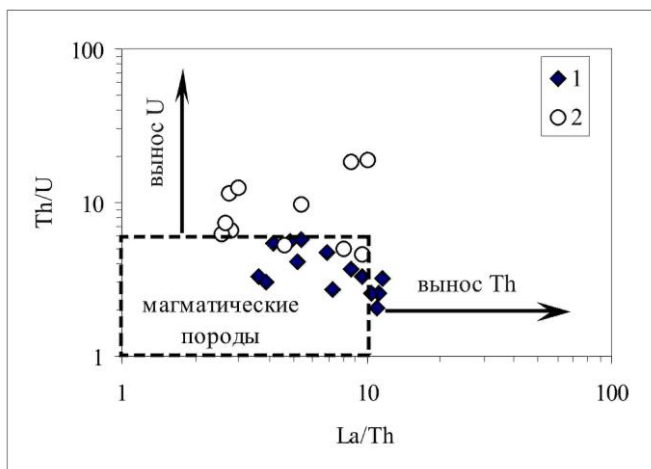


Рис. 45. Диаграмма La/Th – Th/U для гранулитов.

Построена с использованием данных из [Ножкин, Туркина, 1993]. Поле магматических пород по [Rudnick et al., 1985]. Стрелками показаны тренды изменения La/Th и Th/U отношений при выносе U и Th

Рассмотрению химического состава метаморфических пород должен предшествовать анализ геологической информации, включающей ассоциации различных типов метаморфических пород в разрезе и их структурные взаимоотношения. Поскольку наибольшую сложность представляет определение протолитов гнейсов, то стоит помнить, что ортогнейсы – метавулканыты среднего и кислого состава – часто представляют собой продукты субаэральных извержений и нередко ассоциируют с парагнейсами, протолиты которых соответствуют вулканогенным грауваккам и туфогенным поро-

дам. В ассоциации с метакarbonатами и высокоглиноземистыми метапелитами ортогнейсы встречаются редко.

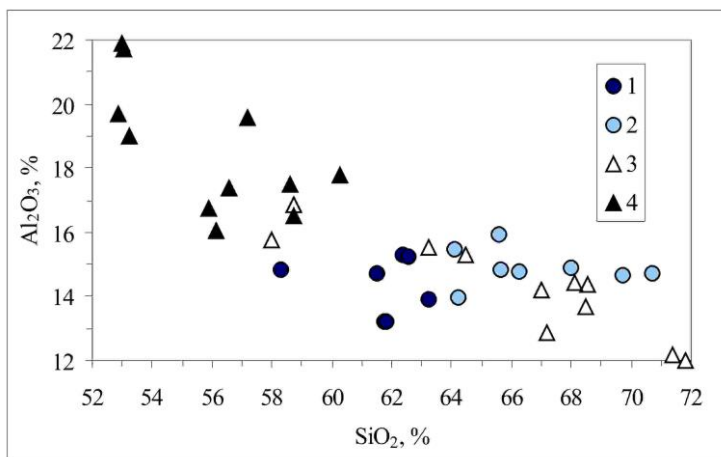


Рис. 46. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ для гнейсов (гранулитовая фация метаморфизма) Иркутного блока Шарыжалгайского выступа, юго-запад Сибирского кратона.

Гнейсы: 1–2 – гиперстенсодержащие, биотитовые среднего и кислого состава, 3 – гранат-биотитовые, 4 – высокоглиноземистые кордиеритсодержащие (метапелиты). Построено по данным [Туркина, Урманцева, 2009]

Метабазальты обычны в ассоциации с карбонатными и терригенными метаосадками и кварцитами. По минеральному составу гнейсы, содержащие высокоглиноземистые минералы (кордиерит, силлиманит, дистен, андалузит), как правило, являются метаморфизованными осадками, тогда как гранат образуется при метаморфизме как терригенных осадков, так и вулканитов средне-кислого состава.

На основании минерального состава (наличие высокоглиноземистых минералов) и распределения петрогенных элементов с обогащением Al_2O_3 ($> 16\%$) и пониженным содержанием Na_2O и CaO надежно диагностируются метапелиты. Для них характерно повышенное содержание Al_2O_3 и мафических компонентов (FeO , MgO , TiO_2) в сравнении с метамагматическими породами (рис. 46, 47).

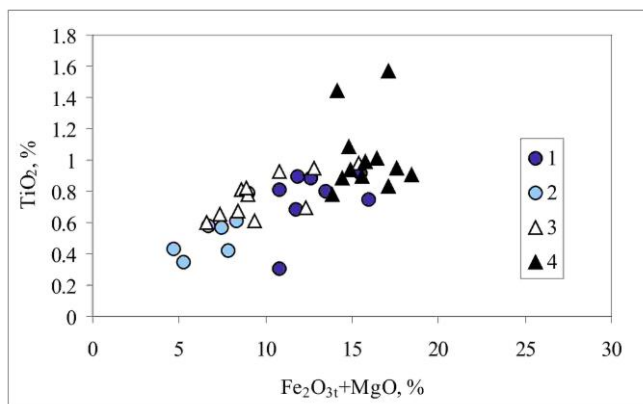


Рис. 47. Диаграмма $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}+\text{MgO} - \text{TiO}_2$ для гнейсов (гранулитовая фация метаморфизма) Иркутского блока Шарыжалгайского выступа, юго-запад Сибирского крона.

Гнейсы: 1–2 – гиперстенсодержащие, биотитовые среднего и кислого состава, 3 – гранат-биотитовые, 4 – высокоглиноземистые кордиеритсодержащие (метапелиты). Построено по данным [Туркина, Урманцева, 2009]. Здесь и далее Fe_2O_{3t} – суммарное железо

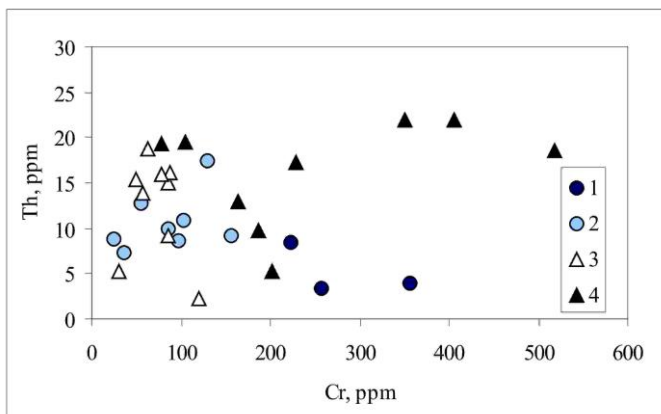


Рис. 48. Диаграмма $\text{Cr} - \text{Th}$ для гнейсов (гранулитовая фация метаморфизма) Иркутского блока Шарыжалгайского выступа.

Гнейсы: 1–2 – гиперстенсодержащие, биотитовые среднего и кислого состава, 3 – гранат-биотитовые, 4 – высокоглиноземистые кордиеритсодержащие (метапелиты). Построено по данным [Туркина, Урманцева, 2009]

В редкоземельном составе метapelитов характерно одновременное обогащение как несовместимыми (Th), так и совместимыми (Cr) редкими элементами (рис. 48), так как глинистое вещество накапливает различные элементы путем сорбции независимо от их химических свойств. Метapelиты позднего докембрия и фанерозоя обладают устойчивым характером распределения редкоземельных элементов с умеренным обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых и отчетливым Eu минимумом (рис. 49), типичным для постархейских глинистых сланцев [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Следует отметить, что архейские глинистые сланцы характеризуются большим разнообразием спектров РЗЭ с широкими вариациями $(La/Yb)_n$ (от менее до более 1) и отсутствием или слабо проявленным Eu минимумом [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

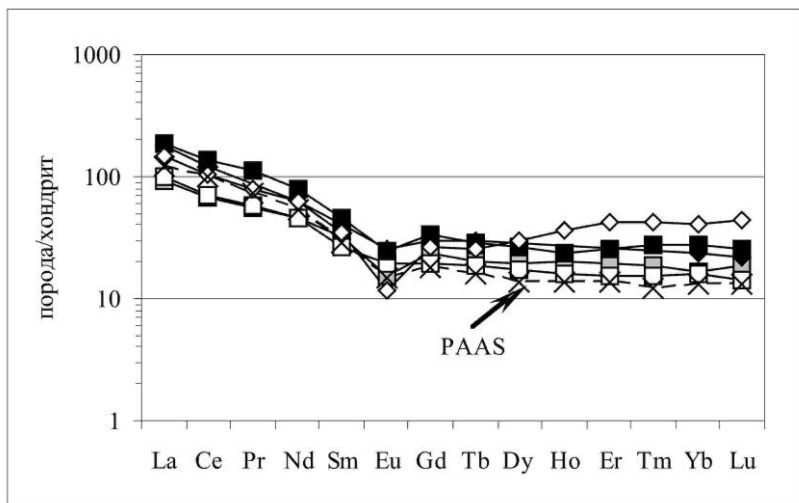


Рис. 49. Спектры РЗЭ для высокоглиноземистых гнейсов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа. PAAS постархейский глинистый сланец [Тейлор, МасЛеннан, 1988]

Второй тип пород, протолиты которых уверенно диагностируются, – это metabазиты – продукты метаморфизма базальтов и андезибазальтов или габброидов, по соответствию их петрохимического

состава основным магматическим породам и наличию корреляции петрогенных элементов с MgO и FeO (рис. 50). Исключение составляет K_2O , который не обнаруживает отчетливых трендов относительно других петрогенных элементов (рис. 51).

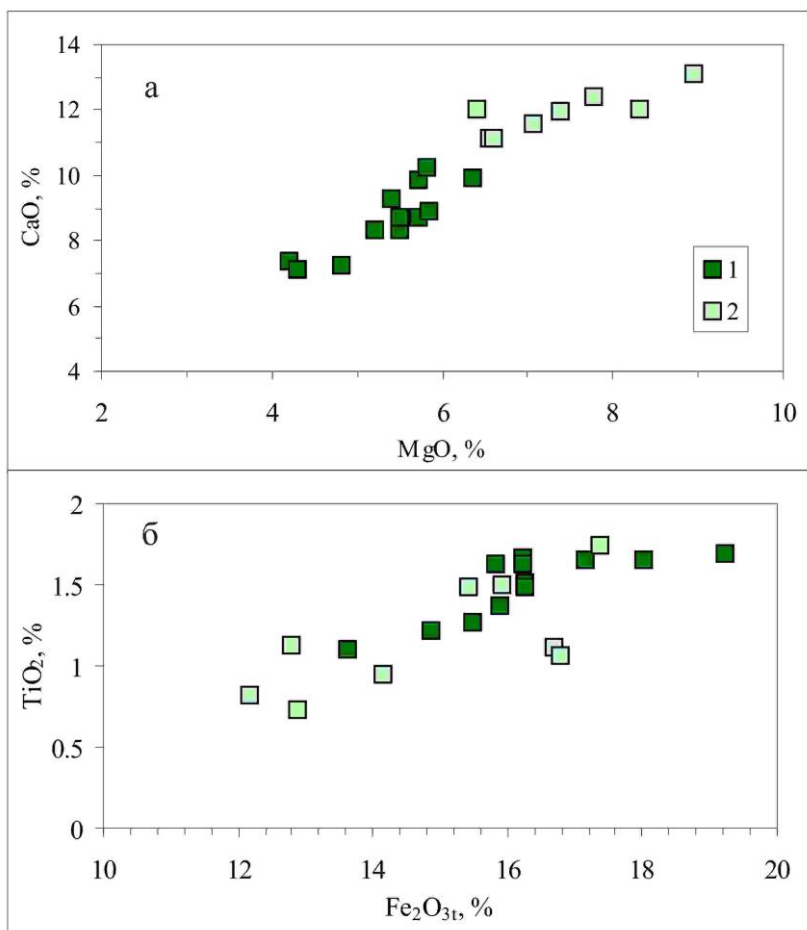


Рис. 50. Диаграммы MgO – CaO (а) и Fe₂O_{3t} – TiO₂ (б) для двух типов (1 и 2) мафических гранулитов Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа [Туркина, Ножкин, 2014]

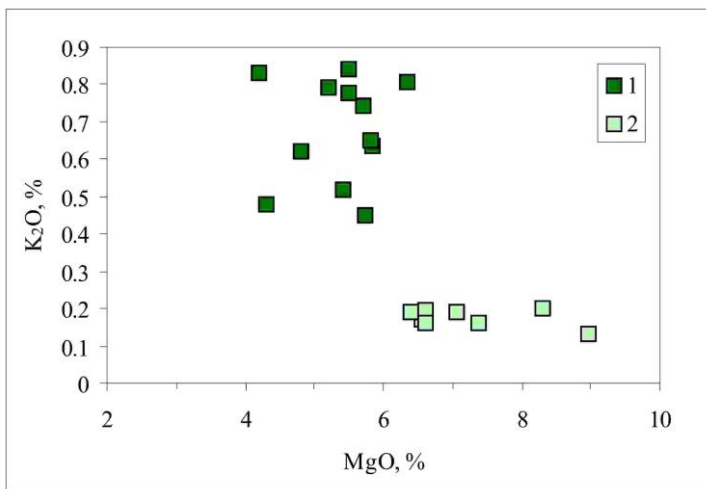


Рис. 51. Диаграмма MgO – K₂O для двух типов (1 и 2) мафических гранулитов Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа [Туркина, Ножкин, 2014]

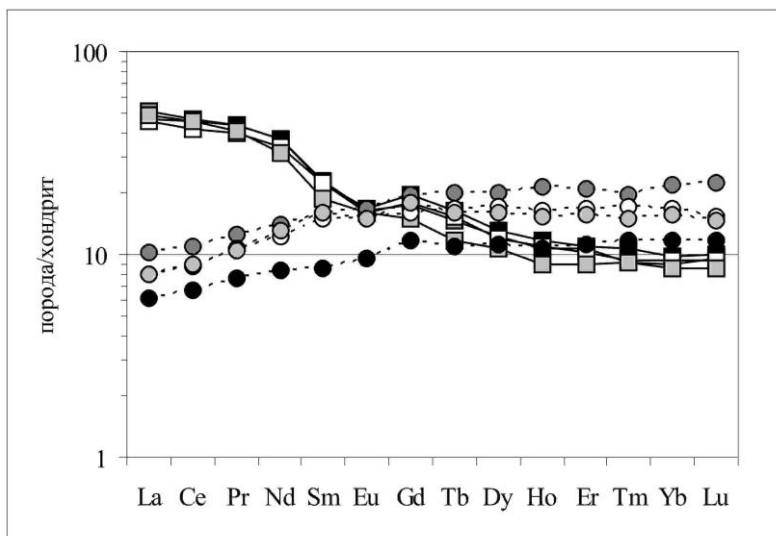


Рис. 52. Распределение РЗЭ для двух типов метабазитов Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа, характеризующихся обогащением и обеднением легкими РЗЭ [Туркина, Ножкин, 2014]

Характерными для метабазитов являются и типы распределения редкоземельных элементов (см. рис. 13а): обедненные легкими РЗЭ, «плоские» или обогащенные легкими РЗЭ (рис. 52). В отличие от метабазальтов и метаандезибазальтов продукты метаморфизма мергелей – смешанных глинисто-карбонатных осадков с близким содержанием SiO_2 – выделяются повышенными концентрациями элементов, характерных для глинистых осадков – Ba, Th, легких РЗЭ, Zr, Nb, и, напротив, обеднены элементами группы железа – Cr, Ni, Co, V.

Трудная и не всегда решаемая проблема – это реконструкция протолитов кристаллических сланцев и гнейсов, которые по кремнекислотности соответствуют магматическим породам среднего и кислого состава. Эти породы могут представлять собой как метаморфизованные вулканиты, так и слабо дифференцированные осадки – граувакки, состав которых приближен к составу магматических источников сноса и слабо изменяется вследствие химического выветривания и фракционирования детритового материала при переносе и седиментации. Предложено несколько приемов идентификации магматических или осадочных протолитов гнейсов. Для разграничения метамагматических и метаосадочных пород с $\text{MgO} < 6\%$ используется функция Д. Шоу [Shaw, 1972]: $DF = 10.44 - 0.21\text{SiO}_2 - 0.32\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.98\text{MgO} + 0.55\text{CaO} + 1.46\text{Na}_2\text{O} + 0.54\text{K}_2\text{O}$. Значения $DF > 0$ соответствуют магматическим протолитам, а $DF < 0$ – осадочным. Для граувакк обычно получаются противоречивые результаты, то есть и положительные, и отрицательные значения.

На примере саксонских гранулитов показано, что парапороды имеют повышенное MgO/CaO (от 1 до 7) и низкое $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ (< 0.2), тогда как ортопороды – низкое MgO/CaO (< 3) [Werner, 1987] (рис. 53). Вместе с тем, как можно видеть на рис. 53, точки гранат-биотитовых гнейсов пересекают границу орто- и парапород, а гиперстенсодержащие и биотитовые гнейсы среднего и кислого состава располагаются в различных полях, и только точки высокоглиноземистых гнейсов сосредоточены в поле парапород.

Некоторые отличия между метамагматическими и метаосадочными породами выявлены по величине La/Th отношения [Rudnick et al., 1985]. Для глинистых осадочных пород La/Th обычно составляет 2.7–3.6, для граувакк в океанических островных

дугах La/Th близко к 4 и снижается до ~ 2 на активных континентальных окраинах. В то же время для магматических пород островных дуг La/Th варьирует от 1 до 10, то есть, несмотря на значительное перекрытие, магматические породы имеют тенденцию к повышенному La/Th.

В пользу осадочного происхождения сланцев и гнейсов свидетельствуют повышенные концентрации элементов группы железа в сочетании с обогащением несовместимыми редкими элементами, особенно Th вследствие сорбции элементов глинистым веществом, о чем упоминалось выше.

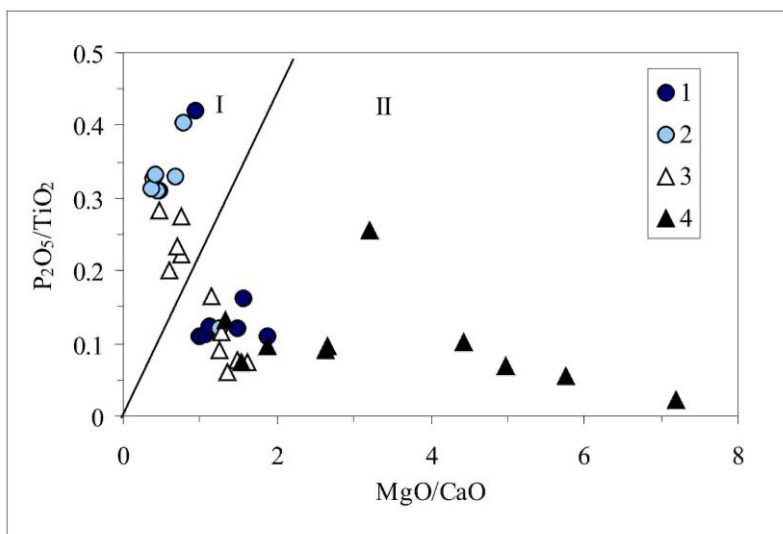


Рис. 53. Диаграмма $\text{MgO}/\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ для гнейсов (гранулитовая фация метаморфизма) Иркутского блока Шарыжалгайского выступа, юго-запад Сибирского кратона.

Гнейсы: 1–2 – гиперстенсодержащие, биотитовые среднего и кислого состава, 3 – гранат-биотитовые, 4 – высокоглиноземистые кордиеритсодержащие (метапелиты). Построено по данным [Туркина, Урманцева, 2009]. Поля по [Werner, 1987]: I – ортопороды, II – парапороды

Важная информация может быть получена при анализе корреляции содержания Th и SiO_2 . Для магматических пород характерна прямая корреляция между этими компонентами, так как

Th как несовместимый элемент накапливается в ходе дифференциации с ростом кремнекислотности. В осадочном процессе в идеале корреляция должна быть обратной, поскольку рост SiO_2 в терригенных осадках – это отражение увеличения доли псаммитовых частиц и прежде всего кварца, тем самым происходит разбавление, и с ростом SiO_2 содержание Th должно снижаться. Для анализа необходим значительный диапазон SiO_2 в исследуемых породах. Практически в метаосадочных породах содержание Th либо сохраняется на одном уровне, либо имеет тенденцию к снижению с увеличением SiO_2 (рис. 54). Анализ данных по гнейсам Иркутского блока Шарыжалгайского выступа показывает, что в высокоглиноземистых гнейсах концентрация Th снижается с ростом кремнекислотности, в гранат-биотитовых остается почти неизменной, тогда как в гиперстенсодержащих и биотитовых – возрастает с ростом SiO_2 . Это свидетельствует в пользу осадочных протолитов для двух первых типов гнейсов и магматических – для последних.

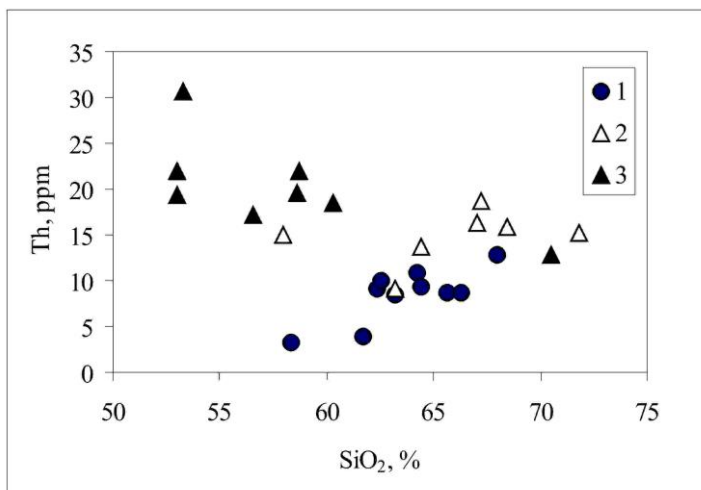


Рис. 54. Диаграмма SiO_2 – Th для гнейсов (гранулитовая фация метаморфизма) Иркутского блока Шарыжалгайского выступа.

Гнейсы: 1 – гиперстенсодержащие, биотитовые среднего и кислого состава, 2 – гранат-биотитовые, 3 – высокоглиноземистые кордиеритсодержащие (метапелиты). Построено по данным [Туркина, Урманцева, 2009]

Следует отметить, что использование предлагаемых приемов не всегда позволяет получить однозначное решение. Например, состав средне-кислых метавулканитов островной дуги и образовавшихся за счет их разрушения вулканогенных метаграувакк различить, в принципе, невозможно. Когда протолит реконструирован, дальнейший анализ, касающийся уточнения характера протолитов и их генезиса, базируется на известных приемах анализа состава осадочных и магматических пород.

ЛИТЕРАТУРА

Жариков В. А., Ходаревская Л. И. Плавление амфиболитов: составы парциальных расплавов при давлении 5–25 кбар // ДАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 799–803.

Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск, Наука, 1981. 200 с.

Мельгунов С. В., Митропольский А. С., Кулик Н. А. Уран и торий в процессе формирования пород зональных метаморфических комплексов // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975. С. 146–151.

Миронов А. Г., Ножкин А. Д., Кренделев Ф. П. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма: Енисейский кряж. Новосибирск, Наука, 1978. 253 с.

Ножкин А. Д., Туркина О. М. Геохимия гранулитов. Тр. ОИГГМ. Новосибирск, 1993. Вып. 817. 219 с.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, Наука, 1975. 342 с.

Румянцев М. Ю., Туркина О. М., Ножкин А. Д. Геохимия шумихинского гнейсово-амфиболитового комплекса Канской глыбы (северо-западная часть Восточного Саяна) // Геол. и геофиз. 1998. Т. 39. № 8. С. 1103–1115.

Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов и их потенциальная рудоносность. М., Недра, 1977. 280 с.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.

Туркина О. М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 41–55.

Туркина О. М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры. Новосибирск, Новосиб. гос. ун-т, 2008. 150 с.

Туркина О. М., Ножкин А. Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной

части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 501–526.

Туркина О. М., Ножкин А. Д. Геохимия и вопросы генезиса метабазитов из гранулитогнейсового комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геохимия. 2014. № 10. С. 892–906.

Туркина О. М., Урманцева Л. Н. Метатерригенные породы Иркутского гранулитогнейсового блока как индикаторы состава и эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 49–64.

Туркина О. М., Ножкин А. Д., Баянова Т. Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 284–306.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989. 590 с.

Хендерсон П. Неорганическая геохимия. М., Мир, 1985. 339 с.

Ayers J. Trace element modelling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 132. P. 390–404.

Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. V. 46. P. 605–626.

Beard J. S., Lofgren G. E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6,9 kbar // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 365–401.

Boynton W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. Henderson P. Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.

Brown L., Klein J., Middleton R., Selwyn Sacks I., Tera F. ^{10}Be in island-arc volcanoes and implications for subduction // Nature. 1982. V. 299. P. 718–720.

Carroll M. R., Wyllie P. J. The system tonalite- H_2O at 15 kbar and the genesis of calc-alkaline magmas // Amer. Mineral. 1990. V. 75. P. 345–357.

Chappell B. W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranite // Lithos. 1999. V. 46. P. 535–551.

Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. 1974. V. 8. P. 173–174.

Coleman R. G., Peterman Z. E. Oceanic plagiogranite // *J. Geophys. Research*. 1975. V. 80. P. 1099–1108.

Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., Chappell B. W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1982. V. 80. P. 189–200.

Condie K. C. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, 4th edition. Butterworth-Heinemann, London. 1997. 282 p.

Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491–504.

Condie K. C., Frey B. A., Kerrich R. The 1.75-Ga Iron King Volcanics in west-central Arizona: a remnant of an accreted oceanic plateau derived from a mantle plume with a deep depleted component // *Lithos*. 2002. V. 64. P. 49–62.

Creaser R. A., Price R. C., Wormald R. J. A-type granites revisited: assessment of the residual-source model // *Geology*. 1991. V. 19. P. 163–166.

Davidson J. P. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zonemagmatism // *Subduction: Top to Bottom*. Geophysical Monograph 96. 1996. P. 251–262.

DePaolo D. J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1981. V. 53. P. 189–202.

DePaolo D. J. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, 1988. 187 p.

Drummond M. S., Defant M. J. A model for trondhjemite-tonalite-decite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res*. 1990. V. 95. P. 21503–21521.

Eby G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. V. 20. P. 641–644.

Eiler J., Crawford A., Elliott T. M. et. al. Oxygen isotope geochemistry of oceanic arc lavas // *J. Petrol*. 2000. V. 41. P. 229–256.

Green T. H., Paerson N. J. Effect of pressure on rare earth element partition coefficients in common magmas // *Nature*. 1983. V. 305. P. 414–416.

Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // *Earth Planet. Science Letter*. 1997. V. 153. P. 197–208.

Förster H.-J., Tischendorf G., Trumbull R. B. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks // *Lithos*. 1997. V. 40. P. 261–293.

Frey F. A., Coffin M. F., Wallance P. J., Weis D. et al. Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean // *Earth Planetary Science Letter*. 2000. V. 176. P. 73–89.

Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001a. V. 42. P. 2033–2048.

Frost C. D., Bell J. M., Frost B. R., Chamberlain K. R. Crustal growth by magmatic underplating: isotopic evidence from the northern Sherman batholith // *Geology*. 2001b. V. 29. P. 515–518.

Frost C. D., Frost B. R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 39–53.

Hanson G. N., Langmuir C. H. Modelling of major and trace elements in mantle-melt systems using trace element approaches // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. Vol. 42. P. 725–741.

Hanson G. N. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 1989. V. 21. P. 79–97.

Harrison T. M., Watson E. B. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 1468–1477.

Hawkesworth C. J., Hergt J. M., Ellam R. M., McDermott F. Element fluxes associated with subduction related magmatism. // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 1991. V. 335. P. 393–405.

Henderson P. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements // *Rare Earth Element Geochemistry* // Ed. P. Henderson. Elsevier, 1984. P. 1–32.

Holtz F., Johannes W. Genesis of peraluminous granite I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities // *J. Petrol.* 1991. V. 32. P. 935–958.

Huang X.-L., Xu Y.-G., Liu D.-Y. Geochronology, petrology and geochemistry of the granulite xenolites from Nushan, east China: implication

for a heterogeneous lower crust beneath the Sino-Korean Craton // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68. P. 127–149.

Humphris S. E. The mobility of the rare earth elements in the crust // *Rare Earth Element Geochemistry*. Ed. Henderson P. Elsevier, Amsterdam, 1984. P. 317–342.

Jahn B. M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*. 2000. V. 23. P. 82–92.

Jenner G. A., Cawood P. A., Rautensvhlein M. et. al. Composition of back-arc basin volcanics, Valu Fa ridge, Lau basin: evidence for a slab-derived component in their mantle source // *J. Volcan. Geotherm. Research*. 1987. V. 32. P. 209–222.

Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // *Ontario Div. Mines. Misc.* 1976. Pap. 66.

Jourdan F., Bertrand H., Schärer U. et. al. Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo Large igneous province, Botswana-Zimbabwe: lithosphere vs mantle plume contribution // *J. Petrology*. 2007. V. 48. P. 1043–1077.

Kelemen P. B., Hanghøj K., Greene A. R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise of Geochemistry*. Oxford: Elsevier, 2003. V. 3. P. 593–659.

Kerr A. C., Fryer B. J. Nd isotope evidence for crust-mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador, Canada // *Chemical. Geol.* 1993. V. 104. P. 39–60.

Kerr A. C., White R. V., Saunders A. D. LIP reading: recognizing oceanic plateaux in the geological record // *J. Petrology*. 2000. V. 41. P. 104–1056.

Kerrick R., Wyman D. A. Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration // *Australian J. Earth Science*. 1997. V. 44. P. 465–487.

Klein E. M., Langmuir C. H. Ocean ridge basalt chemistry, axial depth, crustal thickness and temperature variations in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 8089–8115.

Koester E., Pawley A. R., Fernandes L. A. D. et. al. Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent peraluminous granites in Southern Brazil // *J. Petrol.* 2002. V. 43. P. 1595–1616.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Miner. 1983. V. 68. P. 277–279.

Landenberger B., Collins W. J. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 145–170.

Loiselle M. C., Wones D. S. Characteristics and origin of anorogenic granites // Geol. Soc. America. Abstracts and Programs. 1979. V. 11. P. 468.

Ludden J., Gelinas L. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints // Canadian J. Earth Sci. 1982. V. 19. P. 2276–2287.

Mahoney J. J., Jones W. B., Frey F. A. et al. Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost Keguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian Ocean // Chemical Geol. 1995. V. 120. P. 315–345.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.

Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.

Martin H., Smithies R., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.

McDermott F., Harris N. B. W., Hawkesworth C. J. Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 406–423.

McLennan S. M., Taylor S. R. Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary recycling // Nature. 1980. V. 285. P. 621–624.

Miller C. F., Mittlefehldt D. W. Depletion of light rare earth elements in felsic magmas // Geology. 1982. V. 10. P. 129–133.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American J. Science. 1970. V. 274. P. 321–355.

Montel J.-M. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magma // Chemical Geol. 1993. V. 110. P. 127–146.

Patiño Douce A. E., Harris N. Experimental constraint on Himalayan anatexis // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 689–710.

Patino Douce A. E., Johnston A. D. Phase equilibria and melt productivity in the pelite system: implication for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 107. P. 202–218.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.

Pearce J. A., Baker P. E., Harvey P. K., Luff I. W. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 1073–1109.

Pearce J. A., Parkinson I. J. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // *Magmatic Processes and Plate Tectonics. Spec. Pub. Geol. Soc. London.* 1993. V. 76. P. 373–403.

Pearce J. A., Peate D. W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annual Review of Earth and Planetary Science.* 1995. V. 23. P. 251–285.

Plank T. Constraints from Th/La on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // *J. Petrology.* 2005. V. 46. P. 921–944.

Polat A., Kerrich R., Wyman D. A. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // *Precambrian Research.* 1999. V. 94. P. 139–173.

Polat A., Kerrich R. Archean greenstone belt magmatism and the continental growth-mantle evolution connection: constraints from Th-U-Nb-LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior Province, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 175. P. 41–54.

Puchtel I. S., Haase K. M., Chauvel C. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 1205–1222.

Rapp R. P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 891–931.

Rapp P., Shimuzu N., Norman M., Applegate G. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 Gpa // *Chemical Geology*. 1999 V. 160. P. 335–356.

Rogers N., Macdonald R., Fitton J. G. et al. Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts // *Earth Planetary Science Letter*. 2000. V. 176. P. 387–400.

Rudnick R. L. Making continental crust // *Nature*. 1995. V. 378. P. 571–578.

Rudnick R. L., McLennan S. M., Taylor S. R. Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite terranes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985. V. 49. P. 1645–1655.

Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H., Cotten J., Defant M. 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) // *J. Petrol.* 1996. V. 37. P. 693–726.

Saunders A. D., Norry M. J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol.* 1988. Special Lithosphere Issue. P. 415–445.

Shaw D. M. A review of K – Rb fractionation trends by covariance analysis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1968. V. 32. P. 573–601.

Shaw D. M. Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1970. V. 34. P. 237–243.

Shaw D. M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Canadian J. Earth Sci.* 1972. V. 8. P. 18–35.

Singh J., Johannes W. Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 125. P. 26–44.

Shirey S. B., Hanson G. N. Mantle derived Archaean monzodiorites and trachyandesites // *Nature*. 1984. V. 310. P. 222–224.

Skjerlie K. P., Johnston A. D. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites // *J. Petrol.* 1993. V. 34. P. 785–815.

Stern C. R., Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 123. P. 263–281.

Stolper E., Newman S. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 121. P. 293–325.

Storey M., Kent R., Saunders A. D. et al. Lower Cretaceous volcanic rocks along continental margins and their relationship to the Kerguelin Plateau // *Proceedings of the Oceanic Drilling Program Results.* 1992. V. 120. P. 33–54.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins.* Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.

Sun C.-O., 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. Cosmochim. Acta.* 1974. V. 38. P. 1415–1433.

Sylvester P. J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos.* 1998. V. 45. P. 29–44.

Turkina O. M., Berezhnaya N. G., Lepekhina E. N., Kapitonov I. N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoarchaeon evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 801–817.

Vallier T. L., Jenner G. A., Frey F. A. et al. Subalkaline andesite from the Valu Fa Ridge, a back-arc spreading center in southern Lau Basin: petrogenesis, comparative chemistry, and tectonic implications // *Chemical Geol.* 1991. V. 91. P. 227–256.

Vielzeuf D., Montel J. M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 117. P. 375–393.

Watkins J. M., Clemens J. D., Treloar P. J. Archean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 154. P. 91–110.

Watson E. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 64. P. 295–304.

Werner C. D. Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes // *Gerlands Beitr. Geophys.* 1987. V. 96. P. 271–290.

Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

Whalen J. B., Symes E. C., Stern R. A. Geochemical and Nd isotopic evolution of Paleoproterozoic arc-type granitoid magmatism in the Flin Flon Belt, Trans-Hudson orogen, Canada // *Can. J. Earth Sci.* 1998. V. 36. P. 227–250.

White A. J. R. Sources of granite magmas // *Geol. Soc. America. Abstracts with Programs.* 1979. V. 11. P. 539.

White A. J. R., Chappell B. W. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia // *Circum-Pacific Terranes. Geol. Soc. America, Memoir.* 1983. V. 159. P. 21–34.

White R. V., Tarney J., Kerr A. C., Saunders A. D. et al. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: implications for the generation of continental crust // *Lithos.* 1999. V. 46. P. 43–68.

Woodhead J. D., Eggins S. E., Gamble J. G. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase extraction and a depleted mantle wedge // *Earth Planet. Science Letter.* 1993. V. 114. P. 491–504.

Yogodzinski G. M., Kelemen P. B. Slab melting in the Aleutians: implications of a ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 158. P. 53–65.