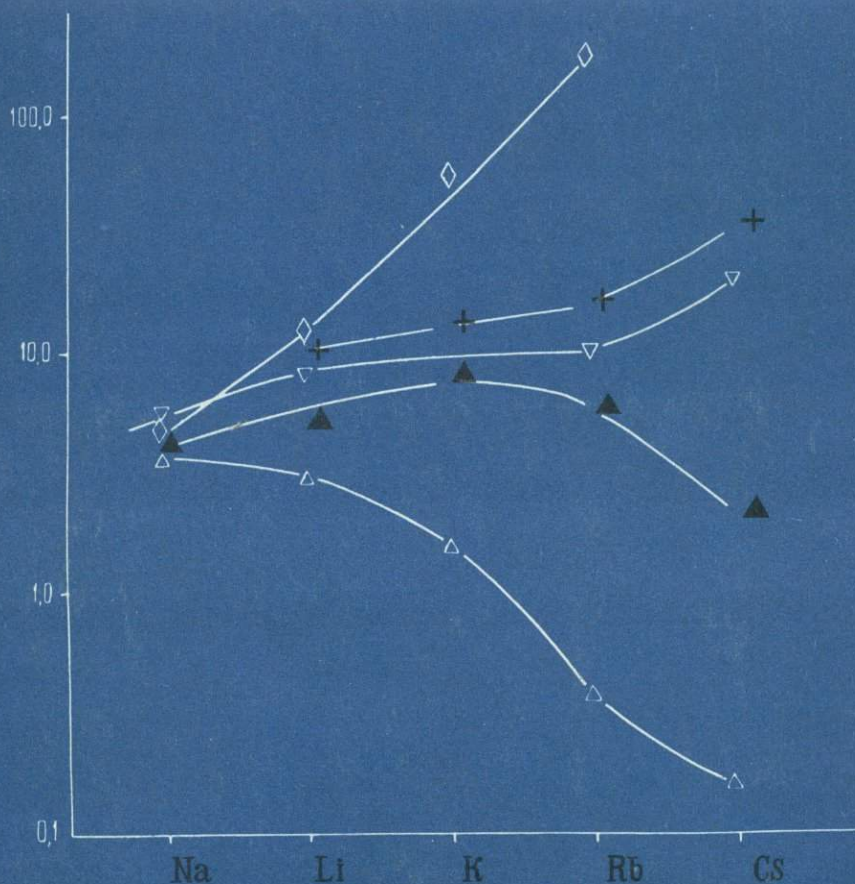


Б.Г. Лутц

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ



I66I

2

Лутц Б.Г.

Хим. состав континентальной коры и верхней.

М., 1975. Гр. 48к.

165	15/11/75		
125	22/1/81		

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
им. О. Ю. ШМИДТА

Б. Г. ЛУТЦ

ХИМИЧЕСКИЙ
СОСТАВ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
ЗЕМЛИ

1661



ИЗДАТЕЛЬСТВО

«НАУКА»

Москва 1975



Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли, Лутц Б.Г. М., "Наука", 1975 г., стр. 1-167.

В монографии обобщены результаты новейших исследований распределения больших и малых химических элементов в породах верхней мантии, гранулит-базитовом и гранито-гнейсовом слоях континентальной коры. Особое внимание уделено химическому составу мантийных пород - включений гранатовых перидотитов и эклогитов в выбросах кимберлитовых трубок взрыва, включений шпинелевых перидотитов в базальтах, а также особенностям состава альпинотипных гипербазитов. Состав континентальной коры рассматривается в рамках ее метаморфической модели. Приводится сводка всех материалов, а также оригинальные исследования автора по химическому составу метаморфических комплексов гранулитовой и амфиболитовой фаций. Обсуждаются роль и значение процессов магматизма и регионального метаморфизма при дифференциации мантийного материала и наращивании континентальной коры.

Табл. 58. Илл. 38. Библ. 301 назв.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук

Ю.М. ШЕЙНМАНН

ВВЕДЕНИЕ

В работе описывается химический состав верхней мантии Земли до глубин примерно в 150–200 км и континентальной коры – ее гранулит–базитового и гранито–гнейсового слоев.

Результат десятилетних работ по Международному проекту "Верхняя мантия" в Советском Союзе и за границей, так же как и многочисленные экспериментальные, петрологические и геофизические специальные исследования, чрезвычайно углубили наши представления о составе глубинных зон земной коры и верхней мантии. Итоги исследований автора в области минералогии, петрографии и петрологии верхней мантии и континентальной коры изложены в монографии "Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии" (Лутц, 1974б), главной целью которой было изучение ступеней минеральных равновесий глубинных пород и оценка температуры и давления, при которых эти породы были сформированы. На первом этапе исследований помимо фактического описания минералогического и петрографического состава пород необходимо было оценить Т–Р–условия их формирования и глубинность. Требовалось доказать, что отдельные группы пород действительно являются мантийными, другие же слагают основание континентальной коры. На этой петрологической основе может быть построена и модель химического состава верхней мантии и континентальной коры.

Предлагаемая работа посвящена особенностям химического состава как отдельных представителей глубинных пород, так и крупных подразделений верхней мантии и континентальной коры. Исследуется распределение макрокомпонентов (на основе силикатных анализов) и многочисленных групп малых или рассеянных компонентов. Эта часть работы опирается на большое число анализов, сделанных автором в химических лабораториях, и на литературные данные.

По–видимому, распределение химических элементов в мантии и коре необходимо рассматривать в рамках петрологических и геологических моделей строения мантии и коры. Это позволяет сразу упорядочить геохимический материал, расклассифицировав его по глубинности и происхождению. Такой способ открывает также большие возможности для суждений о закономерностях распределения и поведения химических элементов, сравнительного анализа, позволяет оценить справедливость тех или иных моделей строения коры и верхней мантии и провести их корректировку.

Необходимость рассматривать геохимию глубинных пород с этих позиций заставляет автора более или менее подробно остановиться на петрологической модели верхней мантии и на петрологической и геологической моделях континентальной коры.

Статическая картина распределения химических элементов в вертикальном разрезе требует объяснения или теории, которая была бы способна определить закономерности распределения изученных элементов, а также предсказать возможное распределение тех элементов, которые не были исследованы. Составы главных подразделений верхней мантии, гранулит–базитового и гранито–гнейсового слоев континентальной коры оказываются существенно различными, причем для целого ряда элементов фиксируется разница в десятки и сотни раз.

Автор всегда был убежден, что земная кора является продуктом дифференциации верхней мантии, она обособилась от верхней мантии и длительно наращивалась в результате двух главных процессов – магматического и метаморфического. Объективность требует упомянуть, что имеется и противоположная

точка зрения, отрицающая идею дифференциации мантии. В противовес предлагается кора "насыпного" типа, когда ядро, мантия и кора были сформированы путем последовательной аккумуляции протопланетного вещества различного химического состава. Такие идеи поддерживаются рядом геологов, которые считают, что кора и мантия существуют изначально, и выделяют мантийные и коровые сообщества малых и рудных элементов. Опыт геологической работы не позволяет автору согласиться с такой точкой зрения.

В работе рассматриваются два механизма обособления из мантии корового материала — магматический и метаморфический. Предварительно можно сказать, что в верхней мантии выплавляются магмы, по составу отличающиеся от мантийного материала. В таких магмах происходит существенное накопление целого ряда элементов, и тем более, чем больше глубина выплавления. Подымаясь к поверхности, такие магмы приносят в кору вещество, отличное по составу от мантийного. Изучение метаморфических комплексов, слагающих кристаллическое основание континентальной коры, убеждает в том, что процесс формирования гранитного слоя, несомненно, протекает под действием подкоровых трансмагматических растворов, несущих тепло и ряд химических элементов. В результате изменяется химический состав, который для гранулит-базитового и гранитного слоев существенно различается. Устанавливается многократное обогащение гранитной оболочки рядом элементов и дифференцированное строение верхней мантии и континентальной коры.

Доказывается, что геохимическое поведение химических элементов строго дифференцировано и определяется их химическими свойствами. Выделяется группа когерентных элементов, геохимическое поведение которых в процессе магмообразования и метаморфизма обуславливается такими их качествами, как тугоплавкость или легкоплавкость. Поведение другой группы — некогерентных элементов — обусловлено другими свойствами. Эти элементы могут интенсивно накапливаться в магматических продуктах и метаморфизующих растворах. Для объяснения накопления некогерентных элементов предлагается механизм кислотного выщелачивания, существо которого заключается в том, что ювенильные подкоровые растворы, обогащенные восстановленными формами летучих компонентов, обладают высокой кислотностью и, реагируя с породами мантийного субстрата, выщелачивают элементы, занимающие в ряду кислотно-основных свойств наиболее щелочную позицию.

При сборе геохимических материалов, химических анализах и обсуждении геохимических проблем неизменную помощь автору оказывали Д.А. Минеев, Е.Д. Осокин, Н.И. Тихомирова, В.С. Гладких, А.С. Павленко, В.И. Кицул, В.С. Шкодзинский, И.А. Петерилье, З.Т. Катаева, Э.И. Пополитов.

Все главы монографии автор неоднократно обсуждал с Ю.М. Шейнманном, помощь которого была огромна. В.В. Белоусов неизменно поддерживал автора во всех его начинаниях. Его внимательное отношение и идейное руководство в значительной мере способствовало появлению настоящей книги. Всем перечисленным товарищам автор выражает искреннюю признательность и благодарность.

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

В науках о Земле вопрос о составе и строении глубинных зон является одним из важнейших. Особый интерес к большим глубинам появился у геологов в последнее время, когда стало совершенно очевидно, что наблюдаемые на поверхности геологические явления – тектонические, магматические и метаморфические – имеют свои причины в процессах, протекающих в нижних частях земной коры и в мантии. Однако имеющиеся представления о строении и составе глубинных зон страдают большой неопределенностью и гипотетичностью.

Сейсмические исследования расшифровывают современную структуру коры и мантии. Карты и разрезы, построенные по сейсмическим данным, фиксируют целый ряд границ, разделяющих однородные по физическим параметрам комплексы и слои в нижних горизонтах земной коры и мантии. Интерпретация таких материалов противоречива, так как фактически остается неизвестным вещественный состав выделяемых горизонтов и прослоев.

В настоящее время имеется два источника информации о вещественном составе верхней мантии: 1) астрономические сведения о распространенности химических элементов в звездах, планетах и данные изучения метеоритов; 2) данные по аналитическому изучению земных пород мантийного происхождения.

Каменные метеориты как возможные представители мантийного вещества

Один из источников наших представлений о составе мантийного вещества основан на данных глобальной космической геохимии, гипотезах об общем составе Вселенной, Солнечной системы, планет и метеоритного вещества. Это путь от общего к частному. Аналитическая и цифровая база при этом способе опирается на спектрометрическое определение состава солнечной хромосферы и атмосферы отдельных планет, геохимическом изучении метеоритов, упавших на Землю, а в последние годы в связи с бурным развитием космических исследований и на непосредственном изучении лунного вещества и состава планет Марса и Венеры.

До недавнего времени этот метод был единственным, позволявшим так или иначе представлять состав верхней мантии, и известен в литературе под названием метеоритной гипотезы. Она допускала, что метеориты являются остатками разрушенной планеты земного типа и отдельные разновидности метеоритов отвечают по составу разным внутренним оболочкам Земли.

Поскольку нас интересует состав мантийного вещества, остановимся только на каменных метеоритах. Материалы о составе их многочисленны. Из обобщающих работ следует указать на книгу Б.Мэйсона (1965); сводные материалы по отечественным данным о метеоритах приводятся у С.П.Соловьева (1970). Каменные метеориты делятся на две группы: хондриты, близкие к ультраосновным земным породам, и ахондриты, близкие к земным базальтам и по сравнению с хондритами гораздо менее распространенные. Ниже в работе будут показаны черты сходства и различия хондритов, земных ультраосновных пород и ксенолитов мантии в трубках взрыва. Составы и химические анализы ахондритов следует использовать при сравнительном анализе их с земными базальтами.

В последние годы благодаря успехам космических исследований стал известен состав лунных пород. Имеется большое количество аналитических дан-

Таблица 1

Гипотетический состав (вес. %) верхней мантии (оценен по аналогии с метеоритами)

Компонент	Mason, 1966	Ringwood, 1966
SiO ₂	48,09	43,25
MgO	31,15	38,10
FeO	12,71	9,25
Fe ₂ O ₃	-	-
Al ₂ O ₃	3,02	3,90
CaO	2,32	3,72
Na ₂ O	1,13	1,78
K ₂ O	0,13	-
Cr ₂ O ₃	0,55	-
MnO	0,43	-
P ₂ O ₅	0,34	-
TiO ₂	0,13	-
Сумма	100,00	100,00

ных. Большинство проанализированных пород близко по составу к базальтам и характеризует вещество лунной коры.

Гипотетический состав мантии приведен в табл. 1. По Мэйсону (Mason, 1966), мантия имеет состав силикатной фазы бронзитовых хондритов, а ядро сложено железо-никелевой фазой этих метеоритов вместе с троилитом. Рингвуд (Ringwood, 1966) исходил из состава углистых хондритов, считая, что ранние процессы кумуляции привели к частичной потере летучих, восстановлению окислов и формированию металлического ядра, захватившего часть кремнезема. Поэтому метеоритная модель мантии Рингвуда содержит меньше кремнезема, чем Мэйсона.

Состав мантии, оцененный по каменным метеоритам, эквивалентен составу земных ультраосновных пород. Сравнение химии метеоритов с земными породами может дать приемлемую модель образования и дифференциации Земли; и надо сказать, что хондритовая модель может быть согласована с большим числом химических и геофизических данных.

Особо значительным доводом в поддержку хондритовой гипотезы служит тот факт, что средний хондрит выделяет столько же радиоактивного тепла на 1 г вещества, сколько и вся Земля в целом (Birch 1965; MacDonald, 1959; Shaw, 1968). Но в то же время хондритовая гипотеза по-прежнему полностью не доказана; больше того, в последнее время появляется целый ряд работ, высказывающих сомнения в ее истинности. Так, сравнение земных пород и метеоритов по соотношению изотопов стронция, рубидий-стронциевому отношению, калий-урановому отношению показывает очень большую разницу и несоответствие между хондритами и земными породами и близость последних к ахондритам. Гаст (Gast, 1960, 1965), Тилтон (Tilton, Reed, 1963), Вассербург (Wasserburg, MacDonald, Hoyle, 1964) указали на проблемы, связанные с интерпретацией результатов по рассеянным элементам, и поставили вопрос о том, что химический состав Земли может быть ближе к составу ахондритов, чем хондритов, т.е. сформулировали вторую гипотезу ахондритовой Земли и ее мантии.

Гаст (Gast, 1960) показал, что величина отношений изотопов стронция Sr^{87}/Sr^{86} для земных пород составляет 0,702–0,742, для хондритов же 0,739–0,811, в то время как ахондриты характеризуются низкой (земной) величиной отношения. Поэтому Гаст считает, что ахондритовая гипотеза более приемлема. Изотопные соотношения стронция обсуждались Э.К.Герлингом, М.Л.Яшенко и Э.С.Варшавской (1968), которые показали, что к моменту образования земной коры изотопный состав первоначального стронция полностью совпадает с таковым в хондритах (в первичном веществе Земли $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,700$, а в хондритах — 0,699).

Гаст (Gast, 1960) также обсуждал геохимическое значение отношения K/Rb , полагая, что наиболее высокие значения этого отношения характерны для более примитивных исходных пород, и считая на этом основании, что именно ахондриты, а не хондриты являются исходным веществом Земли. Как будет показано при обсуждении распределения калия и рубидия в земных породах, геохимическое значение этого отношения более сложно.

Вассербург с соавторами (Wasserburg, MacDonald, Hoyle, 1964) отрицают хондритовую модель на том основании, что величина отношения K/U в земных породах почти на порядок отличается от хондритового. Но в то же время они не являются сторонниками и ахондритовой модели, которая также противоречит закономерностям баланса радиоактивных элементов в земных породах.

В работах ряда авторов (Ringwood, 1961; Taylor, 1964b,c; Birch, 1965; Shaw, 1968) не все хондриты, а только углистые хондриты первого типа (например, хондрит Оргуэл) принимаются за исходную модель состава Земли.

Кроме непосредственно аналитического материала по космическим объектам имеются гипотетические представления о составе верхней мантии, основанные на петрологических или геохимических соображениях, как например, пиролит Рингвуда.

В своих представлениях о составе верхней мантии Рингвуд исходил из идеи недифференцированной, усредненной мантии, которая при фракционном плавлении должна давать базальтовую магму и в остатке дунит альпийского типа. Соответственно средней состав мантийного вещества может быть рассчитан и приравнен к смеси четырех частей дунита и одной части базальта. Смесь получила название пиролита. Позже Рингвуд рассматривал смесь с соотношением дунита и базальта 3:1 как наиболее вероятную и полагал, что состав верхней мантии может варьировать по соотношению дунита и базальта от 1:1 до 4:1. Пиролитовая модель Рингвуда пользуется широкой известностью из-за здравой идеи, положенной в ее основу, а главным образом потому, что никакой другой модели химического состава верхней мантии не было предложено. Следует иметь в виду, что это чисто гипотетическая модель верхней мантии.

Такой же гипотетический состав для верхней мантии был предложен Никколдсом (Nicholls, 1967), который складывал мантийное вещество из трех составляющих: 1) летучих соединений вулканов, 2) базальтовой лавы и 3) глубоководных гипербазитов как пород остаточных после отделения базальтов.

Несмотря на привлекательность тех или иных гипотетических представлений, они остаются гипотетическими и, как правило, лишены конкретной убедительности. Вопрос о том, какой же химический состав имеет верхняя мантия, по-прежнему остается открытым. Однако проблема химического состава верхней мантии и основания земной коры не так уж безнадежна, как может показаться на первый взгляд. Большой глубинный материал имеется уже сейчас. Это породы глубоко эродированных участков древних щитов; это ультраосновные и основные магматические породы мантийного происхождения; это глубинные ксенолиты в вулканических аппаратах и особенно в диатремах кимберлитовых и базальтовых трубок взрыва.

В этом отношении второй путь познания состава глубинного вещества — изучение химического состава земных глубинных пород — представляется чрезвычайно перспективным. Многочисленные кимберлитовые трубки в Сибири, Африке, Австралии, Америке выносят большое количество обломков пород с са-

мых различных горизонтов земной коры, а также редкие, но в целом достаточно многочисленные включения пород из верхней мантии. Такой материал в последнее время интенсивно изучается и дает огромную информацию о составе глубинных горизонтов коры и мантии. Современные успехи экспериментальной и теоретической петрологии позволяют оценивать глубину формирования пород и на этой базе делать очень конкретные выводы относительно состава верхней мантии и ее неоднородностей в вертикальном и латеральном направлениях.

Земные ультраосновные породы как представители мантийного вещества

Данные космохимии и аналогии с метеоритами указывают на ультраосновной состав мантии Земли. Из земных пород возможными представителями верхней мантии являются ультраосновные породы, физические свойства которых — плотность, скорость прохождения упругих колебаний и другие свойства — вполне согласуются с геофизическими характеристиками верхней мантии.

Детальный обзор всех земных ультрабазитов как возможных представителей мантийного вещества был сделан Уилли (Willie, 1969, 1970). Проблема обсуждалась также Россом с соавторами (Ross, Foster, Myers, 1954), Куно (Kuno, 1960), В.С.Соболевым и Н.В.Соболевым (1964), Дентексом (DenTex, 1968), Джаксоном (Jackson, 1968), О'Хара (O'Hara, 1968), Макгрегором (MacGregor, 1968), Матисом с соавторами (Mathias, Siebert, Rikwood, 1970), Куширо (Kushiro, 1972), и В.С.Соболевым (1973).

Несмотря на расхождения в деталях, общие выводы достаточно единодушны. Среди земных ультрабазитов могут быть выделены шесть крупных классов: 1) ультрабазиты в расслоенных габбровых и диабазовых интрузиях; 2) ультрабазиты в щелочных магматических комплексах, в том числе кимберлиты; 3) альпинотипные гипербазиты в офиолитовых поясах и корневых частях подвижных зон; 4) океанические гипербазиты, драгированные в областях срединно-океанических хребтов и рифтов; 5) ксенолиты или нодулы ультраосновных пород (шпинелевых перцолитов) в щелочных базальтах; 6) ксенолиты или нодулы гранатовых перидотитов (и эклогитов) в трубках взрыва кимберлитов и базальтов.

Естественно, первые две группы ультраосновных пород не могут быть представителями ультраосновной мантии. Ультрабазиты стратиформных и расслоенных интрузий являются дифференциатами основной магмы, а ультрабазиты щелочных комплексов являются глубинными выплавками, близкими к пикритами. Четыре же последних класса ультраосновных пород могут рассматриваться как представители мантийного вещества.

Альпинотипные гипербазиты

Большинство гипербазитовых пород подвижных поясов объединяется под общим названием альпинотипных. Это крупные и небольшие тела, встречаются в деформированных толщах. Первичный петрогенезис этих пород затушевывается процессами позднейшего метаморфизма и метасоматоза, и поэтому проблема происхождения альпинотипных гипербазитов чрезвычайно дискуссионна. Обзор всех представлений о генезисе альпинотипных гипербазитов дан у Хесса (Hess, 1966) и Уилли (Willie, 1970). В Советском Союзе петрологией альпинотипных гипербазитов многие годы успешно занимался Г.В.Пинус (1971).

В последнее время большинство исследователей приходит к выводу, что преобладающая часть массивов альпинотипных гипербазитов является не интрузиями, а протрузиями или блоками мантийного вещества, тектонически перемещенными в верхние горизонты. Вещество альпинотипных гипербазитов считается принадлежащим к самым верхам мантии.

Дентекс (DenTex, 1968) и Уилли (Willie, 1970) предлагают разделить альпинотипные гипербазиты на две подгруппы: 1) офиолитовую серию и 2) гипербазиты корневых частей орогенических зон.

Геология офиолитовых поясов недавно подробно рассмотрена А.Л.Книппером и М.С.Марковым (1968, 1973). Интересно, что ультрабазиты с габброидами в офиолитовых поясах имеют гораздо более древний возраст, чем спилиты и яшмы, что служит доводом в пользу их протрузивного внедрения в офиолитовые пояса.

В подгруппу гипербазитов корневых частей орогенных поясов включены ультрабазиты, залегающие среди метаморфических кристаллических пород в корневых частях подвижных поясов. Их протрузивное внедрение происходит не на начальных стадиях геосинклиналильного развития, но много позже, уже в орогенную стадию, предшествуя появлению гранитов.

Гипотеза твердой протрузии как механизма внедрения альпинотипных гипербазитов в настоящее время широко принята. Серпентинизация и позднейшие изменения затушевывают особенности первичной мантийной кристаллизации альпинотипных гипербазитов, однако редкая встречаемость полевых шпатов и частое нахождение шпинелидов в их составе позволяют допустить, что формировались они на глубине около 25–30 км (в экспериментах переход шпинелевых перидотитов в плагиоклазовые осуществляется при 7–8 кбар).

Кроме протрузивных альпинотипных гипербазитов имеются очень редкие магматические внедрения так называемых горячих гипербазитов с хорошо выраженным температурным и метаморфическим воздействием на вмещающие породы. Такие высокотемпературные перидотиты известны на мысе Лизард в Англии, на Аляске, на горе Альберта в Канаде и в Новой Зеландии. По-видимому, это редкие образования. По геохимическим особенностям они отличаются от альпинотипных гипербазитов. Подробно рассматривать мы их не будем.

В орогенных областях известны редкие интрузии гранатовых перидотитов, например перидотиты Кальскаретта в Норвегии. О'Хара и Мерси (O'Hara, Mersey, 1963) установили, что эти интрузии не находятся в равновесии с окружающими алмадин-роговообманковыми сланцами, а Карсвелл (Carswell, 1968) пришел к выводу, что их структурные взаимоотношения указывают на тектоническое внедрение гранатовых перидотитов в виде относительно холодных протрузий.

Океанические гипербазиты

В последние годы большое число образцов ультраосновных пород было поднято со дна океанов, в районах рифтовых ушельев Срединно-Атлантического, Срединно-Индокоеанического и Тихоокеанического хребтов. Это серпентиниты и серпентинизированные перидотиты и дуниты. Предполагается, что они являются представителями мантийного вещества.

Впервые Хесс (Hess, 1964) описал минералогию и химизм океанических гипербазитов и предположил, что третий слой океанической коры сложен серпентинизированными мантийными перидотитами.

Потом океанические гипербазиты были изучены на островах Св.Петра и Св.Павла в тропической части Срединно-Атлантического хребта. Они представлены серпентинизированными и милонитизированными гипербазитами. Считается, что они являются мантийными блоками перидотита, тектонически перемещенными вверх. Мелсон с соавторами (Melson et al., 1967) описали три типа милонитизированных перидотитов со шпинелью и роговой обманкой и пришли к выводу, что кристаллизация пород происходила на глубине 30 км, позже они были перемещены на дневную поверхность.

Миширо с соавторами (Miyahiro, Shido, Ewing, 1969) сделали обзор серпентинизированных перидотитов из срединно-океанических хребтов и пришли к выводу, что серпентиниты образовались за счет гетерогенного мантийного перидотита. Из более поздних работ следует отметить работы Тайера (Thayer, 1969) и Бонатти (Bonatty, Nonnogs, 1970).

Большая работа по изучению петрологии и геохимии океанических гипербазитов была проделана Л.В.Дмитриевым (1973а,б). Согласно его исследова-

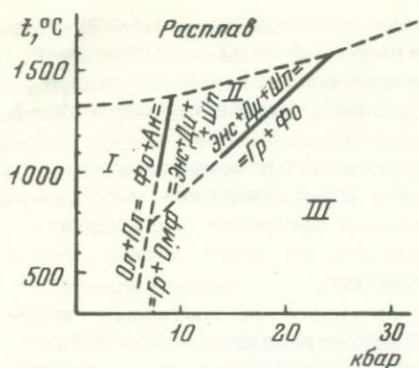


Рис. 1. Диаграмма фаций и минеральных ступеней ультраосновных пород с полями плагиоклазовых (I), шпинелевых (II) и гранатовых (III) перидотитов

Условные обозначения к рис. 1 и 3.

Оли - оливин; Фо - форстерит; Пл - плагиоклаз; Омф - омфациит; Ан - анортит; Энс - энстатит; Ди - диопсид; Шп - шпинель; Гр - гранат; Кв - кварц; Ки - кианит; Гросс - гроссулярь

ниям, для драгированных обломков океанических гипербазитов характерна поразительная однородность и однотипный состав, исчерпывающийся двумя разновидностями - лерцолитами и гарцбургитами. Необходимо заранее подчеркнуть, что по геохимическим данным (Vinogradov, Dmitriev, Udintsev, 1971; Дмитриев, 1973б) океанические гипербазиты отличаются от своих континентальных аналогов.

Следующая группа ультраосновных пород - это включения перидотитов в трубках взрыва кимберлитов и щелочных базальтов. Они изучались автором детально, и поэтому на них мы остановимся подробнее.

Глубинные включения в кимберлитовых и базальтовых трубках взрыва

Взрывные аппараты базальтовых и особенно кимберлитовых трубок выносятся на поверхность ксенолиты разнородного глубинного материала. Характерно, с одной стороны, большое разнообразие таких чуждых кимберлитовой магме включений, что свидетельствует о гетерогенном и сложном составе низов коры и мантии. А с другой стороны, и сами включения, и группы включений повторяются от района к району и по существу оказываются одинаковыми для Сибири, Африки, Австралии, что говорит о том, что такие включения отнюдь не случайны, а типичны и характеризуют состав крупных подразделений земной коры в верхней мантии.

В кимберлитовых трубках взрыва обнаруживаются включения: 1) ультраосновных пород, недосыщенных кремнеземом и содержащих в своем составе оливин, и 2) пород основного состава, насыщенных кремнеземом. Фациальная классификация ультрабазитов по Т-Р-условиям их кристаллизации и соответственно глубинности детально разобрана в предыдущей монографии (Лутц, 1974б). Изучены природные реакции превращения одних минеральных парагенезисов в другие при изменении параметров температуры и давления. На природном материале подтвержден вывод о выделении трех главных фаций перидотитов - малоглубинных плагиоклазовых, среднеглубинных шпинелевых и наиболее глубинных гранатовых перидотитов. Схема фациальной классификации перидотитов приведена на рис. 1. Соответственно можно обособить малоглубинную группу - альпинотипных гипербазитов, поскольку в них встречается ассоциация оливина с плагиоклазом, среднеглубинную - включений шпинелевых лерцолитов в базальтах и наиболее глубинную группу - включений гранатовых перидотитов из кимберлитовых трубок взрыва.

Включения шпинелевых перидотитов широко известны в щелочно-оливиновых базальтах и кимберлитах. Наоборот, для толеитовых базальтов они не характерны и встречаются в единичных случаях. Представлены они в подавляющем большинстве лерцолитовыми разностями. Глубину формирования шпинелевых лерцолитов необходимо ограничить 75 км, так как, судя по экспериментальным данным, предельное давление устойчивости ассоциации Оливин+Энстатит+Диопсид+Шпинель составляет 25 кбар.

Уилли (Willie, 1970) считает, что эти породы достигали равновесия в условиях верхов мантии. Голс (Goles, 1967), Марти и Штубер (Murty, Stuber, 1967) считают их остаточными мантийными породами после выплавления базальтовой магмы. Петрология и генезис перидотитовых включений в базальтах рассмотрены также в работах Макгрегора (MacGregor, 1968), О'Хары (O'Hara, 1968), Джексона (Jackson, 1967, 1970), Дентекса (Den Tex, 1968). Нагасава с соавторами (Nagasawa et al., 1969), изучая распределение во включениях шпинелевых перидотитов редких земель, пришли к выводу, что они не имеют прямой генетической связи с вмещающими базальтами и являются обломками мантийного вещества. Харрис с соавторами (Harris, Hutchison, Paul, 1972) отмечают поразительно однообразие ультраосновных включений в базальтах, представленных почти исключительно перидотитами. Другие разновидности — дуниты, вебстериты — встречаются очень редко. Результаты многочисленных анализов ультраосновных включений в базальтах свидетельствуют о высоком постоянстве состава ксенолитов в одном местонахождении и некоторых различиях между ксенолитами из разных провинций, что служит подтверждением латеральной неоднородности мантии.

Петрологические и химические исследования включений перидотитов и вмещающих базальтов показывают, что включения не связаны с вмещающими базальтами и однообразие их состава обусловлено происхождением из относительно однотипных ультраосновных глубинных слоев верхней мантии. Исследуя геохимию этих пород, необходимо ответить на вопрос — представляют ли они вещество недифференцированной мантии, или это ее тугоплавкий остаток после выплавления базальтов?

Гранатовые перидотиты и эклогиты — это полнокристаллические крупнозернистые породы, представленные ксенолитами (нодулями) в трубках взрыва кимберлитов и некоторых щелочных базальтоидов. В кимберлитовых трубках Сибири преобладают включения перидотитов, хотя эклогитовые парагенезисы основного состава представлены также достаточно широко. Минералогическая классификация таких пород может быть представлена на основе тетраэдра с вершинами — оливин, энстатит, диопсид, гранат — и основывается на различном соотношении перечисленных минералов (рис. 2).

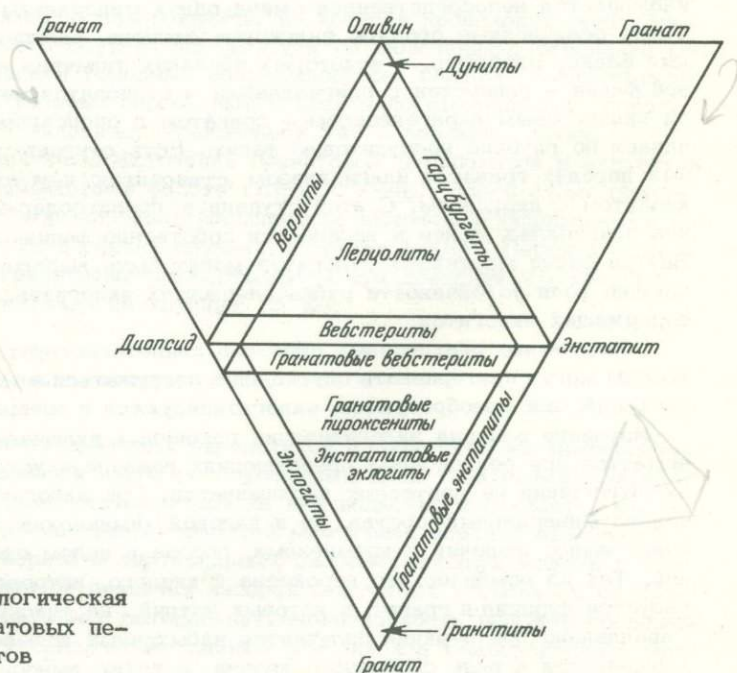


Рис. 2. Минералогическая классификация гранатовых перидотитов и эклогитов

Выделяются гранатовые перцолиты, гранатовые верлиты, гранатовые гарцбургиты и оливиниты. Перцолиты, как занимающие основной объем тетраэдра, пользуются наибольшим распространением и составляют 70% от всех включений. Остальные разновидности представлены меньше с некоторым преобладанием гранатовых оливинитов и гарцбургитов над верлитами. Все разновидности ультраосновных гранатовых пород можно объединить под общим названием гранатовых перидотитов.

Безоливиновая плоскость тетраэдра с вершинами — гранат, энстатит, диопсид — представляет серию основных пород, насыщенных кремнеземом. Эклогиты смыкаются с энстатитовыми эклогитами и, наконец, с гранатовыми вебстеритами. Выделяются также породы, близкие к мономинеральным, — энстатититы, гранатиты. Резкая разница между выделенными разновидностями отсутствует, в том числе и между основными и ультраосновными. Больше того, в крупных образцах сложного состава сосуществуют разные парагенезисы и можно дать разные названия для частей одного и того же образца.

Большая группа эклогитовых включений неоднородна по своему составу и, по-видимому, гетерогенна, т.е. имеет различное происхождение. Есть разновидности эклогитов, тесно связанные с перидотитами, они иногда обнаруживаются как части неоднородных перидотитовых включений. В то же время прослеживается линия эклогитов, происходящих за счет эклогитизации коровых основных кристаллических сланцев.

Так, среди включений основного состава выделяются следующие группы образцов (в порядке увеличивающейся глубинности):

большая группа кристаллических сланцев гранулитовой фации, которые подобны гранулитовым породам из глубоко эродированных участков древнейших щитов;

группа переходных эклогитоподобных пород, сложенных магниальным гранатом, моноклинным пироксеном и плагиоклазом; иногда с кианитом или роговой обманкой;

группа включений, относящихся к фации мантийных эклогитов (пирролсодержащие эклогиты, редкие разновидности рубин- и алмазсодержащих эклогитов и гроспидитов).

Среди включений в трубках взрыва встречаются редкие образцы, в которых наблюдается непосредственная смена одних минеральных ассоциаций другими. Такие реакционные образцы фиксируют ступени, разграничивающие минеральные фации. Например, в некоторых образцах типичная ассоциация гранулитовой фации — гиперстен с плагиоклазом — становится неустойчивой и замещается эклогитовым парагенезисом — гранатом с диопсидом. Эта ступень ограничивает по глубине гранулитовую фацию. Есть ступень, где в эклогитоподобных породах гранат с плагиоклазом становится неустойчивым и замещается кианитом с диопсидом. С этой ступени в гранатсодержащих породах неустойчив плагиоклаз, с нее и начинается собственно фация мантийных эклогитов. Внутри фации мантийных эклогитов могут быть выделены ступени, ограничивающие поля устойчивости рубинсодержащих эклогитов, гроспидитов и алмазсодержащих эклогитов.

Обнаружение реакционных образцов свидетельствует о том, что коровые породы могут претерпевать опускания и погружаться в мантию; пересекая границы фаций, они преобразуются, эклогитизируются и превращаются в эклогиты.

Изучение реакций эклогитизации глубинных включений и расчеты баланса вещества при реакционных превращениях позволили установить, что реакции эклогитизации не протекают изохимически. При эклогитизации изменяется не только минеральный состав, но и валовой химический состав породы. Происходит вынос щелочей и кремнезема, порода в целом становится более основной. Так из ромбического пироксена и кислого, натрового, плагиоклаза образуется диопсид и гранат, в которых натрий не фиксируется, а выносятся. Параллельно при реакции получается избыточный кремнезем, который не откладывается в виде свободного кварца, а также выносятся из породы.

матизма и можно ли их интерпретировать на основе сбросов глубинных ксенолитов?

Наиболее полные сведения по всем этим вопросам опубликованы для трубки Мир. Именно на этой трубке впервые стали изучаться включения гранатовых перидотитов и эклогитов (Бобриевич и др., 1959), и здесь были обнаружены наиболее глубокие включения алмазосодержащих эклогитов (Соболев, Кузнецова, 1966). Здесь же имеются материалы по глубинному сейсмическому зондированию и геофизические разрезы коры и верхней мантии.

Кимберлитовая трубка Мир расположена в переходной зоне между двумя крупнейшими платформенными структурами — Анабарской антеклизой и Тунгусской синеклизой. Кимберлитовая магма выносит на поверхность достаточно обильный мантийный материал — включения перидотитов и эклогитов, наоборот, ксенолиты нижних частей коры почти отсутствуют.

Большой вклад в изучение ксенолитов трубки Мир внесли исследования А.И.Пономаренко (1971). Учитывая его данные, можно прийти к следующим выводам относительно статистического распределения глубинных ксенолитов в трубке Мир.

Гипербазиты пользуются наиболее широким распространением и составляют около 95% от общего количества глубинных включений в кимберлитах трубки Мир. По минералогическому признаку среди них выделяются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, вебстериты и энстатиты. Среди этих пород отмечаются шпинелевые, шпинель-гранатовые и гранатовые разновидности.

Дуниты составляют не более 1–2% от общего количества ультраосновных ксенолитов. Основным материалом, слагающим эти породы, является оливин; второстепенное значение принадлежит хромшпинелидам, гранатам, ромбическим и моноклиным пироксенам.

Гарцбургиты распространены более широко и составляют около 15% от общего числа включений. Среди них также выделено три разновидности: шпинелевые, шпинель-гранатовые и гранатовые гарцбургиты.

Лерцолиты — наиболее распространенный тип ультраосновных включений (они составляют около 80%). Они подразделяются на две разновидности: шпинель-гранатовые и гранатовые лерцолиты.

Верлиты представлены единичными ксенолитами. По минеральному составу выделены гранатовые и безгранатовые разновидности.

Вебстериты трубки Мир не имеют безгранатовых аналогов. Шпинель-гранатовые разновидности состоят из ромбического пироксена, клинопироксена, хромшпинелидов и граната. Гранатовые вебстериты представлены ромбическим пироксеном, моноклиным пироксеном, гранатом и очень редко флогопитом (до 3%).

Энстатиты относятся к числу мало распространенных пород. Здесь выделено три разновидности: шпинелевые, шпинель-гранатовые и гранатовые энстатиты.

Наконец, в трубке Мир А.И.Пономаренко (1971) были описаны особые и редкие разновидности ильменитсодержащих гипербазитов, сложенные пикроильменитом, оливином, ромбическим и моноклиным пироксеном. Выделяются безгранатовые и реже гранатовые разновидности ильменитовых гипербазитов.

Среди включений эклогитов трубки Мир преобладают пироп-диопсидовые, сложенные магнезиальным гранатом (25–50%) и моноклиным пироксеном. Меньше распространены энстатитовые эклогиты, содержащие энстатит (10–20%) вместе с гранатом и диопсидом. К редким разновидностям эклогитов этой трубки относятся алмазосодержащие эклогиты, которые детально описаны Н.В.Соболевым (Соболев, Кузнецова, 1966; Соболев, 1971). Они более железисты, чем обычные разновидности эклогитов, и содержат в своем составе больше титана и щелочей.

Глубинные ксенолиты из кимберлитовой брекчии трубки Мир характеризуют состав верхней мантии, которая здесь представлена перидотитами с подчиненным развитием эклогитов. Кровля верхней мантии сложена шпинелевыми разновидностями ультраосновных пород — лерцолитами, гарцбургитами, дунитами,

которые с глубиной переходят в шпинель-гранатовые разновидности. Ниже, с 75 до 150 км, широко развиты гранатовые перидотиты с редкими телами пироп-диопсидовых и энстатитовых эклогитов.

Пестрый петрографический состав гипербазитового слоя подчеркивает его гетерогенное строение, но преобладающими разновидностями среди слагающих его пород являются шпинель-гранатовые и гранатовые лерцолиты, составляющие, по-видимому, около 80% общего объема ультраосновных пород.

В районе г. Мирный, где расположена трубка Мир, установлен следующий сейсмический разрез. Граница осадочного чехла и кристаллического основания проходит на глубине 2,5–3 км. На глубине 15 км фиксируется граница гранитного и базальтового слоев. Поверхность М фиксируется на глубине 30 км, глубже (42 км), выделяется еще одна сейсмическая граница М₂ внутри мантии.

Состав глубинных ксенолитов в трубке Мир свидетельствует о том, что мантия в этом районе сложена главным образом ультрабазитами (95% от всех мантийных включений), а ее верхи – шпинелевыми перидотитами, которые на глубине переходят в гранатовые перидотиты. Можно полагать, что поверхность М₁ в районе Мирного представляет собой поверхность шпинелевых перидотитов и химическую границу их с кристаллическими сланцами базальтового слоя. Более глубокая поверхность М₂ представляет собой границу фазового перехода шпинелевых перидотитов в гранатовые перидотиты.

В трубке Мир практически отсутствуют ксенолиты кристаллической коры. Поэтому в настоящее время нельзя сделать заключение о составе базальтового и гранитного слоев и природе сейсмической границы между ними.

Остановимся теперь на составе ксенолитов в кимберлитовой трубке Обнаженная из Куойкского района (бассейн р. Оленек). Ксенолиты в кимберлитовой брекчии трубки Обнаженная представлены в основном карбонатными породами рифея и нижнего кембрия. В значительно меньшем количестве присутствуют ксенолиты кристаллических сланцев архейского фундамента и долериты. Еще реже встречаются включения мантийных пород, представленные ультраосновными породами и эклогитами. Размеры мантийных включений колеблются от десятков сантиметров до 0,5 см в диаметре. Общее количество включений в кимберлите составляет около 1%.

По минеральному составу включения делятся на следующие разновидности:

1) перидотиты – лерцолиты, гарцбургиты, дуниты (гранатовые и шпинелевые); 2) пироксениты – энстатиты, вебстериты; 3) эклогиты и энстатитовые эклогиты, которые смыкаются с вебстеритами. Интересно отметить, что в отличие от трубки Мир в трубке Обнаженная включения основных пород – эклогитов и пироксенитов – отчетливо преобладают над ультраосновными – дунитами и перидотитами. Вообще же среди выделяемых петрографических разностей наблюдаются и переходные образцы, и образцы неоднородного состава, для разных частей которых можно дать различные петрографические названия.

Из 265 образцов мантийных включений трубки Обнаженная 62% составляют эклогиты и энстатитовые эклогиты, 30% – гранатовые и шпинелевые перидотиты, 5% – энстатиты и 1% – диопсидиты.

Таким образом, коллекция мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная представлена обычным набором ультраосновных и основных разностей. Количественные же соотношения пород несколько другие, чем в трубке Мир. Если в последней преобладают ультраосновные включения (95%), то в трубке Обнаженная преобладают пироксениты и эклогиты – породы основного состава. Следует думать, что верхняя мантия в районе трубки Обнаженная сверху представлена шпинелевыми перидотитами, которые на глубине 75 км переходят в гранатовые перидотиты. Гранатовые перидотиты переслаиваются с многочисленными линзами и прослоями эклогитов и пироксенитов.

Верхняя мантия простирается до глубины 400 км. Долгое время она считалась гомогенной. Сейчас становится ясным, что верхняя мантия очень не-

однородна и гетерогенна. Так, взрывные аппараты кимберлитовых и базальтовых трубок выбрасывают разнообразные глубинные включения. Устанавливается большое разнообразие пород фации мантийных эклогитов и перидотитов. Следует учитывать и то, что количественно-минералогический состав мантийных эклогитов и перидотитов чрезвычайно варьирует. Сейчас также известно, что барофильный глубинный алмаз содержит включения гранатов, пироксенов, шпинелей и оливинов варьирующего состава (Соболев, 1971). Все это говорит о том, что верхняя мантия в отношении своего вещественного состава очень неоднородна, что подтверждается сейчас и сейсмическими методами. Так, по данным ГСЗ, непосредственно под поверхностью М нередко выделяются еще один или два сейсмических горизонта и материал под поверхностью М представляется слоистым.

Геологический анализ сейсмических данных и петрологическое изучение глубинных включений в трубках взрыва показывают, что сама поверхность М может фиксироваться различными породами и вопрос о природе поверхности М не решается однозначно.

Рассмотрев существующий фактический материал по составу верхней мантии, можно сделать следующие выводы. Под континентами, непосредственно под поверхностью М, верхняя мантия имеет гетерогенный состав. В ней представлены шпинелевые и пироповые перидотиты, мантийные пироповые эклогиты, а также эклогитизированные и базифицированные фрагменты корового материала, опущенного ниже поверхности М.

Преобладающим материалом верхов мантии следует считать перидотиты, переслаивающиеся с пироповыми эклогитами.

Петрологическая модель вещественного состава верхней мантии

Петрологическая модель верхней мантии должна ответить на два главных вопроса — какими породами сложена верхняя мантия и при каких физико-химических условиях произошло формирование мантийных пород? Модель вещественного состава верхней мантии базируется на следующих данных: 1) петрографическом и минералогическом изучении глубинных пород; 2) количественных соотношениях распространения отдельных разностей глубинных пород; 3) петрологических Т-Р-моделях устойчивости минеральных парагенезисов в зависимости от температуры и давления, а в более общем виде — от глубины формирования.

Данные по петрографическому и минералогическому составу глубинных пород подробно описаны нами в предыдущей монографии (Лутц, 1974б), там же изложены петрографические, термодинамические и экспериментальные основания для построения Т-Р-моделей устойчивости минеральных парагенезисов. Здесь следует остановиться только на некоторых кратких выводах.

Подсчеты количественных соотношений отдельных разностей мантийных пород позволяют оценить общий состав мантии и преобладание тех или других разновидностей пород в ее составе. Петрологические исследования показывают, что в таких трубках, как Обнаженная, Мир, Удачная, имеются включения с различных глубин, т.е. захваченные с разных горизонтов мантии. Но тем не менее захват таких включений всегда случаен и может не отражать действительных количественных соотношений изучаемых пород в мантии. Замечено также, что разности наиболее глубинных пород, например алмазной субфации, выносятся несравненно реже, чем породы менее глубинных горизонтов. Но несмотря на такие оговорки, количественные подсчеты глубинных ксенолитов являются единственным способом оценки вещественного состава мантии.

Именно количественные оценки глубинных включений позволяют сделать вывод, что перидотиты являются преобладающими породами верхней мантии. На уровне устойчивости гранатовых перидотитов второй по распространенности породой следует считать пироповые эклогиты (включая и разности энстатито-

вых эклогитов). Другие разности мантийных пород, такие, как гиперглиноземистые (рубиновые, кианитовые), алмазсодержащие эклогиты, гроспидиты, встречаются исключительно редко и в общей массе изученных включений составляют ничтожную долю. Их изучение очень важно для специальных вопросов петрологии и геохимии мантии, но при подсчетах общего состава верхней мантии их можно не принимать во внимание. Главнейшими породами верхней мантии следует считать пироповые перидотиты и эклогиты.

Количественные соотношения между гранатовыми перидотитами и эклогитами могут быть самыми различными. Поэтому в настоящее время трудно говорить о каком-то среднем составе верхней мантии, учитывая ее неоднородность как в латеральном, так и в вертикальном направлении. Определенно можно сказать только, что вещественный состав верхней мантии глубже 75 км определяется, с одной стороны, средним составом гранатового перидотита и, с другой, — средним составом пиропового эклогита и включает в себя все промежуточные разности. Надо заметить, что разница между включениями гранатовых перидотитов и эклогитов существенна только в отношении CaO и Al_2O_3 ; что касается других элементов, особенно распределения редких и рассеянных, то, как это будет показано дальше, их содержания и в гранатовых перидотитах, и в эклогитах оказываются очень близкими или одинаковыми.

Петрологические T-P-модели устойчивости минеральных парагенезисов глубинных пород построены на основе изучения реакций превращения одних минеральных ассоциаций в другие в природных образцах с учетом экспериментальных данных. T-P-модели устанавливают глубину отдельных представителей мантийных пород. Для ультраосновных пород устанавливаются три фации глубинности — малоглубинных плагиоклазовых, среднеглубинных шпинельных и наиболее глубинных гранатовых перидотитов. Аналогично и для основных пород устанавливается несколько фаций глубинности, которые показывают, что такие породы, как пироповые эклогиты, устойчивы на глубине свыше 60 км. T-P-модели устанавливают параметры устойчивости и для редких разновидностей мантийных пород — рубиновых и алмазсодержащих эклогитов и гроспидитов. Таким образом, петрологические T-P-модели являются главным основанием для оценки глубинности мантийных пород. Дополнительно могут использоваться петрологические термометры и барометры, основанные на закономерностях распределения общих компонентов между сосуществующими минеральными фазами, которые позволяют оценивать температуру и давление при формировании мантийных пород. Петрологические исследования показывают, что включения гранатовых перидотитов и эклогитов в кимберлитовых трубках, несомненно, относятся к мантийным образованиям.

В заключение можно прийти к следующим выводам относительно петрологической модели верхней мантии.

Самые верхние части мантии сложены альпинотипными гипербазитами, которые с глубиной сменяются шпинельсодержащими перидотитами. Их включения бывают обильно представлены в щелочных базальтах. Шпинельсодержащие перидотиты продолжают на глубину не свыше 75 км. Среди них абсолютно преобладающими разностями являются шпинельсодержащие лерцолиты.

Глубже 75 км в верхней мантии континентов широко представлены гранатовые гипербазиты, среди них преобладают гранатовые лерцолиты; другие разности, такие, как гранатовые дуниты, гарцбургиты, верлиты, энстатиты, распространены гораздо меньше. На границе перехода шпинельных в гранатовые ультрабазиты развиты промежуточные разности гранат-шпинельных лерцолитов, гарцбургитов и пироксенитов.

На глубине свыше 75 км вместе с гранатовыми перидотитами достаточно широким распространением пользуются мантийные эклогиты. Среди эклогитов преобладают пироп-диопсидовые эклогиты, несколько меньше представлены энстатитовые эклогиты, которые по своему минеральному составу смыкаются с гранатовыми пироксенитами и верлитами.



На глубине свыше 150 км среди гранатовых перидотитов появляются прослой и линзы алмазосодержащих эклогитов. Их химический состав отличается от более распространенных пироповых эклогитов высокой железистостью, титанистостью и щелочностью.

Среди широко распространенных разновидностей мантийных пород выделяются некоторые редкие разновидности, такие, как ильменитсодержащие перидотиты и гиперглиноземистые разновидности кианитовых, корундовых эклогитов и гроспидитов. Учитывая, что известны лишь единичные образцы таких пород, следует думать, что их распространение в верхней мантии ограничено, и при подсчетах среднего состава континентальной мантии они могут не приниматься во внимание.

В настоящей работе будут рассмотрены геохимические особенности только главных представителей мантийных пород: 1) включений гранатовых перидотитов в кимберлитах; 2) включений эклогитов из кимберлитов; 3) включений шпинелевых перидотитов из базальтов; 4) альпинотипных гипербазитов.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА, ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Земная кора сложена магматическими, метаморфическими и осадочными породами. Ее формируют три группы геологических процессов: магматизм, метаморфизм и поверхностное выветривание, или осадочная дифференциация. Последняя перераспределяет вещество на поверхности, но не играет существенной роли в балансе вещества между корой и мантией. Поэтому состава осадочной оболочки мы касаться не будем. В то же время процессы магматизма и метаморфизма, как главнейшие факторы, формирующие вещественный состав континентальной коры, требуют своего освещения.

Ведущее значение в дифференциации мантийного вещества и формировании корового материала принадлежит магматизму. Сейчас становится ясным, что подавляющее большинство магм основного и среднего состава выплавляется глубоко в мантии. Причем состав всех магматических пород отличается от состава пород мантийного субстрата. Выплавляясь на большой глубине, внедряясь в кору и изливаясь на поверхность, магматические породы участвуют в дифференциации мантийного вещества и обогащают кору рядом химических элементов.

При рассмотрении континентального магматизма представляются важными следующие вопросы: какие главнейшие группы магматических пород принимают участие в формировании континентальной коры, какова глубина их выплавления, почему состав магматических пород отличается от состава мантийного субстрата? В геологической литературе имеется огромное количество сведений по геологии и геохимии магматических пород. Но поскольку магматические породы не являются главным объектом нашего исследования, то следует остановиться лишь на главнейших их геологических и геохимических особенностях.

Вопросам регионального метаморфизма следует уделить больше внимания, так как впервые состав коры определяется на основе ее метаморфической модели, т.е. исходя из предпосылки, что и "базальтовый", и "гранитный" слои континентальной коры сложены главным образом метаморфическими породами. В предшествующих работах исследователи пользовались магматической моделью и рассчитывали средний состав коры путем сложения химических составов лишь магматических пород.

Континентальный магматизм

Общеизвестные семейства магматических пород — ультраосновных, основных, кислых — при формировании континентальной коры не проявляются беспорядочно. С одной стороны, они образуют естественные, генетически взаимосвязанные сообщества — магматические формации. С другой стороны, существуют устойчивые связи и закономерности проявления магматизма с общим тектоническим развитием основных структурных элементов земной коры. Различные структурные единицы земной коры характеризуются специфическим магматизмом, поэтому можно предполагать, что геологических моделей магматизма по крайней мере столько же, сколько можно выделить структурных элементов земной коры или геотектонических режимов. В самом крупном плане существует, по-видимому, четыре основных геотектонических режима: 1) платформенно-континентальный; 2) платформенно-океанический; 3) геосинкли-

нальный в широком смысле, включающий и собственно геосинклинальную, и орогеническую фазы развития подвижных поясов, и 4) режим рифтов.

В эволюционном соподчинении предполагается, что геосинклинальный режим после завершения и консолидации структур превращается в платформенный. Геотектонический режим рифтов по рангу сопоставим с платформенным или геосинклинальным режимом, формирует глобальную систему рифтов и развивается по уже сформированным континентальным и океаническим структурам. Известно, что связи магматических проявлений с геотектоническим развитием регионов достаточно сложны. Закономерности таких связей рассматриваются в целом ряде работ. Общие проблемы связи магматизма и тектоники сформулированы в работах Ю.М.Шейнманна (1968) и Ю.А.Кузнецова (1964). На страницах данной работы невозможно достаточно полно осветить эту проблему, во-первых, потому, что геологические и геохимические сведения о магматических породах фрагментарны, и, во-вторых, по той причине, что существующая скудость данных о мантийных породах должна быть соразмерна с количеством сопоставляемых данных о магматических породах. Поэтому в сравнительный анализ включаются только некоторые магматические формации геосинклинального и платформенного режимов, такие, как океанические и континентальные толеиты, щелочные оливиновые базальты, калиевые базальты, кимберлиты, андезиты и граниты.

Известно, что магматизм подвижных поясов отличается необычайным обилием магматических продуктов и широким их разнообразием. Подвижные пояса окаймляют континентальные платформы и после полного цикла развития и консолидации могут наращивать с периферии более древние ядра континентальных платформ. Не менее распространен и другой случай, когда подвижные пояса раскалывают древнюю платформу и располагаются, не наращивая, а срезая и перерабатывая более древние структуры. По-видимому, эти два случая определяют разделение подвижных поясов на окраинно-материковые, например Тихоокеанский, и межматериковые, например Средиземноморский и Урало-Монгольский.

Цикл полного развития подвижного пояса обычно делится на два ясно выраженных этапа: 1) собственно геосинклинальный, связанный с погружением, или, точнее, преобладанием погружений над поднятиями и накоплением мощной осадочно-вулканогенной толщи, и 2) орогенный этап, связанный с подъемом области и ее складчатостью. Магматизм этих двух этапов существенно различен.

Собственно геосинклинальный этап характеризуется обильными излияниями и внедрениями основных лав — главным образом толеитов, меньше высокоглиноземистых базальтов и щелочных оливиновых базальтов. Основная масса излияний приурочивается к эвгеосинклинальной области, но частично проявляется и в миогеосинклинали и даже на окраине прилегающей платформы.

Схема полевых взаимоотношений между кварцевыми толеитами, высокоглиноземистыми и щелочными базальтами имеется у Куно (Куно, 1959, 1960). Для магматизма современной геосинклинали Куно устанавливает определенную связь между глубиной фокуса землетрясения в сейсмофокальной плоскости Беньюфа и типом базальтовой магмы. Он приходит к выводу, что магмы щелочных базальтов возникают на больших глубинах, толеитовые — на малых глубинах, а глиноземистые магмы — на промежуточных глубинах. Справедливость требует отметить, что аналогичные идеи связи магматизма с глубиной землетрясений в сейсмофокальной зоне, уходящей под континент, были высказаны А.Н.Заварицким еще в 1946 г., но остались малоизвестными, тогда как соотношения зональности базальтового магматизма с глубиной генерации магм, описанные Куно, пользуются широкой известностью и разделяются многими геологами.

Базальтовый магматизм геосинклинального этапа проявляется даже на окраине прилегающей платформы, где иногда появляются малые по объему

магмы калиевых базальтов (например, мезозойские калиевые базальты Алдана на окраине Сибирской платформы).

Орогенический этап формирования подвижного пояса характеризуется восходящими тектоническими движениями, подъемом области и ее складчатостью. Существенно меняется и характер магматизма от основного магматизма геосинклинального этапа к кислому магматизму орогенического. Следует указать на почти повсеместно подмеченную закономерность, что основным магматизмом характерен для периодов прогибаний, опусканий и нисходящих движений, тогда как кислый магматизм всегда протекает на фоне восходящих движений и поднятий (Кузнецов, Яншин, 1969).

В орогеническую стадию осадочно-вулканогенный эвгеосинклинальный комплекс в основании претерпевает спилитизацию и метаморфизм зеленосланцевой фации. Очевидно, что спилитизация и зеленокаменное изменение идут под действием глубинных, существенно натровых растворов, проникающих по многочисленным расколам и трещинам. На месте эвгеосинклинальной области образуется офиолитовый пояс с характерным сочетанием спилитизированных диабазов, протрузий ультраосновных пород и вмещающих пород, претерпевших зеленокаменное изменение.

Примыкая к диабаз-спилитовой формации эвгеосинклинали в орогенную стадию формируется андезитовый пояс. Прямые определения глубин магматических очагов современных извержений андезитов, проведенные различными методами, дают интервал значений от 40 до 80-100 км, что во всех случаях указывает на генерацию андезитов в верхней мантии (Горшков, 1964, 1967).

Миогеосинклинальная область на орогеническом этапе становится ареной проявления кислого магматизма, который в своих вулканических формах представлен дашидами и липаритами, а в интрузивных фациях — гранитами.

Глубина формирования гранитных магм в орогенический этап неизвестна. Но определенно можно сказать, что гранитообразование связано с притоком очень глубинных мантийных растворов, выносящих целый ряд компонентов (в частности, калий) с очень большой глубины. Идеи палингенеза, анатексиса, корового происхождения гранитов, а в конечном счете бесконечного кругооборота гранитного материала в пределах коры, вряд ли могут быть приняты и вряд ли могут объяснить чрезвычайное обогащение континентальной коры калием и другими элементами. Идея корового происхождения магм, при подплавлении опускающихся геосинклинальных трогов неверна уже и потому, что в подавляющем большинстве случаев кислый магматизм связан не с периодами опусканий, а поднятий, и в конечном итоге является результатом восходящего потока растворов и легких продуктов дифференциации мантийного вещества, а не проседания и переплавления корового материала.

В отношении происхождения гранитов автор целиком разделяет взгляды Д.С. Коржинского (1972), который считает, что гранитизация вызывается восходящими потоками трансмагматических растворов, которые возникают в процессе дегазации мантии. Эти сильно нагретые растворы со стабильной концентрацией щелочных элементов и летучих кислот вызывают селективное расплавление вмещающих пород с изменением их химического состава. Состав возникающих в процессе гранитизации гранитов зависит от активности калия и натрия в трансмагматических растворах подкорового происхождения.

Магматизм платформенных областей отличается от магматизма подвижных зон континентальной коры. Платформы — чрезвычайно устойчивые, консервативные области слабой сейсмической и тектонической активности, выдержанной мощности коры (30-40 км) двух- или трехслойного строения (базальтовый и гранитный слои консолидированного фундамента и осадочный слой).

Как сейчас становится ясным (Шейнманн, 1969), магматизм континентальных платформ связан с событиями, происходящими в соседних подвижных поясах, или является результатом наложенного процесса формирования рифтов. Следует сказать, что и базальтовый (траптовый) магматизм, так характерный

для платформ, связан с событиями в соседних подвижных поясах, а по времени совпадает с кульминацией орогенического этапа соседней подвижной области (Шейнманн, 1968; Кузнецов, 1964). В период орогенеза и подъема подвижного пояса существуют компенсационные области опускания на прилегающих платформах и в этих областях опускания происходят обильные излияния основной толеитовой магмы.

Как и в геосинклиналях, толеитовый магматизм сопровождается щелочными оливиновыми базальтами, но масштабы проявления последних оказываются несравненно меньшими, чем трапсового магматизма. Относительно тектонической приуроченности и глубинности генерации трапсовой магмы и магмы щелочных оливиновых базальтов следует процитировать абзац из книги Ю.А. Кузнецова (1964): "Сравнительный анализ разрывной тектоники областей распространения трапсовой и щелочной оливин-базальтовой формаций позволяет говорить о связи последних с особенно крупными и глубокими разломами, в то время как трапсовые формации явно приурочены к широким и плоским овалам проседания, вероятно сопровождающимся массой мелких разломов, вряд ли проникающих на особо большие глубины. Отсюда можно сделать вывод о вероятности менее глубокого заложения магматических очагов, проводящих магму толеит-базальтового состава, по сравнению с очагами щелочной оливин-базальтовой магмы" (стр. 305).

На платформах обнаруживаются магматические формации щелочного уклона, характерные только для платформ, это ультраосновные и щелочные комплексы центрального типа: 1) формация центральных интрузий агпайтовых нефелиновых сиенитов; 2) формация центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами; 3) формация кимберлитовых трубок взрыва. Для всех этих формаций характерна приуроченность к зонам глубинных разломов, рассекающих жесткую структуру платформ, обилие летучих, что облегчает процесс выплавления пород из мантийного субстрата, способствует процессам дифференциации в промежуточных очагах, нередко взрывному характеру внедрения, сложным постагматическим изменениям.

Одним из самых существенных вопросов магматической геологии является оценка глубины генерации главнейших магм и установление связи состава магм с глубиной выплавления. Известно, что намечается определенная связь состава базальтовых магм с глубиной их формирования. Впервые Куно (Kuno, 1959, 1960) связал состав базальтовых пород Японии с глубиной глубоководных землетрясений и соответственно с глубиной формирования магматических очагов. Он пришел к выводу, что щелочные оливиновые базальты выплавляются с наибольшей глубины, с меньшей глубины выплавляется высокоглиноземистый толеит и наименьшую глубину выплавления имеет насыщенный толеитовый базальт.

Дальнейшие исследования на островных дугах (Fitton, 1971) подтвердили хорошую корреляцию между химическим составом излившихся магм (особенно по содержанию K_2O) и глубиной землетрясений под вулканом. Глубина выплавления толеитов оценивается в 40 км, магмы промежуточного типа - в 60 км, известково-щелочной магмы - глубже 70 км. Аналогичные данные приводят Е.К. Мархинин и Д.С. Стратула (1971) для Камчатки: с глубиной фокальной поверхности в современных извержениях базальтов закономерно увеличивается содержание натрия и калия и отношение K/Na , т.е. у более глубинных базальтов увеличивается общая щелочность и калиевость.

Для калиевых базальтов Средиземноморья также прослежена зависимость состава магм от глубины эпицентров землетрясений. Так, по данным Нинковича и Хейя (Ninkovich, Hays, 1972), вулканы этой области располагаются вдоль двух дугообразных структур, одна из которых совпадает с юго-восточным побережьем Тирренского моря, а вторая - с южной частью Эгейского моря. В пределах обеих дуг зоны развития вулканов пространственно сочетаются с сейсмическими зонами, где глубины эпицентров землетрясений превышают 100 км. Глубинность землетрясений закономерно возрастает к северу,

достигая в Эгейском море 200 км, а в Тирренском 300 км. В этом же направлении в базальтах вулканов возрастает содержание калия и рубидия. Таким образом, по геофизическим данным глубина зарождения калиевых базальтов оказывается наибольшей и оценивается в 200–300 км. С возрастанием глубины в базальтах увеличивается содержание калия.

Основанием для оценки глубины генерации базальтовых магм могут служить экспериментальные данные по частичному плавлению перидотитов. Так, Грин и Рингвуд (Green, Ringwood, 1966) при частичном плавлении пиролита оценивают глубины магнообразования следующим образом: для кварцевых толеитов 0–15 км, для высокоглиноземистых базальтов 15–35 км и для щелочных базальтов 35–60 км.

В опытах по частичному плавлению гранатового перидотита в присутствии летучих (Куширо, Симидзу, Накамура, 1971) жидкость щелочного оливинового базальта получалась при давлении в 30 кбар, высокоглиноземистого базальта при 20, толеитовая жидкость при давлениях, меньших 20 кбар.

Характерно, что выплавление толеитовых базальтов и щелочных оливиновых базальтов происходит самостоятельно и на различной глубине. Как показали Иодер и Тилли (1965), щелочные оливиновые базальты не могут быть дифференциатами или производными толеитовых базальтов.

Помимо геологических и экспериментальных данных о разной глубине выплавления базальтовых магм свидетельствует и состав выносимых ксенолитов.

Обычно толеиты, как океанические, так и континентальные, не содержат включений глубинных пород; фиксируются лишь ксенолиты коровых разностей. Щелочные оливиновые базальты выплавляются глубже, для них характерны включения шпинелевых лерцолитов, но отсутствуют гранатсодержащие разности. Учитывая, что предельная глубина перехода шпинелевых разностей в гранатовые оценивается в 75 км, можно сказать, что большинство щелочных оливиновых базальтов выплавляется с глубины не свыше 75 км. Но в некоторых случаях очаги щелочных оливиновых базальтов могут располагаться и глубже. Так, в щелочно-оливиновых базальтах Оаху (Гавайские острова) присутствуют ксенолиты пироповых перидотитов.

Ультращелочные базальты выплавляются глубоко в мантии. В трубках щелочных базальтоидов Минусинской впадины (Красноярский край) обнаруживаются многочисленные включения шпинелевых и пироповых перидотитов и пироксенитов. В трубках калиевых базальтоидов юго-восточного Памира обильно представлены ксенолиты мантийных эклогитов. Очень глубоко выплавляются кимберлиты, которые помимо гранатовых перидотитов и эклогитов выносят особо глубинные включения, относящиеся к алмазной субфации. Очаги кимберлитовой магмы зарождаются на глубине свыше 120 км.

Возможности использования состава включений для оценки глубины зарождения базальтовых магм посвящены две специальные статьи Макгрегора (MacGregor, 1967, 1968), который считает, что наименьшая глубина генерации характерна для толеитовых базальтов, содержащих только включения габбро, пироксенитов и плагиоклазовых перидотитов. Для щелочных оливиновых базальтов глубина генерации магмы увеличивается, о чем свидетельствует вынос ими более глубинных включений шпинелевых лерцолитов. И, наконец, максимальная глубина выплавления свойственна нефелиновым лавам и кимберлитам, так как они выносят ксенолиты гранатовых перидотитов и эклогитов.

Кроме того, существует возможность оценить глубину генерации базальтовых магм с помощью термодинамических расчетов. Николс и Кармичайл (Nicholls, Carmichael, Stomer, 1971) по расчетной активности SiO_2 в магматических расплавах и кристаллизующихся минеральных фазах вычислили величину температуры и давления при кристаллизации. По силикатным включениям в алмазе давление при кристаллизации оценивается в 63,5 кбар. Первые кристаллы оливина в кимберлите кристаллизовались при давлении 57,7 кбар. Давление равновесия трахизбазальтов с лерцолитовыми включениями равно 17–21 кбар,

а с гранатовым перидотитом 22,7 кбар. Равновесие андезитов с породами мантии при 1300° может иметь место на глубине 75 км.

Таким образом, порядок глубин генерации базальтовых магм, полученных самыми различными методами, в общем согласуется между собой. Можно считать, что толеитовые магмы наименее глубинны и выплавляются в верхах мантии. Щелочные оливиновые базальты выплавляются гораздо глубже. Самыми глубинными следует считать магму калиевых базальтов и кимберлитовую магму.

Для наиболее глубинных магм характерны повышенная щелочность и, по-видимому, повышенная газонасыщенность. Пирокластический характер кимберлитов и их интенсивные постмагматические серпентинизация, хлоритизация и карбонизация свидетельствуют о высокой газонасыщенности кимберлитовой магмы. Излишние базальты также содержат многочисленные газовые пузырьки, причем "пузырчатость" щелочных лав определенно выше, чем толеитовых (Moore, 1970).

Таким образом, можно прийти к выводу, что магмы, наиболее насыщенные газовой составляющей и щелочными элементами, являются самыми глубинными.

Региональный метаморфизм

Кристаллическая оболочка континентальной коры сложена главным образом метаморфическими породами, которые по своему первичному происхождению являются магматическими и осадочными, но претерпевшими метаморфизм и перекристаллизацию с существенным изменением петрографического, минерального, а во многих случаях и химического состава.

При рассмотрении общего химизма метаморфических комплексов важно учесть два фактора: 1) первичный состав метаморфизованных комплексов и 2) изменения химического состава, связанные с метаморфизмом, т.е. химический вклад метаморфических процессов при формировании континентальной коры.

Остановиваясь на региональном метаморфизме как процессе, принимающем участие в формировании земной коры, хочется отметить, что это явление сложное, факторы, его определяющие, многочисленны, а соответственно и региональный метаморфизм, проявившийся в различных участках коры, может быть разным. Поэтому прежде всего следует сказать о типах регионального метаморфизма. Некоторые положения были уже высказаны в предыдущей монографии (Лутц, 1974б), здесь их следует развить.

Представления о причинах, определяющих факторах, типах и механизмах регионального метаморфизма довольно противоречивы.

С одной стороны, продукты регионального метаморфизма рассматривались как результат очень глубокого погружения и воздействия высокой температуры и давления по нормальному геотермическому градиенту и перекристаллизации в изохимических условиях без существенного привноса и выноса (Eskola, 1952). Аналогичные утверждения можно найти в последней книге "Фации метаморфизма" В.С.Соболева с сотрудниками (Добрецов и др., 1970). Авторы считают, что региональный метаморфизм обуславливается погружением пород на значительную глубину, и разграничивают метасоматические процессы, происходящие с привносом и выносом компонентов, и собственно регионально-метаморфические, которые происходят без существенного изменения состава пород в отношении всех компонентов, кроме H_2O и CO_2 , т.е. для которых характерен изохимический метаморфизм. Это классическая точка зрения.

С другой стороны, имеются взгляды, трактующие региональный метаморфизм не столько как глубинное, сколько термальное явление, связанное с большим притоком тепла метаморфизующими растворами (Саттон, 1967). Интенсивность метаморфизма, согласно этой точке зрения, не зависит от глубины погружения, что наблюдается, например, в метаморфических комплексах Альп или в шотландских каледонидах. Более того, региональный метаморфизм

протекает не при погружении, а в период инверсионного поднятия геосинклинального трога. Минеральные преобразования контролируются притоком растворов при широком привносе и выносе компонентов. В нашей литературе таких взглядов придерживается А.А. Маракушев (1971), который считает, что всякий метаморфизм связан с притоком глубинных растворов, несущих тепло.

Неудачные примеры метаморфизма погружения приводит в своем учебнике Винклер (1969). Например, он описывает цеолитовую фацию, которая возникает только в близповерхностных условиях, и фацию глаукофановых сланцев, в метаморфизме которых большую роль играет натровый метасоматоз.

Вызывает недоумение и понимание места и роли гранитизации в региональном метаморфизме. Несомненно, есть регионы, где степень метаморфизма непосредственно связана со степенью гранитизации и по мере усиления метаморфизма усиливается и гранитизация, в конечном итоге приводящая к максимальному развитию гранитоидного материала за счет метаморфического субстрата. На этой базе родилось представление об ультраметаморфизме как предельном случае метаморфизма, заканчивающегося сплошным развитием гранитов. Наиболее четко это выражено Х. Ридом (1950), который считал, что при прослеживании пород с возрастающей степенью метаморфизма мы приходим в конце концов к гранитному ядру. Вряд ли стоит сомневаться, что такой случай действительно имеет место в природе.

В то же время в более глубинных сечениях земной коры ряд метаморфических фаций может быть продолжен в сторону больших температур и давлений. В более глубинных сечениях имеется огромная гранулитовая фация, которая еще глубже переходит в субфацию эклогитоподобных пород и, наконец, в фацию мантийных эклогитов. Становится ясно, что ультраметаморфические продукты — мигматиты, граниты — далеко не заканчивают собой ряд метаморфических фаций, а по температуре и давлению не являются продуктами предельного метаморфизма.

Нетрудно заметить, что, хотя каждое из приведенных выше утверждений справедливо само по себе, вместе они противоречат друг другу и заставляют предполагать, что региональный метаморфизм не является единым. По-видимому, можно выделить разные типы регионального метаморфизма, сильно отличающиеся друг от друга и имеющие разные механизмы, приводящие к метаморфическим преобразованиям осадочных и магматических пород. Опыт работы в регионально-метаморфизованных комплексах позволяет выделить по крайней мере два типа регионального метаморфизма.

Первый тип — динамотермальный метаморфизм погружения, когда главными факторами метаморфизма являются высокая температура и давление. Прогрев таких комплексов очень однороден, температура и давление — сопряженные величины, и метаморфические фации могут рассматриваться как фации глубинности.

Второй тип — это зональный метаморфизм фильтрующихся колонн подкорových растворов, которые проникают по линейным зонам, пересекающим земную кору, и несут тепло. Степень такого метаморфизма не зависит от глубины, возможны сильные градиенты температуры в связи с неоднородной проницаемостью пород и неравномерный или зональный метаморфизм, выделяемый на ограниченных площадях (Лутц, 1974б).

С точки зрения химических изменений первый тип метаморфизма является изохимическим, общий химический состав пород при метаморфических преобразованиях остается неизменным; второй тип аллохимический, он сопровождается привносом ряда химических элементов, при этом химический состав пород претерпевает существенные изменения.

Древнеархейские метаморфические комплексы гранулитовой фации, развитые на древних щитах, относятся к первому типу динамотермального метаморфизма погружения с изохимическим характером изменений.

Региональный метаморфизм гранулитовой фации Анабарского и Алданского щитов характеризуется равномерностью и однородностью в пределах крупных

тектонических блоков, поэтому можно считать, что при метаморфизме весь комплекс прогревался совершенно одинаково, при однородной плотности теплового потока по всей толще. Некоторые различия в степени метаморфизма устанавливаются для отдельных блоков, что можно объяснить разной степенью поднятия и эрозии этих блоков, тем более что температура и давление при метаморфизме варьируют сопряженно.

При региональном метаморфизме гранулитовой фации не было широкой миграции элементов. Сохраняются детали первичного происхождения пород, различные типы слоистости. Парагенетический анализ свидетельствует об инертном поведении большинства компонентов, в том числе и щелочей. Кислород также ведет себя инертно. Наблюдается переслаивание предельно окисленных и сильно восстановленных пород, например магнетит-андрадитовых (почти все железо в трехвалентной форме) и алмадин-графитовых сланцев (все железо в двухвалентной форме). Это значит, что кислород при метаморфизме ведет себя инертно, не перераспределяется между прослоями. Таким образом, даже относительно таких компонентов, как щелочи и кислород, гранулитовый метаморфизм можно считать изохимическим, протекающим без привноса компонентов и без промывки всей толщи растворами.

В позднем архее гранулитовые метаморфические комплексы были разбиты на блоки, а в зонах, разделяющих блоки, проявился второй этап метаморфизма — амфиболитовой фации с интенсивной переработкой гранулитовых пород, их интенсивной гидратацией (амфиболитизацией, ослобждением), региональной гранитизацией и новой интенсивной складчатостью.

Для поздних полиметаморфических зон характерны следующие признаки:

- 1) крайне неравномерный пестрый метаморфизм в локальных зонах с развитием пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и реликтов перерабатываемой гранулитовой фации;
- 2) новая тектоническая переработка и перестройка структурного плана;
- 3) стирание текстурных признаков первичного происхождения пород;
- 4) широкое развитие процессов региональной гранитизации;
- 5) присутствие признаков широкой миграции вещества, подвижное поведение большинства компонентов (о чем свидетельствуют парагенетический анализ и наличие маломинеральных и однообразных ассоциаций кварца и полевых шпатов с биотитом или амфиболом, что обусловлено малым числом инертных компонентов);
- 6) широкая гидратация толщи с обильным развитием водосодержащих минералов — слюд и амфиболов. Метаморфизм в таких зонах связан с восходящими движениями, подъемом нагретых растворов ювенильного происхождения и аллохимическим характером метаморфических превращений.

Таким образом, видно, что в разное время и в разной геотектонической обстановке на территории Анабарского и Алданского щитов проявились два различных типа регионального метаморфизма. Первый тип — это динамометаморфизм — метаморфизм погружения с изохимическим характером метаморфических преобразований гранулитовой фации. Второй тип — аллохимического метаморфизма амфиболитовой фации — связан с тепловым и химическим воздействием ювенильных подкоровых растворов, которые проникают по линейным зонам, рассекающим земную кору.

Первый тип изохимического регионального метаморфизма устанавливается не только для гранулитовой фации. Его можно увидеть и в T-P-условиях амфиболитовой фации, и на более низких ступенях регионального метаморфизма. Так, например, для свиты Кейв на Кольском полуострове характерен первый тип изохимического метаморфизма амфиболитовой фации. Тогда как гранитизированный уфалейский комплекс на Среднем Урале, тоже метаморфизованный в амфиболитовой фации, относится ко второму типу аллохимического метаморфизма.

Несомненно, что второй тип аллохимического метаморфизма распространен шире, а в молодых складчатых областях почти исключительно. Начиная с верхнего докембрия и палеозоя регионально метаморфизованные породы приурочиваются к отдельным поясам, связанным с глубинными разломами. Метаморфизм

в таких структурах связан с фильтрующимися колоннами подкоровых растворов. Со вторым типом аллохимического метаморфизма связаны регионально гранитизированные и мигматизированные комплексы.

Главным фактором второго типа метаморфизма являются фильтрующиеся колонны подкоровых растворов. По мере развития этого типа метаморфизма во времени меняется состав растворов и характер метаморфизма, что впервые было замечено А.А.Маракушевым (1965) в его натровых и калиевых рядах метаморфических формаций и показано на примере метаморфизма Тихоокеанского пояса (Маракушев, 1971).

В зонально метаморфизованных комплексах начальная стадия метаморфизма низких ступеней протекает при несомненном притоке натрия, с формированием метаморфических формаций натрового ряда (зеленокаменные и лавсонит-глаукофановые пояса). Обычно натровый тип метаморфизма завершается формированием плагιοгранитов. Развитие калиевой серии метаморфических пород происходит в зонах более высокотемпературного метаморфизма, в завершающие стадии регионального метаморфизма. В результате состав первичноосадочных пород по мере усиления метаморфизма приближается к составу калиевых гранитов.

Таким образом, рассмотрение явлений регионального метаморфизма позволяет выделить два типа регионально метаморфизованных комплексов. Первый тип характеризуется метаморфическими толщами с изохимическими свойствами метаморфических преобразований; химический состав таких комплексов определяется составом первичных магматических и осадочных пород, слагающих толщу; а второй тип — метаморфическими толщами с аллохимическим характером метаморфических преобразований; химический состав таких комплексов определяется, с одной стороны, составом первичных осадочных и магматических пород, а с другой, — составом метаморфизующих растворов. Химический вклад метаморфических процессов в таких комплексах может быть очень значительным и во многих случаях определяет геохимические особенности метаморфической толщи.

Гранито-гнейсовый слой континентальной коры

Изучая глубинное строение континентальной коры, следует ориентироваться на сейсмические данные. А поскольку их интерпретация часто неоднозначна, то и взгляды на строение коры различны. Основываясь на сейсмических данных, следует принять геофизическую модель трехслойного строения коры и только обсудить ее вещественное содержание.

Состав гранитного слоя в настоящее время хорошо известен. Гранитный слой обнажается на эродированных участках древних шитов, а также в гранитизированных и метаморфизованных массивах молодых систем и может быть охарактеризован многочисленными геологическими картами. В гранитном слое преобладают метаморфические породы гнейсового облика, близкие по составу к гранитам. Породы основного состава имеют подчиненное значение.

По-видимому, весь комплекс метаморфических пород зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фаций вместе с гранитами и мигматитами (исключая только офиолитовые пояса) следует относить к гранито-гнейсовому слою континентальной коры, поскольку геофизический гранитный слой охватывает всю часть консолидированной коры от базальтового до осадочного слоя.

В общем ряду метаморфических фаций от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и мигматитовой зонам граниты являются завершающим звеном, продуктом максимального метаморфизма орогенического этапа. В этом ряду нет места таким фациям, как гранулитовая; последняя относится к совершенно другому типу, не аллохимического, а изохимического метаморфизма и формируется в иных условиях.

В орогенный этап геологического развития подвижного пояса метаморфизму подвергаются не только осадочные и магматические породы. Одновременно могут претерпевать повторный, а иногда и многократный метаморфизм породы кристаллического основания. Причем в результате метаморфизма и региональной гранитизации их общий состав сильно изменяется. Примером этого служат полиметаморфические комплексы Анабарского и Алданского щитов. Они претерпели повторный метаморфизм амфиболитовой фации и региональную гранитизацию. Подобные полиметаморфические гранитизированные комплексы необходимо также относить к гранито-гнейсовому слою континентальной коры.

Таким образом, гранито-гнейсовый слой континентальной коры складывается из: 1) метаморфизованных комплексов подвижных поясов, сложенных метаморфизованными осадочными и магматическими породами зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, включая граниты и мигматиты; 2) полиметаморфических кристаллических комплексов, продуктов неоднократной метаморфической переработки и гранитизации кристаллических пород.

Гранулит-базитовый слой континентальной коры

Базальтовый слой является неотъемлемой частью земной коры, но его вещественный состав менее ясен, чем гранитного. Непосредственные наблюдения над базальтовым слоем затруднены, и представления о его составе в значительной мере базируются на умозаключениях.

Базальтовый слой ограничен поверхностями Конрада и Мохоровичича и располагается в среднем интервале глубин 20–40 км, что соответствует гидростатическому давлению 6–12 кбар. Средняя температура формирования базальтового слоя должна превышать температуру образования гранитного слоя и должна быть выше минимума плавкости гранита, т.е. выше 750°C . Такие параметры T - P ($P = 6$ – 12 кбар, $T = 750^{\circ}\text{C}$) отвечают условиям, характерным для гранулитовой фации, а значит, метаморфические породы гранулитовой фации могут входить в состав базальтового слоя.

Надо сказать, что даже самые глубинные комплексы гранулитовой фации, которые мы относим к типичным образованиям гранулит-базитового слоя, в общем неоднородны по составу. Так, в разрезе гранулитовых пород Анабарского щита намечаются три разнородных серии: толща с преобладанием основных кристаллических сланцев; толща с преобладанием пироксеновых плагиогнейсов – эндербитов и толща с преобладанием гранатовых гнейсов с прослоями мраморов и кальцифиров. Аналогичные разнородные толщи можно выделить в разрезе Алданского щита: толща с широким распространением основных кристаллических сланцев курультинской серии и сутамского блока; толща с преобладанием эндербитов – тимптонская серия и толща с широким развитием гранатовых гнейсов с прослоями мраморов – желтулинская серия.

Геохимические исследования позволяют осветить ряд нерешенных вопросов: 1) являются ли толщи с широким развитием основных кристаллических сланцев аналогом офиолитовых формаций; 2) являются ли эндербитовые толщи преимущественно первично-осадочными или вулканогенными комплексами; 3) соответствует ли их состав среднему диориту или андезиту; 4) имеются ли геохимические черты сходства или отличия докембрийских формаций с современными?

Помимо глубоко эродированных участков древних щитов имеется еще один источник сведений о составе базальтового слоя, особенно самых нижних его частей. Это коллекции ксенолитов глубинных пород из трубок взрыва кимберлитов и базальтов.

Большие сборы таких ксенолитов показывают, что помимо заведомо мантийных пород, с одной стороны, и кристаллических сланцев фундамента, параллелизуемых с породами обнаженных щитов, – с другой, имеется промежуточная группа плагиоклазовых эклогитоподобных пород и амфиболитов. Это почти

однородный и недифференцированный материал, так как слоистые и кварцсодержащие разности практически отсутствуют. По условиям метаморфизма они занимают промежуточное положение между гранулитовой фацией и фацией мантийных эклогитов, имеют "базальтовые" плотности и скорости сейсмических волн. Без сомнения, в разрезе коры и мантии такие породы занимают самые низы коры и формируют довольно однородный недифференцированный базитовый слой в основании базальтового слоя.

Таким образом, базальтовый слой в верхней части может быть представлен дифференцированным осадочно-вулканогенным материалом, метаморфизованным в гранулитовой фации, который ниже переходит в менее дифференцированный базитовый слой, сложенный эклогитоподобными породами и амфиболитами, переходными к мантийным эклогитам.

Являются ли гранулитовые комплексы единственным компонентом базальтового слоя континентальной коры? По-видимому, нет. Большинство региональных гранулитовых комплексов формировалось в глубоком архее. Для образований более молодого возраста обнаруживаются и иные представители базальтового слоя, правда недостаточно полно изученные. Базальтовый слой могут составлять габбро-амфиболитовые, иногда с серпентинитами комплексы из основания молодых гнейсовых толщ. Такое габбро-амфиболитовое основание описывает для Камчатки М.С.Марков (1968). Следует заметить, что в фундаменте Камчатки помимо габбро-амфиболитового основания имеются и реликтовые глыбы гранулитовых древних комплексов, описанные Л.Л.Германом (1973). Для Уральской геосинклинальной области комплекс серпентинитов, габбро и амфиболитов может рассматриваться как базальтовый слой.

В заключение можно сделать следующие выводы относительно состава базальтового слоя континентальной коры.

Базальтовый слой континентальной коры не является однородным; в его состав входят достаточно разнородные и гетерогенные геологические образования: 1) гранулитовые комплексы; 2) толщи габброидов и амфиболитов; 3) захороненные офиолитовые комплексы.

В составе базальтового слоя древних платформ гранулитовые толщи являются главнейшими и преобладающими. Поэтому базальтовый слой континентальных платформ в полной мере может быть назван гранулит-базитовым. В его основании выделяется относительно однородный комплекс эклогитоподобных пород, переходных к мантийным эклогитам. Вышележащая, главная часть гранулит-базитового слоя неоднородна и включает в себя метаморфизованные серии различных первично-вулканогенных и первично-осадочных формаций.

ГАЗОВО-ВОДНЫЙ РЕЖИМ В МАНТИИ И КОРЕ

Породы верхней мантии содержат в своем составе небольшое количество газообразных веществ, но, несмотря на относительно малые количества таких веществ, их роль при процессах выплавления магм огромна. Состав газовой фазы мантии является определяющим при изучении процессов магмообразования и регионального метаморфизма.

Состав газообразных веществ в верхней мантии и коре

Сведения о составе и режиме газообразных веществ в верхней мантии могут быть получены тремя путями: 1) термодинамическими расчетами газовых равновесий при высоких температурах и давлениях; 2) определением состава газообразных веществ, которые были захвачены и захоронены внутри минералов и пород при их формировании; 3) наблюдением над составом газовой фазы в действующих вулканах.

Три главных компонента — кислород, водород и углерод — могут образовывать серию газообразных продуктов, таких, как H_2O , H_2 , O_2 , CO , CO_2 , CH_4 и др. Равновесные соотношения этих соединений в зависимости от условий температуры и давления могут быть определены на основании термодинамических расчетов и физико-химических экспериментов. Так, на рис. 4,а показано, как изменяются количества отдельных соединений водорода, кислорода и углерода в зависимости от температуры. С увеличением температуры в равновесной смеси количество H_2 и CO увеличивается, а H_2O , CO_2 , CH_4 уменьшается. Аналогично можно показать, что увеличение давления способствует увеличению содержания водорода, метана, углекислоты и уменьшению воды и кислорода.

Для коры и мантии весьма характерно прогрессивное уменьшение с глубиной количества кислорода, причем окислительный потенциал кислорода с глубиной также прогрессивно уменьшается и становится независимым параметром, определяющим равновесные соотношения всех других газообразных веществ. Влияние изменений окислительного потенциала кислорода на равновесные соотношения газов может быть предсказано на основании термодинамических расчетов. На рис. 4,б представлена диаграмма влияния парциального давления кислорода на равновесные соотношения в системе $H-O-C$ при постоянных T и P (Петерсилье, Каржавин, 1972). Из диаграммы можно видеть, что с падением окислительного потенциала кислорода в системе падает доля окисленных форм — H_2O , CO_2 и, наоборот, возрастает содержание восстановленных соединений — CO , H_2 , CH_4 . На этом основании можно предположить, что с возрастанием глубины роль воды и углекислоты в составе летучей фазы должна падать, а водорода и метана — возрастать.

А.А.Маракушевым и Л.Л.Перчуком (1972) были рассчитаны равновесные соотношения фугитивности H_2O и H_2 , CO_2 и CO , CO и C в зависимости от температуры и окислительного потенциала кислорода. На основании рассчитанных ими диаграмм можно сделать следующие выводы. Так как с глубиной увеличивается температура и прогрессивно уменьшается P_{O_2} , то равновесные отношения H_2O и H_2 сдвигаются в сторону водорода, CO_2 и CO — в сторону CO , отношение CO и C — в сторону углерода. И значит, глубоко в мантии

вместо воды должен преобладать водород, а вместо углекислоты – восстановленные формы углерода.

Л.Л.Перчук и В.А.Суворова (1972) рассчитали фугитивности CO и CO_2 в области фазового перехода графит – алмаз. Рассчитанная диаграмма показывает, что в области перехода графит – алмаз в мантийных условиях должны устанавливаться очень низкие значения парциального давления CO_2 и CO .

Это значит, что в мантийных условиях содержание таких летучих компонентов, как CO_2 и CO , исчезающе мало и заменяется восстановленными формами углерода в виде алмаза или графита.

Таким образом, данные термодинамических расчетов позволяют предполагать, что в верхней мантии из газообразных веществ водород является преобладающим, воды очень мало, CO преобладает над CO_2 , но оба вещества (CO и CO_2) присутствуют в очень малых количествах. Несколько неопределенными оказываются предположения относительно метана. Высокое давление и низкий окислительный потенциал способствуют формированию метана, но высокая температура вызывает его разложение. Поэтому где-то в верхах мантии должны быть оптимальные условия для образования метана, но с глубиной его содержание уменьшается. Находки алмаз- и графитосодержащих гранатовых перидотитов свидетельствуют о том, что на уровне гранатовых перидотитов реакция $\text{C} + 2\text{H}_2 = \text{CH}_4$ смещена в сторону углерода и фугитивность метана низкая.

Таким образом, на основе термодинамических данных по системе H-O-C можно предполагать, что в вертикальном разрезе коры и верхней мантии внизу преобладает водородный и водородно-метановый состав летучих, вверху же он сменяется на углекислый и углекисло-водяной. Однако такое теоретическое предположение следует проверить на природных материалах.

В последние годы широко развернулись исследования по непосредственным определениям газовой составляющей в горных породах. Оказывается, в процессе минералообразования большое количество газовой составляющей (до $200 \text{ см}^3/\text{кг}$) замуровывается в минералах и породах. Эту газовую составляющую можно извлечь в вакуумных мельницах и исследовать ее состав. Пионером таких исследований в Советском Союзе является И.А.Петерсилье (1964; Петерсилье, Карпова, Мандрыкина, 1967; Петерсилье, Каржавин, 1972). Им показано, что в изверженных и метаморфических породах присутствует газовая

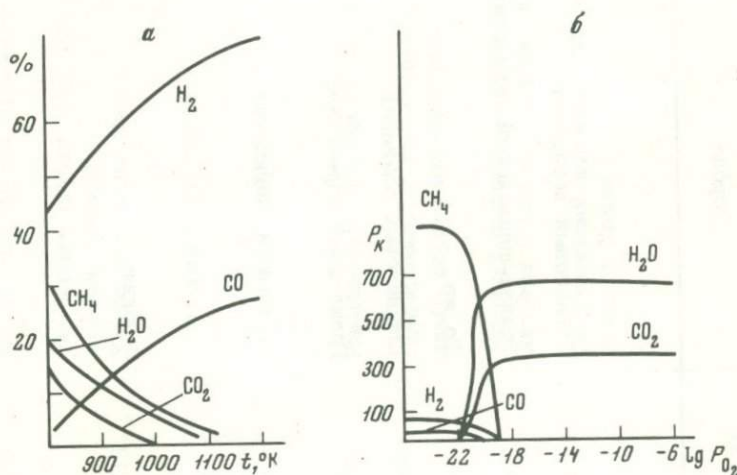


Рис. 4. Диаграммы, показывающие влияние температуры (а) и парциального давления кислорода (б) на соотношение газообразных веществ в равновесной системе H-O-C

Химический состав газов из гранатовых перидотитов, эклогитов и кимберлитов из трубки Обнаженная (см³/кг)

№ обр.	Порода	Объем газа Вес пробы	He	H ₂	N ₂	CH ₄	CO+CO ₂	H ₂ , CH ₄
Перидотиты								
Л-77-67	Гранатовый перидотит	<u>0,18</u> 343	0,00024	0,42	0,12	0,0078	0,0	54
Л-71-70	Гранат-шпинелевый перидотит	<u>0,22</u> 347	0,00010	0,46	0,17	0,0064	0,0076	70
Л-71-89	То же	<u>0,24</u> 325	0,00011	0,62	0,14	0,016	0,0	40
Л-72-307	Шпинелевый оливинит	<u>0,17</u> 333	0,0007	0,41	0,12	0,0063	0,0	65
Л-72-220	Гранатовый пироксенит	<u>0,19</u> 326	0,0001	0,49	0,15	0,0068	0,003	70
	Средний перидотит		0,00029	0,48	0,14	0,0086	0	56
Эклогиты								
Л-106	Эклогит	<u>0,36</u> 332	0,00012	0,52	0,51	0,016	0,10	33
Л-72-52	"	<u>0,16</u> 311	Следы	0,49	0,10	0,013	0,037	38
Л-72-54	"	<u>0,40</u> 307	0,00014	1,13	0,18	0,018	0,024	63
Л-71-61	Энстатитовый эклогит	<u>0,33</u> 260	0,00015	1,08	0,17	0,014	0,0	77
Л-72-50	То же	<u>0,23</u> 336	0,00007	0,55	0,10	0,011	0,0	50
	Средний эклогит		0,00012	0,77	0,21	0,014	0,032	55
Л-71-28	Гранатовый энстатит	<u>0,29</u> 307	0,00013	0,69	0,24	0,031	0,0	22
Кимберлиты								
Л-69-206	Кимберлит трубки Обнаженная	<u>1,0</u> 287	0,00035	2,17	1,12	0,14	1,69	15
М-418	Кимберлит трубки Мир, массивный, черный, свежий	<u>2,0</u> 294	0,00020	3,64	3,20	0,068	0,91	53
Л-69-205	Кимберлит жилы Великан	<u>0,61</u> 262	0,00012	1,89	0,30	0,11	0,031	17
	Средний кимберлит		0,00022	2,57	1,20	0,106	0,88	24
Измененные и другие породы								
М-420	Измененный кимберлит из трубки Мир	<u>0,14</u> 338	0,00007	0,32	0,08	0,0068	0,12	47
Л-71-187	Порфиroidный гранатовый перидотит, слабо серпентинизированный	<u>9,1</u> 341	0,0012	4,67	21,4	0,14	0,056	33
К-226	Коровый омфацил - алмандиновый эклогит Северного Казахстана	<u>0,40</u> 304	0,001	0,67	0,21	0,45	0,036	1,5
VIII-11	Ослоденелый коровый эклогит Южного Урала	<u>0,29</u> 350	0,0012	0,36	0,30	0,0032	0,0	112

составляющая, включающая в себя водород, азот, гелий, CO , CO_2 и углеводородные газы, в том числе очень сложного состава. Содержание и состав газов контролируются минеральным и химическим составом горных пород. В настоящее время в геологической литературе (Добрецов и др., 1970; Green, 1972) распространено убеждение, что преобладающей летучей фазой в верхней мантии является CO_2 . Основанием для такой точки зрения явилась работа Роддера (Roedder, 1965), который описал газово-жидкие включения в кристаллах оливина и оливниновых желваках из базальтов и отметил, что сложены они жидкой углекислотой. В этой связи Грин (Green, 1972) даже высказал гипотезу, что астеносферный слой особо насыщен углекислотой. Сейчас такая точка зрения представляется сомнительной.

Более правомерным кажется метаново-водородный состав газов в мантии. В этом плане очень интересна работа Л.В.Агафонова и Г.А.Андреевой (1973), которые определили газовую составляющую в альпинотипных гипербазитах. Оказалось, что состав газов в этих породах водородно-метановый. Установлено, что дуниты, гарцбургиты с верлитами и пироксениты содержат соответственно 4,47; 3,03; 2,25 $\text{см}^3/\text{кг}$ метана; 1,01; 0,23; 0,65 $\text{см}^3/\text{кг}$ водорода; содержание более сложных углеводородов на один-два порядка меньше; CO_2 обнаруживается только в некоторых пробах и в ничтожных количествах. В серпентинизированных образцах первичные газы отсутствуют.

Для решения вопроса, какое же газовое вещество преобладает в мантии, большая коллекция совершенно свежих и крупных включений гранатовых перидотитов и эклогитов из кимберлитов была передана нами И.А.Петерсилье для исследования.

Результаты исследования газовой составляющей во включениях гранатовых перидотитов и эклогитов представлены в табл. 2. Содержание большинства углеводородов сложного состава оказалось за пределами чувствительности метода.

Как можно видеть из табл. 2, в составе газовой составляющей абсолютно преобладающим компонентом является водород, метана содержится на два порядка меньше, CO и CO_2 обнаруживаются в некоторых образцах в ничтожных количествах.

Включения гранатовых и гранат-шпинелевых перидотитов содержат (в среднем): H_2 - 0,48; CH_4 - 0,0086; N_2 - 0,14; He - 0,00029 $\text{см}^3/\text{кг}$. Среди гранатовых перидотитов резко выделяется обр. Л-71-187. Это неравномерно-зернистая катаклазированная и местами даже милонитизированная порфириовидная порода, содержащая повышенные количества водорода, метана, некоторое количество CO_2 и аномально высокое количество азота. При подсчете средних содержаний газов в гранатовых перидотитах этот образец не принимался во внимание.

Мантийные эклогиты содержат почти такое же или несколько большее количество газов (в среднем): H_2 - 0,77; CH_4 - 0,031; N_2 - 0,21; He - 0,00012 $\text{см}^3/\text{кг}$.

Вмещающие кимберлиты отличаются от включений более высокой газонасыщенностью. В них содержится больше водорода, метана, азота, хотя количество гелия остается на том же уровне, что и в гранатовых перидотитах. Состав газов в кимберлитах преимущественно водородный. В сильно измененных кимберлитах содержание всех газов резко падает. Такую же особенность отмечают для серпентинизированных гипербазитов Л.В.Агафонов и Г.А.Андреева (1973).

Аналогично ослюденелый эклогит с Южного Урала отличается очень низким содержанием газовой составляющей. Очевидно, процессы изменения ведут к улетучиванию первичных газов и измененные образцы следует исключать из рассмотрения.

Данные по содержанию водорода и метана в мантийных породах нанесены на диаграмму (рис. 5), из которой можно видеть, что включения гранатовых перидотитов характеризуются довольно близкими содержаниями водорода и

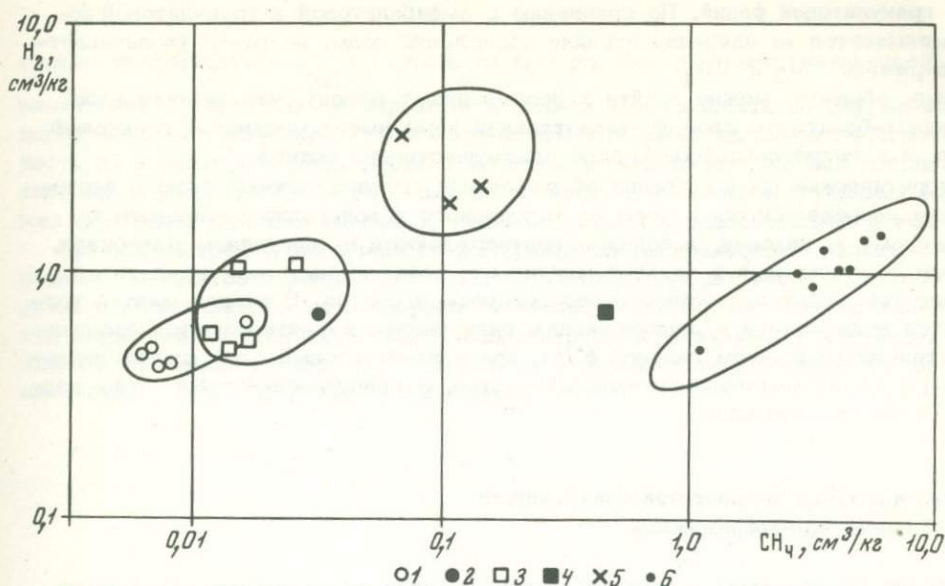


Рис. 5. Распределение водорода и метана в мантийных породах
 1 - гранатовый перидотит; 2 - энстатитит; 3 - мантийный эклогит; 4 - коровый эклогит; 5 - кимберлит; 6 - альпинотипный гипербазит

метана с преобладанием водорода. Близкие отношения H_2/CH_4 всех образцов могут свидетельствовать о том, что распределение водорода и метана в образцах гранатовых перидотитов близко к равновесному. В мантийных эклогитах содержание водорода и метана несколько увеличивается, но отношение H_2/CH_4 сохраняется таким же, как в гранатовых перидотитах. Поля гранатовых перидотитов и эклогитов частично перекрываются. В кимберлитах содержание водорода и метана сильно увеличивается, а отношение H_2/CH_4 или остается таким же, как в гранатовых перидотитах, или несколько смещается в сторону метана. Точки альпинотипных гипербазитов образуют самостоятельное поле, от более глубоких гранатовых перидотитов они отличаются уже преобладанием метана над водородом. Это свидетельствует о том, что в менее глубоких условиях равновесные отношения водорода и метана смещаются в сторону метана. Очень характерно, что менее глубокий коровый эклогит из Северного Казахстана по сравнению с мантийными эклогитами содержит гораздо больше метана и отличается от мантийных эклогитов более низким отношением H_2/CH_4 .

В заключение можно сделать вывод о том, что газовая составляющая в вертикальном разрезе верхней мантии изменяется от существенно водородной на уровне гранатовых перидотитов до водородно-метановой в самых верхах мантии. Представление об углекислом составе газов в верхней мантии не подтверждается и должно быть отвергнуто.

Газовая фаза в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фаций исследовалась рядом авторов. Так, Туре (Tourret, 1970, 1971) изучал состав газовой фазы в метаморфических породах Норвегии, в гранулитовой фации района Бамбле и амфиболитовой фации района Телемарк. Газово-жидкая фаза в породах гранулитовой фации представлена главным образом CO_2 , частично метаном со следами более сложных углеводородов. Для амфиболитовой фации, наоборот, характерен водный состав газовой-жидких включений.

Ф.А.Летников и Б.О.Шкандрий (1973) определили состав газовой-жидкой фазы в большой группе метаморфических пород зеленосланцевой, амфиболито-

вой и гранулитовой фаций. По сравнению с амфиболитовой в гранулитовой фации уменьшается на один-два порядка содержание воды, но резко увеличивается содержание CO_2 и CH_4 .

Таким образом, можно прийти к несомненному выводу, что летучая фаза в гранулит-базитовом слое континентальной коры имеет метаново-углекислый состав, а в гранито-гнейсовом слое преимущественно водный.

Теоретические представления об изменении состава газовой фазы в вертикальном разрезе мантии и коры от водородного и водородно-метанового к углекислому и, наконец, к водному подтверждаются на природном материале. Газовая составляющая в верхней мантии на уровне гранатовых перидотитов и эклогитов имеет преимущественно водородный состав. В верхах мантии усиливается доля метана и альпинотипные гипербазиты характеризуются водородно-метановым составом газовой фазы. Гранулит-базитовый слой континентальной коры имеет метаново-углекислый состав, а гранито-гнейсовый слой — водный состав газовой фазы.

Режим летучих компонентов и особенности глубинного магмообразования

Обычно температуры в верхней мантии никогда не достигают таких высоких значений, которые необходимы для того, чтобы обеспечить сухое плавление базальтов или ультраосновных пород. Поэтому при температурах порядка $1000-1200^\circ$ в верхней мантии возникают полусухие магмы с низкой температурой плавления, которые содержат то или иное количество воды, поскольку вода снижает температуры плавления. Надо сказать, что и другие летучие компоненты, такие, как водород, тоже снижают температуру плавления, но в гораздо меньшей степени. По сравнению с водой их влияние на температуры плавления невелико, поэтому в первом приближении именно воду можно считать главным компонентом летучей фазы, снижающим температуру плавления базальтов.

Газовой фазы в мантии мало (даже в том случае, если осуществляется какой-то ее приток), поэтому можно сделать вывод, что количество выплавляемой магмы целиком определяется количеством газовой фазы и главным образом воды. Количество воды и газовой флюидной режим изменяются с глубиной. Здесь надо исходить из того общепризнанного факта, что близповерхностная окислительная обстановка с глубиной сменяется восстановительной. В связи с падением окислительного потенциала P_{O_2} с глубиной изменяются и равновесные отношения воды и водорода, причем доля воды в газовой флюидной фазе прогрессивно падает, а доля водорода возрастает. В коре вода преобладает над водородом. В верхах мантии проходит граница равного соотношения воды и водорода. Вблизи этой же границы, на уровне того же окислительно-восстановительного потенциала кислорода, проходит и граница устойчивости магнетита. Ниже водород уже преобладает над водой. Магматические породы с магнетитом, например толеиты, формируются в окислительных условиях самых верхних частей мантии, где вода преобладает над водородом. Относительное обилие воды обуславливает появление большого количества расплава и широкий магматизм. Более глубинные магмы — щелочные базальты, кимберлиты — формируются уже в восстановительных условиях, они не содержат магнетита и образуются в условиях, где водород преобладает над водой. Малые количества воды обуславливают малые объемы выплавленной магмы.

Газовая фаза не только определяет количество выплавляемых магм; состав газовой фазы влияет самым решительным образом на состав магм. Сейчас становится ясным, что на большой глубине с падением окислительного потенциала кислорода усиливается значение восстановленных форм летучих компонентов, в частности водорода. Такая водородная газовая фаза, собираясь в силикатном расплаве, должна сильно увеличивать его кислотность (поскольку

сильно увеличивается μ_{H^+}). Очень кислый расплав не может находиться в равновесии с окружающими породами и должен выщелачивать из окружающих пород щелочные элементы и тем восстанавливать свою кислотность—щелочность до нормальной. Этот процесс кислотного выщелачивания был предложен автором (Лутц, 1973, 1974а) для объяснения накопления в глубинных магмах щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов. При рассмотрении фактического материала по распределению редких и рассеянных элементов в мантийных и магматических породах необходимо проследить, устанавливаются ли в природе те закономерности, которые вытекают как следствия из идеи глубинного кислотного выщелачивания, в частности смешаются ли отношения щелочных элементов с глубиной выплавления в сторону элементов с более щелочными свойствами.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Силикатный состав верхней мантии

Поскольку в главе 1 мы определили основные группы возможных представителей мантийных пород, вычисление средних содержаний главнейших химических элементов на базе силикатных анализов представляет собой уже чисто механическую задачу.

В океанах к мантийным породам относят океанические перidotиты и гарцбургиты, а на континентах — малоглубинные альпинотипные гипербазиты, среднеглубинные включения шпинелевых перidotитов в базальтах, наиболее глубинные включения гранатовых перidotитов и включения пирроловых эклогитов в кимберлитах. Рассмотрим химический состав этих пород.

Первые петрографические и химические данные по океаническим гипербазитам известны по работам Хесса (Hess, 1960, 1962, 1964); позже химический состав океанических гипербазитов обсуждался рядом авторов (Miyashiro, Shido, Ewing, 1969; Bonatti, Honnorez, Ferrare, 1971; Denton, 1965). Химический состав ультрабазитов островов Св. Петра и Св. Павла исследован Мелсоном с соавторами (Meslon et al., 1967). Последние и наиболее полные обобщения состава океанических гипербазитов принадлежат Л.В.Дмитриеву (1973а,б).

Данные по химическому составу океанических гипербазитов приведены в табл. 3.

Для альпинотипных гипербазитов самое полное обобщение химического состава с отбором наиболее высококачественных анализов было сделано В.В.Велинским и Г.В.Пинусом (1973). Средний состав альпинотипных гипербазитов этих авторов приводится в табл. 3.

По включениям шпинелевых перidotитов из базальтов имеется большое число литературных данных. Из первых работ следует отметить обобщения Росса с соавторами (Ross, Foster, Myers, 1954). Большое число анализов — свыше 150 — опубликовано Хатчисоном (Hutchison, Paul, Harris, 1970). Аналитические данные имеются также в работах Карсвелла (Carswell, 1968), Давсона с соавторами (Dawson, Powell, Reid, 1970), Харриса с соавторами (Harris, Hutchison, Paul, 1972). Из отечественных публикаций следует отметить статью Е.П.Денисова (1968). Несколько анализов включений шпинелевых перidotитов из кимберлитов и базальтов приведено в табл. 4. Количество анализов, которым мы располагали, позволяет вычислить средний состав шпинелевых перidotитов (см. табл. 3).

Для включений гранатовых перidotитов и эклогитов отдельные анализы помещены в табл. 4 и 5. Обширный аналитический материал имеется также в работах Давсона (Dawson, 1962), Давсона с соавторами (Dawson, Powell, Reid, 1970), Карсвелла (Carswell, 1968), Уайта (White, 1967), Вилли (Willie, 1970), Харриса с соавторами (Harris, Hutchison, Paul, 1972). В отечественной литературе большое количество анализов опубликовано в работах А.П.Бобривича с соавторами (1959), В.А.Милашева (1960), Н.В.Соболева (1971). Средний состав гранатовых перidotитов и эклогитов приведен в табл. 3.

Сравнение средних анализов разноглубинных представителей мантийных пород позволяет прийти к следующим выводам.

Все ультраосновные породы по силикатным анализам довольно близки. Альпинотипные гипербазиты, шпинелевые и гранатовые перidotиты содержат почти

Таблица 3

Средний химический состав (вес. %) мантийных пород

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,49	44,88	44,04	45,26	47,04	45,3
TiO ₂	0,04	0,08	0,13	0,45	0,14	0,15
Al ₂ O ₃	1,49	1,90	2,12	14,78	3,09	2,7
Fe ₂ O ₃	2,88	1,61	3,32	3,56	-	6,0
FeO	5,05	6,28	4,19	6,07	15,40	2,9
MnO	0,11	0,14	0,10	0,15	0,31	0,1
MgO	41,31	41,18	41,57	16,72	29,48	40,5
CaO	0,99	1,89	1,87	9,16	2,41	1,5
Na ₂ O	0,08	0,16	0,23	0,79	1,21	0,15
K ₂ O	0,03	0,05	0,15	0,29	0,21	0,1
П. п. п.	6,98	1,17	1,59	2,45	-	-

Примечание. 1 - альпинотипные перидотиты, среднее из 175 анализов (Велинский, Пинус, 1973); 2 - включения шпинелевых перидотитов, среднее из 195 анализов; 3 - включения гранатовых перидотитов, среднее из 97 анализов; 4 - включения пироповых эклогитов, среднее из 44 анализов; 5 - силикатная часть хондритов, среднее из 94 анализов (Urey, Craig, 1953); 6 - океанический гипербазит, среднее из 140 анализов (Дмитриев, 1973б).

одинаковое количество магния, характеризуются одинаковой железистостью $Fe/(Fe + Mg) = 0,09$. Отмечается несколько заниженное количество кремнезема в альпинотипных гипербазитах. Одновременно можно наметить и некоторые химические различия в выделенных разностях ультраосновных пород. Так, количество кальция и алюминия определенно растет от альпинотипных к шпинелевым и далее к гранатовым перидотитам и в последних приближается к характерному для хондритов количеству. При этом именно гранатовые перидотиты оказываются наиболее близкими к хондритам. Правда, от земных перидотитов хондриты отличаются большей железистостью и меньшей магниальностью. Силикатная железистость хондритов оказывается такой же, как в эклогитах: $Fe/(Fe + Mg) = 0,22$.

Наглядное сравнение всех мантийных пород можно провести на диаграмме Al₂O₃-CaO-MgO (рис. 6), где можно заметить определенные закономерности в расположении точек, которые могут быть интерпретированы следующим образом.

Наблюдается последовательное расположение точек ультраосновных пород от малоглубинных альпинотипных гипербазитов к среднеглубинным шпинелевым перидотитам, потом к наиболее глубинным гранатовым перидотитам, последние содержат наибольшее количество глинозема и извести и ближе всего стоят к хондритам. Низкое содержание глинозема и извести в альпинотипных гипербазитах и в шпинелевых перидотитах можно объяснить их остаточной природой. Из них была выплавлена базальтовая магма, и количество полевошпатовой составляющей (Al+Ca) уменьшилось.

Точка среднего хондрита располагается на прямой линии, соединяющей точки гранатового перидотита и эклогита; состав хондрита оказывается

Таблица 4

Химический состав (вес. %) включений гранатовых и шпинелевых перидотитов

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	Л-71-232	51,1	0,07	4,4	1,36	3,44	-	32,44	3,96	0,37	0,16	2,14	-
2	Л-71-227	47,6	0,3	3,3	0,9	0,5	0,11	28,52	7,90	1,02	0,05	2,38	1,38
3	Л-71-177	43,5	0,1	1,4	1,21	6,1	0,11	43,21	1,43	0,31	0,13	2,44	0,6
4	Л-71-31	53,7	0,03	3,8	1,86	3,52	0,12	26,39	7,81	0,53	0,07	1,5	1,26
5	Л-71-103	40,20	0,05	4,80	1,00	5,40	-	31,91	8,05	0,14	0,11	-	6,42
6	БМ-2047	46,00	0,19	3,11	3,34	5,03	Следы	33,34	2,01	0,15	Следы	-	5,41
7	Уд-222	44,21	0,04	2,30	1,90	5,57	-	34,38	3,78	0,28	0,18	-	5,7
8	Л-71-70	44,60	0,14	8,75	1,53	5,05	-	30,12	7,71	0,35	0,31	-	1,04
9	Сл-1	40,95	Следы	4,41	3,58	4,21	0,14	36,98	3,03	0,15	0,03	0,47	1,89
10	Обр. 18	42,56	0,15	6,60	1,93	4,44	0,13	36,53	3,49	0,20	0,05	1,70	1,51
11	АО-15	38,12	0,40	1,35	0,21	11,46	0,14	41,39	1,57	0,05	0,06	3,63	0,76
12	Д-1007	43,53	0,23	4,76	3,64	5,92	0,10	38,62	2,60	0,40	0,02	0,15	-
13	Д-2а	43,50	0,30	4,66	0,50	7,40	0,14	39,88	3,15	0,33	0,11	0,10	-
14	Д-164	43,59	0,23	4,49	2,31	6,99	0,14	39,40	2,40	0,36	0,12	0,12	-
15	Д-189	42,20	0,15	3,55	-	8,47	0,12	45,47	0,39	0,16	0,06	0,18	-

Примечание. 1-7 - гранатовые, 8,9 - гранат-шпинелевые, 10-15 - шпинелевые перидотиты.

Таблица 5

Химический состав (вес. %) включений пироксенитов и эклогитов

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	Л-71-220	45,60	0,12	6,60	2,28	3,34	-	28,54	9,89	0,43	0,24	-	1,26
2	М.114	46,40	0,01	13,38	2,28	2,91	Следы	23,88	7,43	0,58	0,35	2,60	-
3	БМ-1050	51,04	0,36	7,50	1,53	6,78	0,11	26,88	3,87	0,86	0,08	0,06	0,98
4	Л-71-198	51,00	0,40	11,70	2,00	5,44	-	16,95	10,12	0,92	0,25	-	-
5	Л-71-195	47,50	0,12	19,30	1,10	8,64	0,20	15,24	5,50	0,77	0,24	0,54	0,34
6	Л-71-61	47,10	0,19	17,60	0,88	4,87	-	17,18	10,45	0,78	0,31	-	-
7	АО-139	49,32	0,40	6,40	3,34	3,00	0,13	28,26	5,80	0,85	0,20	1,52	0,75
8	АО-66-2	41,06	0,90	10,03	2,42	10,56	0,18	19,10	8,55	1,10	0,70	3,34	1,08
9	АО-66-3	43,00	0,53	14,88	0,15	11,10	0,19	18,51	8,55	1,00	0,05	1,71	0,08
10	Л-71-228	52,40	0,23	6,40	2,73	5,70	0,15	26,65	3,08	0,65	0,16	0,92	0,78
11	Л-71-66	50,20	0,29	9,50	2,20	8,20	0,21	17,59	9,90	1,24	0,24	0,76	0,04
12	БМ-1041	42,63	0,26	14,74	4,00	6,28	0,33	13,66	11,12	0,81	0,54	4,59	-
13	Л-71-64	40,20	0,01	32,80	0,89	2,90	-	6,98	16,82	1,69	0,31	-	0,62
14	983	41,42	0,54	24,44	1,56	7,62	0,36	7,80	10,60	1,50	0,81	-	2,45
15	ЗМ-84	39,15	1,70	17,80	3,30	10,08	0,12	12,00	9,00	1,05	0,85	3,50	-

Примечание. 1-5 - гранатовые пироксениты, 6-8 - энстатитовые эклогиты, 9-12 - эклогиты, 13 - рубиновый эклогит, 14 - гроспидит, 15 - алмазсодержащий эклогит; 1, 3, 12, 15 - из трубки Мир, 14 - из трубки Загадочная, остальные образцы из трубки Обнаженная.

комплементарным с составами земных мантийных пород. Можно рассматривать вещество хондрита как среднее для верхней мантии, но впоследствии претерпевшее дифференциацию на гранатовый перидотит и эклогит.

Следует заметить, что по соотношению магния и железа хондриты не комплементарны с перидотитами и эклогитами. Значит, при разделении хондрита на гранатовый перидотит и эклогит следует предполагать обособление и третьей, железистой, фазы.

Как было отмечено в главе 1, количественные соотношения гранатовых перидотитов и эклогитов в верхней мантии могут варьировать в широких пределах. В то же время диаграмма (см. рис. 6) комплементарности составов

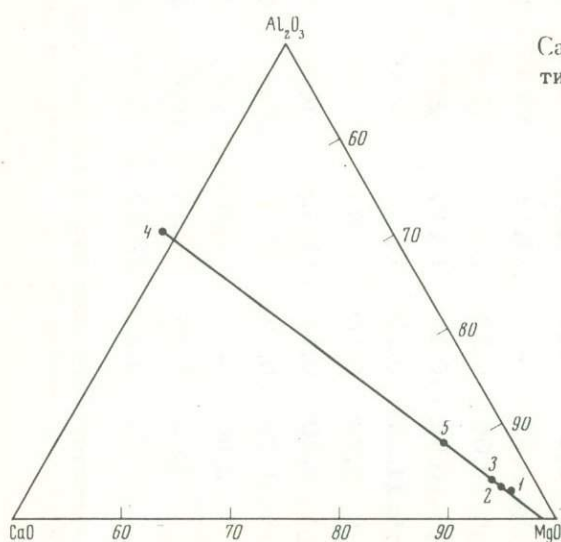


Рис. 6. Соотношение Al_2O_3 — CaO — MgO (мольные %) в мантийных породах и хондритах

- 1 — альпинотипный гипербазит;
- 2 — шпинелевый перидотит;
- 3 — гранатовый перидотит;
- 4 — мантийный эклогит;
- 5 — хондрит

гранатовых перидотитов и эклогитов со средним хондритом позволяет рассматривать состав хондрита как средний мантийный. Она же позволяет оценить возможные средние соотношения перидотитов и эклогитов в верхней мантии. Если исходить из предположения, что содержание глинозема и извести в хондрите отвечает среднемантийному, то можно подсчитать, какова должна быть пропорция гранатовых перидотитов и эклогитов при первичной дифференциации мантийного вещества. Такие подсчеты приводят к выводу, что количество эклогитов в средней мантии должно быть невелико, порядка 6%. (Заметим, что количественные соотношения перидотитовых и эклогитовых включений в трубке Мир характеризуются такими же пропорциями: 95% перидотитов и около 5% эклогитов.)

Аренс и Михаэлис (Ahrens, Von Michaelis, 1968) рассчитали средние соотношения главных элементов для разновидностей каменных метеоритов. Такие же соотношения для мантийных ультраосновных пород рассчитаны нами и приведены в табл. 6. Как можно видеть из табл. 6, из всех земных ультрабазитов наиболее близки к обычным хондритам включения гранатовых перидотитов. Несколько более высокое соотношение Si/Al и Mg/Ca в гранатовых перидотитах объясняется меньшим содержанием алюминия и кальция в них по сравнению с хондритами. Удивляют не различия, а поразительная близость соотношений главных породообразующих элементов в хондритах и гранатовых перидотитах. Такое химическое подобие не может быть случайным, а, несомненно, связано с их генетическим родством.

Таблица 6

Весовые отношения главных элементов в каменных метеоритах и мантийных породах

Отношения элементов	1	2	3	4	5	6
Si/Mg	1,1	1,2	1,5	0,9	0,9	0,75
Si/Ca	10,1	15,7	23,8	15,6	15,7	27,8
Si/Al	11,3	14,2	19,75	18,0	20,5	23,6
Si/Ti	225	225	566	229	350	793
Mg/Ca	9,1	12,9	16,1	18,8	18,5	35,2

Примечание. 1-3 - хондриты: 1 - углистые, 2 - обычные, 3 - энстатитовые; 4 - включения гранатовых перидотитов; 5 - включения шпинелевых перидотитов; 6 - альпинотипные гипербазиты.

1-3 - по Аренсу и Михаэлису (Ahrens, Von Michaelis, 1968).

Таблица 7

Химический состав (вес. %) редких представителей мантийных пород

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,0	44,9	40,1	43,7	35,1
TiO ₂	0,56	0,4	0,05	0,07	12,1
Al ₂ O ₃	14,0	22,4	31,0	27,5	3,7
Fe ₂ O ₃	3,4	8,3	0,5	1,7	6,8
FeO	7,7	-	2,6	2,8	9,1
MnO	0,21	0,15	0,05	0,09	0,17
MgO	13,6	9,2	8,7	7,6	24,9
CaO	9,5	11,8	15,2	12,1	5,9
Na ₂ O	2,26	2,1	1,6	1,53	0,23
K ₂ O	0,68	0,3	0,2	0,66	1,9
P ₂ O ₅	-	0,10	0,05	0,09	-

Примечание. 1 - алмазный эклогит, среднее из 8 анализов (Соболев, 1971); 2 - кианитовый эклогит, среднее из 19 анализов (Rickwood, Mathias, Siebert, 1968; Gurney, Mathias, Siebert, 1971; Соболев, 1971); 3 - рубиновый эклогит, среднее из 3 анализов (один анализ Н.В.Соболева и два анализа автора); 4 - гроспидит, среднее из 10 анализов (Соболев, 1971); 5 - ильменитовые гипербазиты, среднее из 15 анализов [12 анализов А.И.Пономаренко (Пономаренко, Харьков, Илупин, 1971) и 3 анализа автора].

Помимо гранатовых перидотитов и пироповых эклогитов (пироповый гранат с диопсидом, иногда и с энстатитом) в мантии встречаются и другие глубинные породы, такие, как алмазсодержащие, кианитовые и рубиновые эклогиты, гроспидиты, ильменитовые перидотиты. Их средние составы приведены в табл. 7. Такие породы в верхней мантии встречаются относительно редко. Влияние их состава на средний химический состав мантии, по-видимому, незначительно и может не приниматься во внимание.

В геологической литературе имеются оценки химического состава верхней мантии, основанные на анализах химического состава ультраосновных пород, в том числе и глубинных включений. Так, Уайт (White, 1967) исследовал распределение главных элементов в 84 образцах серпентинитов и перидотитовых включений. Он считал, что крайние дифференциаты ультраосновного вещества встречаются редко, а, наоборот, первичный перидотит является наиболее распространенной породой.

Харрис с соавторами (Harris, Hutchison, Paul, 1972) использовали данные Уайта, но больше внимания уделили перидотитовым включениям, считая их соответствующими по составу первичной мантии.

Рассмотрение нашего материала позволяет сделать вывод, что верхняя мантия по составу гетерогенна, неоднородна и ни одну породу нельзя считать соответствующей среднему составу мантийного вещества. Преобладающими породами верхней мантии на глубине свыше 75 км являются гранатовые перидотиты. Второй по распространенности породой является мантийный эклогит. Средний состав верхней мантии должен располагаться между составом гранатового перидотита, с одной стороны, и эклогита — с другой. Возможно, среднее количество эклогитов можно оценить в 6%, а перидотитов — в 94%. Из этого соотношения следует, что средний состав гранатового перидотита можно считать средним составом мантийного вещества на глубине свыше 75 км. Вопрос среднего состава мантии под континентами будет рассмотрен нами в заключительной главе.

Силикатный состав континентальной коры

В петрологической модели (см. гл. 2) в составе континентальной коры мы выделяем два крупных подразделения: нижний — гранулит-базитовый слой и верхний — гранито-гнейсовый. Вычисление среднего состава крупных геологических образований, очень неоднородных и гетерогенных, представляет собой сложную задачу, причем всегда остаются сомнения в правильности выбора решения и в верности конечного результата.

Хотя для ряда крупных регионов имеется много химических анализов пород, средний химический состав нельзя получить простым суммированием всех анализов. Дело в том, что анализов преобладающих, фоновых, пород всегда бывает намного (по крайней мере непропорционально) меньше площадного распространения таких пород.

Естественный путь вычисления среднего предполагает наличие химических анализов всех главнейших пород, развитых в районе, и подсчет площадного распространения каждой породы. Последняя задача в архейских метаморфических толщах решается с трудом.

Как правило, изучаемые разности пород тесно переслаиваются даже в пределах одного обнажения и реальные их соотношения нельзя отразить не только на региональных картах, но даже и на детальном разрезе. На геологических картах обычно бывают показаны отдельные стратиграфические ярусы, свиты и серии, очень неоднородные по строению. В легендах перечисляются породы, которыми такие серии сложены, в редких случаях указывается, какие породы преобладают, а какие находятся в подчиненном положении. Часто подчеркиваются породы, важные для литологической характеристики толщи, такие, как кварциты, мраморы, но объем которых в толще ничтожен. Естественно, что

на такой основе нельзя не только точно, но и приблизительно подсчитать реальные соотношения пород.

При таком неутешительном выводе в активе остаются только субъективные представления об относительной распространенности пород, которые могут быть составлены по отдельным разрезам и маршрутам. Заранее учитывая субъективный характер представлений и относительно невысокую точность конечных результатов, не следует делать химическую модель коры слишком дробной и сложной. Следует вспомнить, что химическая модель коры Тейлора (Taylor, 1964c) была получена простым смешиванием среднего гранита и базальта в соотношении 1:1. Иногда такая простота и отсутствие претензий на сверхточность обеспечивают модели большую достоверность.

Гранулит-базитовый слой континентальной коры включает в себя комплексы метаморфических пород гранулитовой фации, которые обнажаются в наиболее эродированных участках древних щитов. Типичным примером такого комплекса является гранулитовая фация Анабарского щита. Она очень неоднородна. Мелкие неоднородности усугубляются еще и крупными, региональными неоднородностями. Три главных стратиграфических подразделения — далдынская, верхнеанабарская и хапчанская серии различаются по своему литологическому, а следовательно, и химическому составу.

Опыт многолетних маршрутных исследований автора на Анабарском щите показывает, что абсолютно преобладающими породами региона являются эндербиты — гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, среднезернистые, светло-серые с желтоватым оттенком, полосчатой, слоистой текстуры. Они являются преобладающими породами во всех трех сериях.

Следующими по распространенности породами являются основные кристаллические сланцы и гранулиты (вместе с биотит-гранатовыми гнейсами), причем основные кристаллические сланцы наибольшим распространением пользуются в низах разреза, в далдынской серии, вверх их количество уменьшается, а количество гранулитов и биотит-гранатовых гнейсов, наоборот, увеличивается и достигает максимума в верхах разреза в хапчанской серии. Следующими по распространенности породами следует считать граниты, среди которых преобладают красные и розовые микроклиновые разности, тогда как собственно чарнокиты (гиперстеновые граниты) пользуются резко подчиненным распространением. Именно эндербиты, основные кристаллические сланцы, гранулиты и граниты слагают фон гранулитовой толщи Анабарского щита.

Другие породы пользуются несравненно меньшим распространением. Достаточно редко встречаются ультрабазиты, кварциты, высокоглиноземистые породы с кордиеритом и силлиманитом, карбонатные породы. Особо редки сапфиринсодержащие и андрадитовые породы. Площадное распространение всех перечисленных редких пород едва ли составляет 1%, поэтому учитывать их при вычислении среднего химического состава вряд ли целесообразно.

Для вычисления среднего состава гранулитовой толщи Анабарского щита мы берем средние анализы только четырех пород: эндербитов, основных кристаллических сланцев, гранулитов и гранитов в соотношении 2:1:1:1. Средние составы анабарских пород приводятся в табл. 8, средний состав всего гранулитового комплекса — в табл. 9.

В геологической литературе имеются данные о среднем составе метаморфических комплексов гранулитовой фации Канады, Норвегии, Австралии, Бразилии. Эти данные приведены в табл. 9. Несмотря на различный подход и методику подсчета, оценки химического состава гранулитовых комплексов очень близки. По-видимому, общий состав древних гранулитовых комплексов на щитах одинаков. С учетом данных по всем регионам подсчитаем средний состав метаморфических комплексов гранулитовой фации, обнажающихся на древних щитах (см. табл. 9).

Следует заметить, что на щитах обнажается верхняя часть гранулит-базитового слоя континентальной коры. Как уже было отмечено в петрологической модели, в основании гранулитовых комплексов лежит более однородный и бо-

лее основной слой эцлогитоподобных пород, который в составе базальтового слоя коры составляет не менее 1/5 части. Поэтому, если мы хотим говорить о среднем химическом составе всего гранулит-базитового слоя, то необходимо учесть и состав эцлогитоподобных пород. Их средний состав подсчитан на основе химических анализов включений эцлогитоподобных пород из трубки Удачная и приведен в табл. 8. Состав гранулит-базитового слоя подсчитан при суммировании среднего состава гранулитовой фации и субфации эцлогитоподобных пород в пропорции 4:1 (см. табл. 9). Если сравнить его со средним составом базальта, гранодиорита и андезита, то можно видеть, что средний состав гранулит-базитового слоя, или "базальтового" слоя в понимании геофизиков, не отвечает ни составу базальта, ни составу гранодиорита. Он ближе всего стоит к андезиту, хотя и с ним имеет некоторые различия.

Гранито-гнейсовый слой слагает верхнюю часть консолидированной коры, он лежит на гранулит-базитовом слое и перекрывается осадочными породами. Гранито-гнейсовый слой включает в себя комплексы гранитных и гранитизированных пород, метаморфических пород амфиболитовой фации и комплексы пород более низких ступеней метаморфизма. Метаморфические комплексы амфиболитовой фации, включающие в себя мигматизированные и гранитизированные породы, являются главным членом гранито-гнейсового слоя.

Имеются данные по химическому составу метаморфических комплексов амфиболитовой фации. Так, нами были сделаны химические анализы 20 проб пород олекминской серии Алданского шита, типичной для амфиболитовой фации. Породы были отобраны В.С.Шкодзинским, набор образцов примерно соответствует распространенности пород на местности по разрезу вдоль р. Олекмы. Анализы приводятся в табл. 10.

Таблица 8

Средний химический состав (вес. %) главнейших пород гранулит-базитового слоя

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	66,6	49,7	63,6	68,4	45,2
TiO ₂	0,4	1,2	0,5	0,5	1,1
Al ₂ O ₃	16,6	16,1	17,2	12,6	16,3
Fe ₂ O ₃	1,3	3,1	2,1	0,6	6,7
FeO	3,0	8,4	5,6	7,3	4,8
MnO	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2
MgO	2,2	8,0	2,6	0,9	13,3
CaO	4,3	10,6	3,1	1,6	9,4
Na ₂ O	3,9	2,2	2,7	2,9	1,8
K ₂ O	1,2	0,5	2,5	5,0	0,6
P ₂ O ₅	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1

Примечание. 1 - эндрбиты Анабарского шита (гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, иногда с аксессуарным биотитом), среднее из 20 анализов; 2 - основные кристаллические сланцы Анабарского шита, среднее из 20 анализов (из них 15 - амфибол-двупироксен-плагиоклазовых, 3 - гранат-амфибол-двупироксен-плагиоклазовых и 2 - гранатовых амфиболитов); 3 - гранулиты и биотит-гранатовые гнейсы Анабарского шита, среднее из 10 анализов; 4 - чарнокит, среднее из 5 анализов; 5 - включения эцлогитоподобных пород из трубки Удачная, среднее из 15 анализов.

Таблица 9

Средний химический состав (вес. %) гранулитовых комплексов из различных регионов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	62,8	60,3	63,4	61,2	60,6	61,0	62,1	61,5	58,2
TiO ₂	0,6	1,0	0,5	0,6	0,9	0,95	0,6	0,7	0,8
Al ₂ O ₃	15,9	15,6	16,7	16,4	15,4	15,9	15,4	15,9	16,0
Fe ₂ O ₃	1,8	7,2	1,5	2,3	7,2	1,7	6,8	6,6	2,8
FeO	5,4	-	3,4	3,5	-	5,5	-	-	4,8
MnO	0,1	0,1	0,07	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,15
MgO	3,2	3,9	2,2	3,0	3,9	3,0	3,8	3,3	5,3
CaO	4,8	5,8	3,6	4,4	5,7	5,3	6,6	5,2	6,0
Na ₂ O	3,0	3,5	4,0	4,0	2,8	3,6	3,4	3,5	3,2
K ₂ O	2,1	2,5	2,58	3,0	2,6	2,3	1,0	2,4	2,0

Примечание. 1 - гранулитовая фация Анабарского щита при соотношении эндербитов, основных кристаллических сланцев, гранулитов и чарнокитов в пропорции 2:1:1:1; 2 - гранулитовая фация, по Тейлору (Taylor, 1964 c); 3 - гранулитовая фация Канадского щита (Eade, Fahrig, Maxwell, 1966); 4 - гранулитовая фация Норвегии, район Лофотен-Вестерален (Heier, Thorensen, 1971); 5 - гранулитовая фация Австралии (Lambert, Heier, 1968); 6 - гранулитовая фация Бразилии (Sighinolfi, 1971); 7 - гранулитовая фация Шотландии (Holland, Lambert, 1972); 8 - метаморфические комплексы гранулитовой фации, средний состав которых получен суммированием данных по всем регионам; 9 - гранулит-базитовый слой при соотношении гранулитовой фации и субфации эклогитоподобных пород 4:1.

В геологической литературе имеются подсчеты среднего состава гранитизированных амфиболитовых фаций Норвегии, Канады, Шотландии (табл. 11). Здесь же подсчитан средний состав амфиболитовой фации в целом. По сравнению с гранулитовой фацией комплексы амфиболитовой фации содержат меньше титана, железа, магния, но больше кремнезема и щелочей, особенно увеличивается содержание калия. Средний состав комплексов амфиболитовой фации метаморфизма, по-видимому, отражает состав нижней части гранито-гнейсового слоя.

Опубликованы подсчеты среднего состава крупных обнаженных участков кристаллической коры. Такие данные имеются по отдельным районам Канадского щита (Новый Квебек, Саскачеван, Онтарио), по отдельным районам Шотландии (Рона, Лаксфильд, Дурнес, Торридон), по Балтийскому щиту. В эти подсчеты включены и метаморфические породы низких ступеней регионального метаморфизма (табл. 12). Такие группы химических анализов отражают состав верхней части гранито-гнейсового комплекса.

По-видимому, средний состав гранито-гнейсового слоя может быть получен при суммировании и осреднении всех данных табл. 11 и 12. Такой средний состав всего гранито-гнейсового слоя континентальной коры приводится в табл. 12. Можно сказать, что состав гранито-гнейсового слоя отличается от состава гранулит-базитового большей кремнеземистостью, большей щелочностью, меньшим количеством феррических окислов - FeO, MgO, CaO. Если в гранулит-базитовом слое натрия преобладает над калием, то в гранито-гнейсовом слое их количество выравнивается.

Определив средние составы гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев континентальной коры, можно подсчитать и средний состав всей консолидированной континентальной коры. При таком подсчете мы исходим из равного соотношения главнейших составляющих коры - гранулит-базитового и

Таблица 10

Химический состав (вес. %) метаморфических пород амфиболитовой фации олекминской серии Алданского щита

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П.п.п.
В-312	73,40	0,12	13,60	0,68	1,00	0,03	0,05	2,38	4,02	4,46	0,10		0,46
В-315	69,50	0,32	14,60	1,49	1,70	0,06	0,05	3,68	4,24	3,36	-	0,68	-
В-319	72,00	0,20	14,70	1,09	1,35	0,06	0,62	2,28	4,53	2,35	0,02	-	0,48
В-324	72,00	0,20	13,80	0,71	1,42	0,05	0,31	1,63	3,82	4,00	-	-	0,36
В-328/1	64,90	0,31	13,40	0,78	1,99	0,04	0,08	4,88	4,72	0,94	-	-	0,32
В-340	66,80	0,53	15,30	3,09	1,42	0,07	1,94	3,14	4,07	2,50	-	-	0,54
В-350	69,60	0,26	12,70	0,87	1,64	0,04	0,54	2,49	3,21	4,33	0,04	-	0,40
В-351	62,50	0,52	18,30	1,10	2,42	0,04	0,93	3,03	3,62	5,43	0,04	0,06	0,80
В-351/2	67,80	0,38	16,70	0,87	1,64	0,04	0,39	2,60	3,62	4,18	-	-	0,46
В-355/1	54,00	1,03	14,70	2,25	9,89	0,19	8,61	3,13	1,04	2,86	0,04	0,72	-
В-355/3	72,80	0,33	14,20	1,37	2,42	0,09	0,08	3,79	2,98	1,03	-	-	0,56
В-360/1	71,00	0,26	15,20	1,26	1,64	0,08	0,08	2,93	4,44	3,04	-	-	0,34
В-361	70,20	0,38	14,20	1,29	2,70	0,07	0,78	4,01	4,25	1,65	-	-	0,64
В-361/3	49,50	1,06	14,10	2,74	9,11	0,23	5,00	11,40	3,68	1,22	0,12	0,44	-
В-366	67,90	0,38	16,40	1,18	1,99	0,05	0,54	3,03	4,13	4,11	-	-	0,38
В-366/1	69,80	0,33	15,50	1,17	1,64	0,05	0,23	2,49	3,55	4,58	0,06	-	0,26
В-373/4	58,10	0,46	13,40	7,81	7,12	0,19	1,56	4,88	3,03	1,50	-	0,92	-
В-382	71,40	0,26	14,70	0,80	1,70	0,04	0,47	2,28	3,68	3,64	-	-	0,34
В-391/1	71,20	0,27	13,00	1,10	1,70	0,06	0,78	1,63	4,13	5,33	-	-	0,42
В-391/2	54,00	1,21	13,60	3,66	10,53	0,34	3,74	9,10	1,90	1,06	0,22	0,40	-

Таблица 11

Средний химический состав (вес. %) комплексов метаморфических пород амфиболитовой фации

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	69,20	65,6	64,7	69,2	67,2
TiO ₂	0,44	0,5	0,5	0,3	0,4
Al ₂ O ₃	14,60	14,9	16,0	15,9	15,3
Fe ₂ O ₃	1,75	1,1	1,5	-	1,4
FeO	3,25	3,4	2,9	3,4	3,2
MnO	0,08	0,06	0,08	0,06	0,07
MgO	1,30	2,4	2,3	1,5	1,9
CaO	3,74	3,4	3,3	3,2	3,4
Na ₂ O	3,62	3,5	4,0	4,2	3,8
K ₂ O	3,08	3,7	2,8	2,3	3,0

Примечание. 1 - амфиболитовая фация олекминской серии Алданского щита; 2 - амфиболитовая фация Норвегии (Heier, Thøgersen, 1971); 3 - амфиболитовая фация Канады (Eade, Fahrig, Maxwell, 1966); 4 - амфиболитовая фация Шотландии (Holland, Lambert, 1972); 5 - амфиболитовая фация, средний состав которой получен суммированием данных по всем регионам.

Таблица 12

Средний химический состав (вес. %) крупных обнаженных сегментов континентальной коры

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67,5	60,7	64,9	64,5	63,2	66,7
TiO ₂	0,4	0,7	0,5	0,5	0,7	0,5
Al ₂ O ₃	14,6	14,1	14,6	16,1	15,7	15,2
Fe ₂ O ₃	1,3	1,4	1,4	1,5	6,0	1,5
FeO	3,1	2,6	2,7	2,9	-	3,1
MnO	0,04	-	0,07		0,12	0,07
MgO	1,7	1,7	2,2	2,3	3,1	2,0
CaO	3,4	2,8	4,1	5,3	5,2	3,7
Na ₂ O	3,1	3,3	3,5	4,0	3,5	3,6
K ₂ O	3,5	3,6	3,1	2,8	2,3	3,0

Примечание. 1 - Балтийский щит (Sederholm, 1925); 2 - Норвегия (Barth, 1961); 3 - Канадский щит (Shaw et al., 1967); 4 - Канадский щит, Новый Квебек (Eade, Fahrig, Maxwell, 1966); 5 - Шотландский щит (Holland, Lambert, 1972); 6 - состав гранито-гнейсового слоя континентальной коры, подсчитан как среднее из данных табл. 11 и 12.

Таблица 13

Средний химический состав (вес. %) континентальной коры

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	62,5	55,2	63,1	60,3	64,6	61,9	62,5
TiO ₂	0,6	1,7	0,75	1,0	0,5	0,8	0,7
Al ₂ O ₃	15,6	15,3	15,21	15,6	15,6	15,6	15,6
Fe ₂ O ₃	2,1	2,9	6,65	-	1,5	6,9	6,1
FeO	4,0	5,8	-	7,2	2,9	-	-
MnO	0,1	0,3	0,13	-	0,07	0,1	0,13
MgO	3,6	5,1	3,10	3,9	2,5	3,1	3,2
CaO	4,9	8,4	4,14	5,7	3,2	5,7	6,0
Na ₂ O	3,4	3,0	3,37	3,2	3,9	3,1	3,4
K ₂ O	2,5	1,9	3,01	2,5	2,8	2,9	2,3

Примечание. 1 - средний состав континентальной коры при соотношении гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев 1:1; 2 - по Польдерварту и Грину (Poldervaart, Green, 1959); 3 - по А.П.Виноградову (1962в) (две части гранита и одна часть базальта); 4 - по Тейлору (Taylor, 1964с) (сумма равных частей гранита и базальта); 5 - по Эаду, Фаригу и Максвеллу (Eade, Fahrig, Maxwell, 1966); 6 - по А.Б.Ронову и А.А.Ярошевскому (1967); 7 - по Холланду и Ламберту (Holland, Lambert, 1972).

гранито-гнейсового слоев. Результаты расчетов приведены в табл. 13. Здесь же даны оценки состава коры по другим авторам.

Заключая главу, можно отметить, что в отличие от других исследователей автор при подсчете химического состава континентальной коры исходил из того, что кора сложена главным образом метаморфическими породами. На основе исследования химизма метаморфических пород самых глубинных фаций проведена оценка химического состава континентальной коры и ее двух главных составляющих - гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Распределение щелочных элементов

Самой удивительной особенностью континентальной коры в отличие от мантии является чрезвычайно высокое содержание щелочных элементов, особенно — сильных щелочей калия и рубидия. По сравнению с верхней мантией содержание калия и рубидия в земной коре увеличивается на два порядка. Как писал Ю.М.Шейнманн (1972, стр. 29): "На континентах накоплены огромные количества калия. Откуда он? Какими процессами вынесен из тысячекилометровой глубины?" На этот вопрос следует дать ответ. Геохимические особенности, и в частности контрастное распределение щелочей в мантии и коре, наиболее удобно использовать для исследования процессов дифференциации мантийного вещества и формирования континентальной коры.

Щелочные элементы в мантийном субстрате и магматических породах

Большой геохимический материал имеется по особенностям распределения двух элементов — калия и рубидия, и именно с них и следует начать описание.

По-видимому, Аренс (Ahrens, Pinson, Kearns, 1952) был первым, кто обратил внимание на тесную геохимическую связь, существующую между калием и рубидием. Позднее проблема обсуждалась рядом авторов (Taylor, Ahrens, 1959; Gast, 1965; Stuber, Murthy, 1966; Эрланк, 1972).

Обычные типы пород характеризуются устойчивыми постоянными отношениями K/Rb , и это отношение остается сравнительно постоянным даже при магматической дифференциации, несколько изменяясь только в глубоко дифференцированных сериях. Для главных типов мантийных, магматических и метаморфических пород характерны свои пределы содержания калия, рубидия и отношения K/Rb . Последнее для разных пород характеризуется широким спектром вариаций.

Калий и рубидий в породах мантийного субстрата. Рассмотрим распределение щелочных элементов K и Rb в следующих группах пород: включениях гранатовых перидотитов, пироповых эклогитов, шпинелевых перидотитов и в альпинотипных и океанических гипербазитах. Исследование проведем на логарифмической диаграмме (рис. 7) с отложенными на осях содержаниями калия и рубидия. На такой диаграмме наглядно видны пределы и среднее содержание калия и рубидия в главных типах пород и изменения в соотношении K/Rb .

Данные по содержанию калия и рубидия в хондритах встречаются во многих работах. Мурти и Компстон (Murthy, Compston, 1965) оценивают колебания содержаний калия в 718–765 г/т, рубидия в 1,4–4,9 г/т, а отношение $K/Rb = 290–506$. По сравнению с земной корой хондриты характеризуются более высоким отношением K/Rb . При построении диаграммы (см. рис. 7) мы исходили из среднего содержания $K = 750$, $Rb = 2,5$ г/т, $K/Rb = 300$.

Данные по распределению щелочей в гранатовых перидотитах приведены в табл. 14. Среднее содержание $Na = 2300$, $K = 800$, $Li = 3,6$, $Rb = 3,4$ г/т, $K/Rb = 240$. Определения сделаны Э.И.Пополитовым. Аналогичные данные для гранатовых перидотитов приводят О.Д.Ставров и А.В.Уханов (1971): $K = 1060$, $Rb = 3,9$ г/т, $K/Rb = 270$, $Na = 3650$, $Li = 1,3$ г/т. В африканских гранатовых перидотитах цифры содержания калия и рубидия такие же (Stuber, Murthy, 1966; Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972), но для натрия

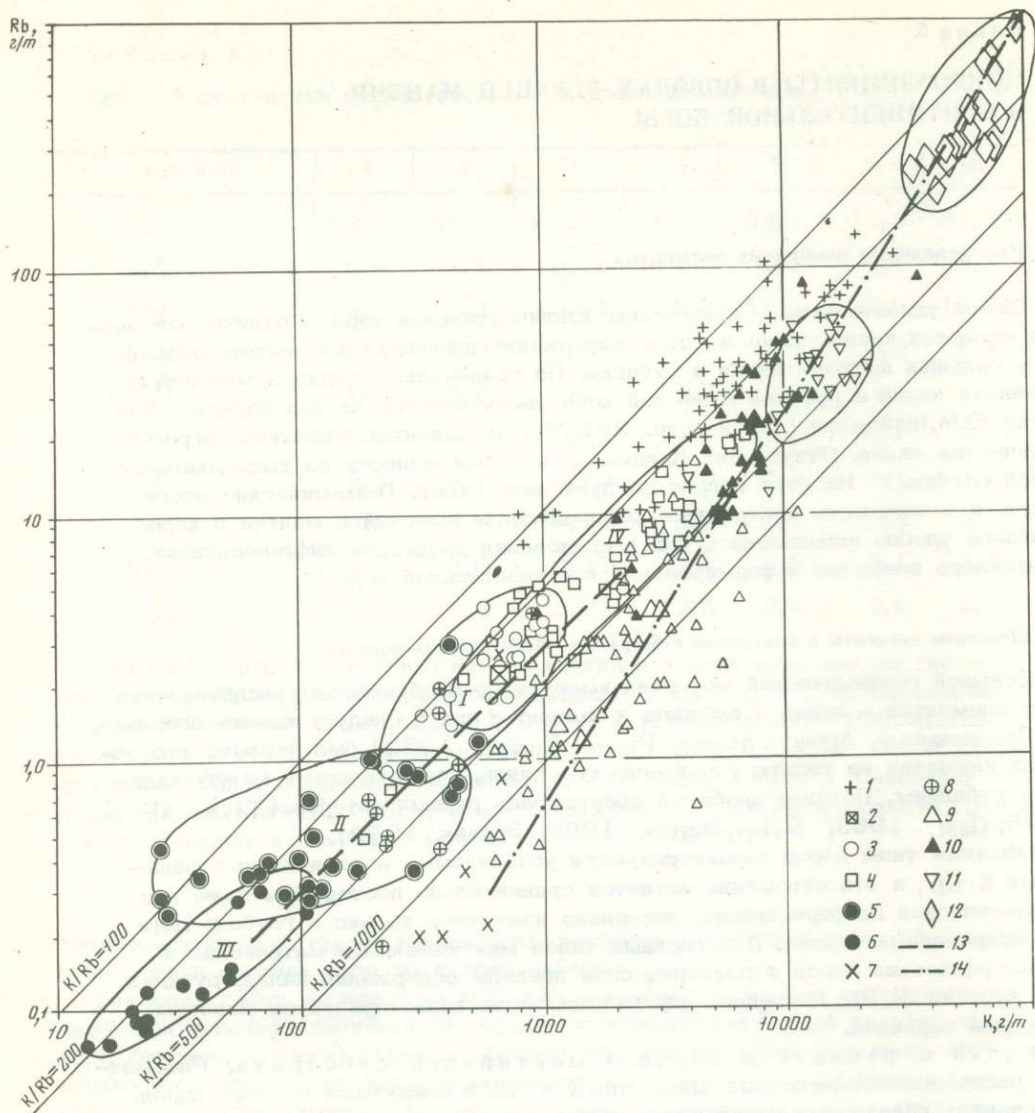


Рис. 7. Распределение калия и рубидия в ультраосновных и основных породах

1 - кимберлит; 2 - средний хондрит; 3 - гранатовый перидотит; 4 - мантийный эклогит; 5 - шпинелевый перидотит; 6 - альпинотипный гипербазит; 7 - ахондрит; 8 - океанический гипербазит; 9 - океанический толеит; 10 - континентальный толеит; 11 - щелочной оливиновый базальт; 12 - калиевый базальт; 13 - линия средних составов мантийных пород; 14 - линия средних составов базальтов.

Поля: I - гранатовых перидотитов, II - шпинелевых перидотитов, III - альпинотипных гипербазитов, IV - мантийных эклогитов

приводятся более высокие цифры. Учитывая многочисленные химические анализы гранатовых перидотитов и литературные данные, среднюю цифру содержания натрия, по-видимому, следует повысить до 5000 г/т.

На диаграмме (см. рис. 7) распределение калия и рубидия в гранатовых перидотитах совпадает с их распределением в хондритах, среднее отношение K/Rb в первых чуть смещено в пользу рубидия (240) по сравнению со вторыми (300).

Данные по распределению щелочей в мантийных эклогитах приведены в табл. 15. Здесь следует различать наиболее распространенную группу пиропидиосидовых эклогитов, иногда с энстатитом, и очень редкие разновидности греспидитов, алмазсодержащих и рубинсодержащих эклогитов, которые отличаются аномальным составом. Их не следует включать в подсчеты среднего распределения щелочей в мантийных эклогитах.

По сравнению с гранатовыми перидотитами в обычных эклогитах увеличивается содержание натрия, но по распределению калия и рубидия обе группы очень близки. Эклогиты содержат в среднем: Na = 9000, K = 910, Rb = 3,7, Li = 4,2 г/т.

Аналогичные цифры для мантийных эклогитов приводят О.Д.Ставров и А.В.Уханов (1971). Для африканских эклогитов содержания щелочных элементов такие же (Murthy, Stuber 1967; Griffin, Nurthy, 1969) или несколько более высокие (Heier, Compston, 1966). На диаграмме (см. рис. 7) точки мантийных эклогитов совпадают с точками гранатовых перидотитов или несколько отклоняются в сторону чуть повышенных содержаний щелочных элементов. Отношение K/Rb = 245 - то же, что и в гранатовых периодах.

Алмазсодержащие эклогиты отличаются высоким содержанием щелочей. По распределению щелочей они похожи на щелочные базальты. Среди включений глубинных пород в кимберлитовых трубках выделяется группа эклогитоподобных пород с гранатом, диопсидом и плагиоклазом. Это ксенолиты пород из основания коры, переходные от гранулитовой фации к мантийным эклогитам. В табл. 15 приведены данные по распределению щелочных элементов в эклогитоподобных породах. Особо обращает на себя внимание очень высокое содержание лития. Высокие содержания лития были подтверждены повторными

Таблица 14

Содержание (г/т) Na, K, Li, Rb во включениях гранатовых перидотитов из трубки Обнаженная (обр. УД-222 из трубки Удачная)

№ обр.	Порода	Na	K	K/Na	Li	Rb	K/Rb
Л-71-232	Гранатовый перидотит	2000	600	0,30	4,4	4,75	130
Л-71-227	То же	-	530	-	3,95	2,4	230
Л-71-196	"	5000	1300	0,26	4,9	3,2	407
Л-71-177	"	-	750	-	1,75	5,6	134
Л-71-57	"	5900	1000	0,17	3,15	2,95	340
Л-69-203	"	800	1100	1,37	5,3	5,2	212
Л-71-221	"	300	650	2,16	0,9	2,8	232
УД-222	"	600	610	1,02	4,1	1,2	508
Л-71-103	Гранатовый гарцбургит	600	500	0,83	2,9	2,1	238
Л-71-181	Гранат-шпинелевый перидотит	2600	750	0,28	2,9	2,4	312
Л-71-70	То же	2700	1200	0,44	5,2	5,0	240
	Средний гранатовый перидотит (11)*	2300	800	0,35	3,6	3,4	240
Л-71-70	Гранат	1300	760	0,58	1,6	1,9	400
Л-71-70	Форстерит	600	180	0,3	1,1	0,7	260
Л-71-70	Диопсид	11700	300	0,025	1,3	0,45	667
Л-71-70	Энстатит	1200	200	0,16	1,1	0,7	286
Л-71-70	Шпинель	600	470	0,8	0,66	He	-

обн.

*В скобках указано количество анализов.

Таблица 15

Содержание (г/т) Na, K, Li, Rb во включениях эклогитов, пироксенитов

№ обр.	Порода	Na	K
Л-71-228	Эклогит	4800	850
Л-71-66	"	8700	1800
Л-71-135	"	9600	1200
Л-69-22	"	13800	420
Л-69-23	"	9200	550
АО-106	"	11400	500
Л-71-61	Энстатитовый эклогит	5600	1100
	Средний эклогит (7) *	9000	910
Л-71-135	Гранат	1100	630
Л-71-135	Диопсид	23000	480
Л-69-201	Энстатит	10000	500
АО-66-1	"	1300	1200
А-45-0	Алмазный эклогит	11100	3100
А-45-2	То же	28100	6200
173	"	10600	2600
200	"	11200	5100
Л-71-64	Рубиновый эклогит	9000	1100
983	Гроспидит	14500	4500
АМ-17	Эклогитоподобная порода	18000	6600
Л-66-326	То же	7600	6000
Л-66-316	"	12700	7700
Л-66-327	"	17100	8600
ИФ-143	"	12000	11900
	Средняя эклогитоподобная порода (5) *	13500	8200

* В скобках указано количество анализов.

анализами проб в ИМГРЭ. Подробное описание анализов пород и минералов имеется в более ранней работе (Лутц, 1974б).

Включения шпинелевых лерцолитов из базальтов по сравнению с гранатовыми перидотитами характеризуются меньшими содержаниями щелочей (табл. 16). Так, среднее содержание K = 210, Rb = 0,74 г/т, отношение K/Rb = 283. Снижение содержания калия и рубидия можно объяснить остаточной природой включений шпинелевых лерцолитов, из которых были выплавлены щелочные оливиновые базальты.

Определение щелочей в гипербазитах альпинотипного типа из-за очень низких содержаний представляет особую аналитическую задачу. По-видимому, большинство известных в литературе данных являются завышенными, и только особо тщательные аналитические исследования Штубера (Stuber, Murthy, 1966) дают истинные значения содержаний Na, K, Rb. Они приведены в табл. 16 и использованы для построения диаграммы (см. рис. 7). В альпинотипных гипербазитах содержание щелочей еще меньше, чем во включениях шпинелевых лерцолитов, и составляет: K = 58, Rb = 0,24 г/т, K/Rb = 240. Идея об остаточной природе таких гипербазитов (после выплавления толеитовых базальтов) представляется справедливой. Они значительно отличаются по содержанию калия и рубидия от хондритов и гранатовых перидотитов.

Особую проблему составляют ультрабазиты срединно-океанических хребтов, поднятые при драгировании океанического дна. От альпинотипных гипербазитов

и эклогитоподобных пород

K/Na	Li	Rb	K/Rb	Место взятия образца
0,17	2,35	3,2	270	Трубка Обнаженная
0,21	3,65	9,55	190	Там же
0,125	7,0	4,7	255	"
0,03	7,4	1,6	263	"
0,06	7,0	1,8	305	"
0,04	3,2	2,3	217	"
0,19	3,0	3,0	367	"
0,1	4,2	3,7	245	
0,57	1,6	1,6	390	Трубка Обнаженная
-	6,5	1,4	343	Там же
0,05	2,2	1,7	294	"
0,92	8,9	6,2	194	"
0,28	7,4	8,1	382	Трубка Мир
0,22	48,5	5,6	1100	Там же
0,24	9,1	9,0	289	"
0,45	18,7	15,4	331	"
0,12	14,6	2,7	407	Трубка Обнаженная
0,31	117	5,4	833	Трубка Загадочная
-	108	22,0	300	Трубка Аэромагнитная
-	108	12,0	500	Трубка Удачная
-	460	10,3	750	Там же
-	520	19,5	440	"
-	71	34,1	350	Трубка Финальная
-	253	19,6	414	

тов их отличает большая доля силикатных компонентов, в том числе и щелочей. Эти обломки трактуются как куски недифференцированного вещества верхней мантии. Нанесение на диаграмму данных по калию и рубидию для гипербазитов Срединно-Атлантического хребта (Bonatti, Nonnores, Ferrara, 1971) выявляет несовпадение точек океанических гипербазитов с альпинотипными гипербазитами — эти точки попадают в поля гранатовых и частично шпинелевых перидотитов. Отсюда можно заключить, что океанические гипербазиты действительно представляют собой недифференцированное или дифференцированное в начальной стадии мантийное вещество, тогда как эггосинклинальные гипербазиты представляют собой предельный остаток после выплавления базальтов. Надо сказать, что явные геохимические различия (они могут быть прослежены и по другим элементам) океанических гипербазитов и геосинклинальных альпинотипных гипербазитов противоречат тем взглядам, которые ставят знак равенства между офиолитовыми геосинклинальными поясами и океаническим дном.

Калий и рубидий в глубинных магматических породах. Закономерности распределения калия и рубидия в глубинных магматических породах показаны на диаграмме (см. рис. 7). Для сравнения на ней оставлены поля мантийных пород: I — гранатовых перидотитов, II — шпинелевых перидотитов, III — альпинотипных гипербазитов. Жирным пунктиром проведена линия, на которой находятся средние составы пород мантийного субстрата. На

Таблица 16

Содержание Na, K, Rb (г/т) во включениях шпинелевых перидотитов в альпинотипных гипербазитах

Порода	Na	K	Rb	K/Rb	Литературный источник
Включения шпинелевых перидотитов	1000	300	0,8	300	Данные автора
	540	190	0,42	452	Stuber, Murthy, 1966
	380	216	1,15	188	То же
	4540	123	0,35	340	"
	380	31	0,27	115	"
	630	152	0,41	368	"
	2090	177,9	0,39	196	"
	-	470	3,3	142	Compston, Lovering, 1969
	-	30	0,52	58	Paul, Hutchison, 1970
	-	30	0,31	97	То же
	-	42	0,39	108	"
	-	70	0,49	143	"
	-	120	0,79	152	"
	-	85	0,43	198	"
	-	130	0,55	234	"
	-	110	0,45	244	"
	-	345	0,98	352	"
	-	600	1,26	484	"
	-	500	0,89	562	"
	-	470	0,80	587	"
-	330	0,40	825	"	
-	120	0,296	400	Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972	
-	97,5	0,320	304	То же	
-	133	0,338	393	"	
-	30,4	0,068	446	"	
Среднее	1300	210	0,75	283	
Альпинотипные гипербазиты	97	23,9	0,111	215	Stuber, Murthy, 1966
	126	61,2	0,302	203	То же
	81	24,2	0,099	244	"
	104	119,0	0,284	419	"
	90	26,5	0,130	204	"
	117	19,3	0,072	268	"
	430	59,3	0,158	375	"
	81	15,0	0,077	195	"
	1200	25,8	0,093	277	"
	75	36,9	0,140	263	"
	119	44,2	0,131	337	"
	-	8,7	0,02	435	Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972
	180	76	0,33	230	Ставров, Уханов, 1971
255	20	-	-	Максимович, 1971	
Среднее	250	58	0,24	240	

эту же диаграмму нанесены точки анализов глубинных магматических пород — базальтов и кимберлитов. Характерно, что точки магматических пород не ложатся в поля мантийных пород. При выплавлении глубинных магм их состав оказывается отличным от состава исходных мантийных пород. Глубинные магмы оказываются резко обогащенными щелочами. Так, содержание калия и ру-

бидия в щелочных оливиновых базальтах по сравнению со шпинелевыми перидотитами, из которых они выплавляются, увеличивается в 100 раз и более. Аналогично содержание калия и рубидия в кимберлитах и гранатовых перидотитах различается на порядок и больше.

Средние содержания калия и рубидия в главнейших типах магматических пород приведены в табл. 17. Более полный материал нанесен на диаграмму (см. рис. 7). Меньше всего щелочей содержат малоглубинные океанические толеиты. Низкокалиевые их разности характеризуются высоким отношением $K/Rb = 1000$ и больше. Для толеитов островных дуг характерно более высокое содержание калия и рубидия и меньшее значение отношения $K/Rb = 730$. Еще больше калия и рубидия содержат континентальные толеиты. Для них характерны широкие вариации содержания калия, рубидия и K/Rb отношения, но большинство континентальных толеитов занимает промежуточное положение между океаническими толеитами и щелочными оливиновыми базальтами и частично перекрывает поля тех и других.

Для щелочных оливиновых базальтов океанов и островных дуг по сравнению с малоглубинными толеитами характерно высокое содержание калия и рубидия; отношение K/Rb колеблется от 600 до 200, так же как в породах мантийного субстрата, но абсолютное содержание калия и рубидия на два порядка выше, чем в мантийных породах. Наконец, максимальное количество калия и рубидия устанавливается в калиевых базальтах, они же характеризуются наименьшим отношением $K/Rb = 140 \div 200$.

От малоглубинных толеитовых к среднеглубинным щелочным и к наиболее глубинным калиевым базальтам последовательно увеличивается общее содержание калия и рубидия и уменьшается отношение K/Rb от 2000 до 100. В целом же на диаграмме базальты образуют единую отчетливую полосу точек. Жирным штрихпунктиром проведена линия средних составов базальтов, которая не совпадает с линией мантийных пород.

Кимберлиты отличаются от всех ультраосновных пород очень высоким содержанием K и Rb (табл. 18) и на диаграмме образуют особую группу точек. Кимберлиты не совпадают ни с базальтовыми, ни с мантийными ультраосновными породами. По сравнению с исходными гранатовыми перидотитами кимберлитовая магма значительно обогащена калием и рубидием с преимущественным накоплением более щелочного рубидия. Так, если для гранатовых перидотитов $K/Rb = 240$, то для кимберлитов $K/Rb = 200$.

Какие можно привести дополнительные сведения об особенностях распределения калия и рубидия в других породах?

Щелочно-ультраосновные комплексы платформ с карбонатами геохимически отличаются от кимберлитов. На диаграмме они занимают промежуточное положение между щелочными оливиновыми базальтами и кимберлитами. Чтобы не перегружать рис. 7, точки составов щелочно-ультраосновных пород на него не нанесены.

Ахондриты по распределению калия и рубидия схожи с малокалиевыми толеитами и характеризуются очень высокими отношениями K/Rb . Можно предполагать, что ахондриты так же вторичны по отношению к хондритам, как толеиты вторичны по отношению к мантийным перидотитам.

Базальты офиолитовых поясов (например, зеленосланцевый пояс Канады) резко отличаются от океанических базальтов. В них в 2 раза больше калия и в 3 раза больше рубидия, а отношение $K/Rb = 360$ гораздо более низкое, чем в океанических базальтах. По особенностям распределения щелочей гипербазиты и толеиты океанических хребтов и геосинклинальных офиолитовых поясов оказываются отличными друг от друга.

Распределение калия и рубидия в породообразующих минералах мантийных пород. В табл. 14 и 15 приведены наши данные по распределению щелочей в породообразующих минералах гранат-шпинелевого перидотита и эклогита. Распределение калия и рубидия в минералах альпино-тильных гипербазитов исследовано Штубером (Stuber, 1969). Содержание

Таблица 17. Среднее содержание (г/т) К, Rb и К/Rb в базальтах.

Порода	К	Rb	К/Rb	Литературный источник
Океанический толеит	1400	1,2	1160	A. Engel, C. Engel, 1965
То же	1160	1,14	1017	Tatsumoto, Hedge, Eigel, 1965
"	2650	4,1	646	Gast, 1965
"	2450	3,8	644	Philpotts, Schnetzler, 1969
"	2140	2,12	1010	Hart, Nalwalk, 1970
"	2924	4,2	696	Cann, 1970
"	1160	1,11	1060	Hart, 1971
Континентальный толеит	7350	23	320	Erlank, Hofmeier, 1966
То же	11620	20	1162	Гладких, 1971а
Трапы	5800	9	640	Золотарев, Кравченко, Соболев, 1973
Средний толеит островных дуг	3650	5	730	Jakes, White, 1970
Средний известково-щелочной базальт островных дуг	8770	26	340	Taylor, 1964c
Метабазальт фации зеленых сланцев	10320	32	320	Floyd, 1972
То же	3360	23	140	То же
Базальт зеленосланцевого пояса Канады	2120	5,9	360	Hart et al., 1970
Щелочной оливинный базальт	13800	33	418	A. Engel, C. Engel, 1965
То же	12000	30	400	Tatsumoto, Hedge, Eigel, 1965
"	13500	45,5	297	Paul, Hutchison, 1970
"	4000	14,1	284	Compston, Lovering, 1969
Калиевый базальт	60450	427	140	Hurley, Fairbain, Pinson, 1966
То же	112000	550	204	Тихоненкова, Нечаева, Осокин, 1971

калия и рубидия в минералах гранатовых перидотитов и эклогитов известно по работе Гриффина и Нурти (Griffin, Nurthy, 1969). Все эти данные необходимо рассмотреть для того, чтобы выяснить, какие породообразующие минералы концентрируют щелочи. Следует обсудить также, не может ли механизм преимущественного выплавления какого-нибудь минерала объяснить дифференциацию щелочей или сказаться в существенном изменении отношения K/Rb .

По нашим и литературным данным построены диаграммы распределения калия и рубидия между сосуществующими минералами (рис. 8, 9). Анализ диаграмм позволяет прийти к следующим выводам.

Обычно порода в целом содержит больше калия и рубидия, чем все породообразующие минералы. Это может свидетельствовать о том, что, по-видимому, часть калия и рубидия находится в межзерновых пленках или газовой-жидких включениях. При дроблении и отборе чистых кристаллов породообразующих минералов последние освобождаются от части щелочей и поэтому содержат меньше калия и рубидия, чем порода в целом.

Минимальные количества калия и рубидия содержат оливины. В пироксенах щелочей гораздо больше, причем в моноклинном больше, чем в ромбическом. Несколько противоречивы данные по гранату. В целом ряде образцов гранат содержит меньше калия и рубидия, чем диопсид, но есть и обратные соотношения. В ряде случаев именно гранат является главным концентратом щелочей. Вообще же, все существующие минералы укладываются в следующий ряд в порядке увеличения содержания калия и рубидия: оливин - энстатит - гранат - диопсид - порода. При процессах расплавления с селективным выплавлением пироксен-гранатовой эвтектики остаток, обогащенный оливином, должен содержать меньшее количество щелочей. Возможно поэтому шпинелевые лерцолиты, альпинотипные дуниты и оливиниты содержат минимальное количество щелочей.

По величине отношения K/Rb нельзя наметить последовательного ряда породообразующих минералов. Так, для некоторых пород характерно довольно близкое отношение K/Rb во всех сосуществующих минералах - оливинах, пироксенах и гранатах. Такие данные позволяют сделать вывод, что отсадкой или преимущественным выплавлением какого-нибудь минерала нельзя существенно изменить в породе калий-рубидиевое отношение. Изменение отношения K/Rb вызывается другими причинами, а не частичным выплавлением или отсадкой минералов.

Особенности распределения натрия и калия. Распределение натрия и калия (рис. 10) в общих чертах повторяет картину распределения калия и рубидия.

Точки составов гранатовых перидотитов совпадают с точками среднего хондрита, а включения шпинелевых лерцолитов содержат меньше натрия и калия, чем пироповые перидотиты. Минимальные содержания калия и натрия устанавливаются в альпинотипных гипербазитах. По мере увеличения натрия и калия альпинотипные гипербазиты, шпинелевые лерцолиты, гранатовые перидотиты и пироповые эклогиты располагаются на диаграмме последовательно в виде диагональной полосы с одинаковым соотношением K/Na от 0,1 до 1,0 и примерно хондритовым средним отношением K/Na . По средним составам мантийных пород проведена пунктирная линия. Хотя все породы мантийного субстрата в общем сохраняют хондритовые отношения натрия и калия, средняя линия в общем не параллельна линиям постоянных отношений K/Na и косо их срезает. Для шпинелевых лерцолитов и особенно для альпинотипных гипербазитов среднее отношение K/Na несколько увеличивается. Эти породы являются остаточными после отделения натровых толеитов, в связи с чем остаточные отношения K/Na несколько смещены. В базальтах по сравнению с породами мантийного субстрата содержание щелочей значительно увеличивается. Так, в щелочных оливиновых базальтах по сравнению с гранатовыми перидотитами содержание щелочей увеличивается в 15-20 раз. Отношение K/Na для океанических толеитов изменяется от 0,02 до 0,1, для континен-

Таблица 18

Среднее содержание (г/т) Na, K, Rb, Li в кимберлитах

Район	Количество анализов	Na	K	Rb	K/Rb	Li	Литературный источник
Сибирь	30	1280	7200	30	230	15	Данные автора
"	11	1230	4700	37,5	127	16,2	Ставров, Уханов, 1971
"	71	610	5300	26	170	36	Каминский, Францессон, 1973
"	78	850	8200	57	144	23	Лебедев-Зиновьев, 1972
Южная Африка	-	1550	8200	30	270	18	Dawson, 1962
То же	-	-	29200	116	246	-	Gurney, Berg, Ahrens, 1966
"	-	2670	19600	100	196	20	Harris, Middlemost, 1971
Индия	-	3918	4778	255	20	-	Gangadhazan, 1969
Среднее (без Индии)	-	1640	11300	53	200	20	

тальных толеитов - от 0,05 до 0,5, для щелочных оливиновых базальтов - от 0,3 до 1,0, для калиевых базальтов - от 1,0 до 5,0. В целом все базальты на диаграмме укладываются в единую полосу, которая круто пересекает диаграмму снизу вверх и направо. Положение мантийных точек и базальтовых пород (см. рис. 10) не совпадает, и можно видеть, что при вышлвлении базальтовых магм из мантийного субстрата состав базальтовых магм резко обогащен щелочами и отличается от исходных мантийных пород. При магмообразовании

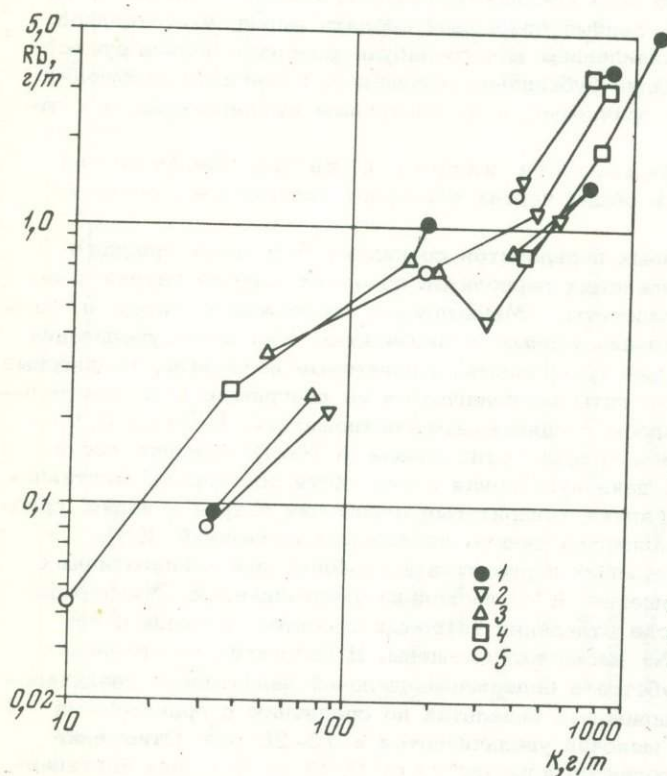


Рис. 8. Распределение калия и рубидия в сосуществующих минералах гранатовых перидотитов

1 - порода; 2 - диопсид;
3 - энстатит; 4 - гранат;
5 - оливин

Рис. 9. Распределение калия и рубидия в сосуществующих минералах эклогитов

Условные обозначения см. на рис. 8

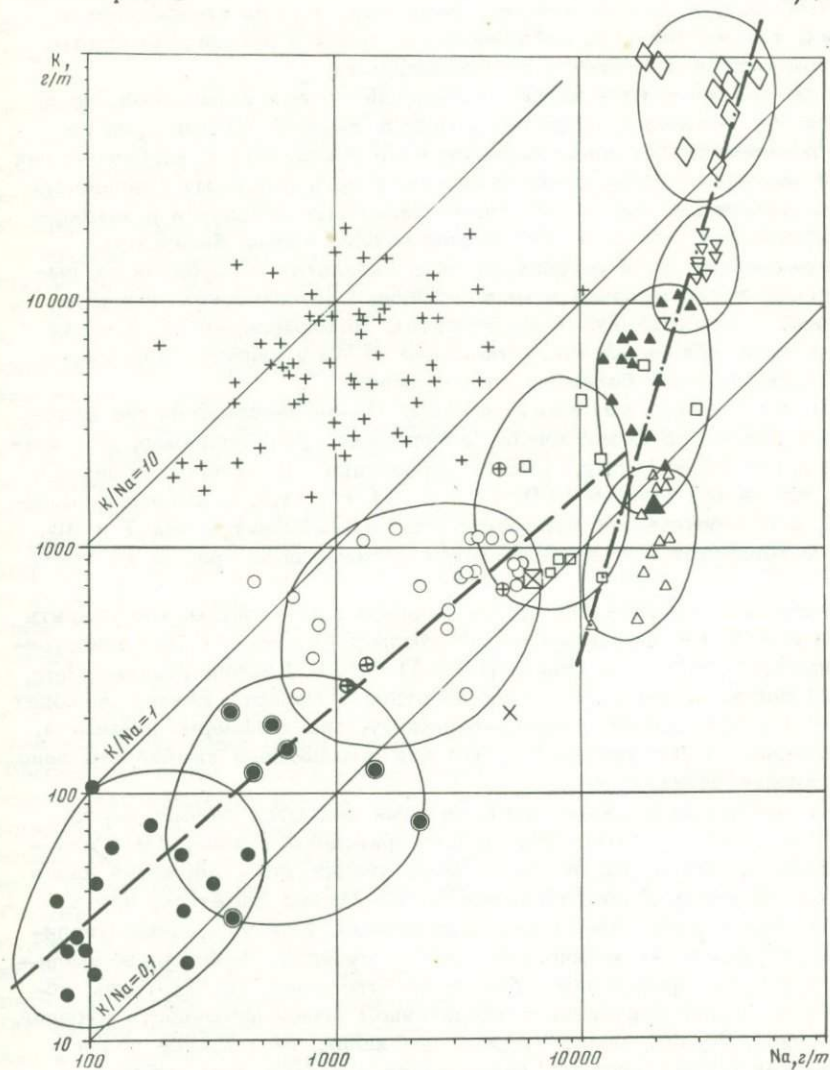
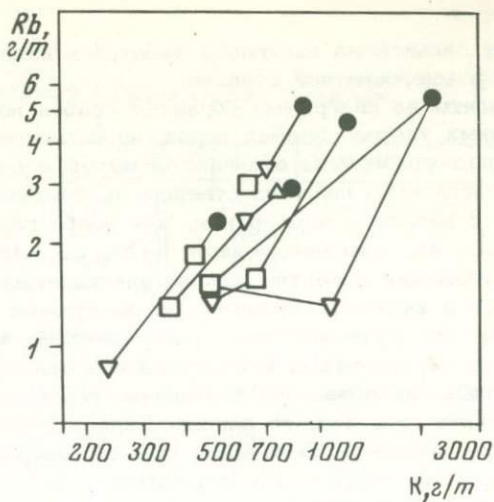


Рис. 10. Распределение натрия и калия в мантийных и магматических породах

Условные обозначения см. на рис. 7

происходит сильнейшая экстракция щелочей и накопление их в магматических продуктах в многократной степени.

Кимберлиты на диаграмме образуют особое поле, не совпадающее ни с полями обычных ультраосновных пород, ни с полосой базальтовых пород. От мантийных пород кимберлиты отличаются высоким содержанием щелочей. Для них особенно характерно преимущественное накопление более щелочного калия по сравнению с натрием. Кимберлиты, как особо глубинные магматические породы, обладают высоким отношением K/Na , от 1,0 до 15, среднее 8. Такие высокие отношения известны только для калиевых базальтов. Но в общем поля кимберлитов и калиевых базальтов на диаграмме оказываются раздельными.

Океанические гипербазиты по распределению натрия и калия совпадают с гранатовыми перидотитами и хондритами и отличаются от геосинклинальных альпинотипных гипербазитов. Аналогично геосинклинальные базальты отличаются от океанических. Так, по данным Рида и Моргана (Reed, Morgan, 1971), офиолитовые базальты Вирджинии (США) содержат $Na = 29\ 000$, $K = 3500$ г/т, $K/Na = 0,13$. На диаграмме (см. рис. 10) они попадают в поле континентальных, а не океанических базальтов, т.е. по распределению натрия и калия, так же как и по распределению калия и рубидия, базальты офиолитовых комплексов отличаются от океанических.

Ахондриты совпадают с низкокалиевыми океаническими базальтами, но не с породами мантии, поэтому ахондритовая модель верхней мантии вряд ли может быть приемлемой. Щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами отличаются от кимберлитов. Их точки попадают в поле щелочных оливиновых базальтов и пограничную область щелочных оливиновых базальтов и кимберлитов. Средний андезит совпадает со щелочным оливиновым базальтом.

Общее содержание щелочей коррелируется в базальтах с глубиной их выплавления. Меньше всего щелочей в малоглубинных океанических толеитах, несколько больше — в континентальных толеитах, максимальные содержания характерны для калиевых базальтов. Отношение K/Na в наиболее глубинных магмах смещается в пользу более щелочного калия.

Особенности распределения цезия. Из-за несовершенства методик определения данные по цезию очень разноречивы. Так, например, для хондритов Юри и Крейг (Urey, Craig, 1953) определяют содержание цезия в 1,1 г/т, в то время как Мэйсон (1965) — в 0,1 г/т, т.е. получается разница на порядок, и соответственно отношение Rb/Cs оценивается как 7 и 30. По-видимому, в хондритах все же содержатся десятые доли грамма на тонну цезия.

Для альпинотипных гипербазитов среднее содержание цезия можно принять равным 0,006 г/т. Такие цифры публикует Мюллер (Muller, 1970) для стандартного перидотита ($PCC=1$) и дунита ($DTG=1$) США. Джарни (Gurney, Berg, Ahrens, 1966) для мантийных эклогитов из рудника Робертс Виктор приводит цифру содержания цезия 5,9 г/т, но, по-видимому, она чрезмерно завышена. Вызывает недоверие то обстоятельство, что для вмещающего кимберлита дано такое же содержание цезия, 6 г/т.

Для базальтовых пород наиболее достоверными являются данные Харта с соавторами (Hart et al., 1970). Эти данные приведены в табл. 19. Разновидности базальтов расположены в ряд по мере увеличения содержания калия и соответствующего уменьшения отношения K/Rb . Можно заметить, что в этом ряду цезий ведет себя совершенно закономерно. Его содержание увеличивается по мере увеличения количества калия и рубидия. Параллельно уменьшению отношения K/Rb происходит уменьшение отношения Rb/Cs . Таким образом, если в паре калий — рубидий с увеличением общей щелочности рубидий, как более щелочной, накапливается скорее, чем калий, то и в паре цезий — рубидий, цезий, как более щелочной, накапливается скорее, чем рубидий, и поэтому отношение Rb/Cs уменьшается.

В этой же табл. 19 приведены данные по распределению цезия в континентальных толеитах (долериты Карру в Африке), в архейских толеитах (Ка-

Таблица 19

Содержание (г/т) цезия, рубидия и калия в главных типах базальтов

Порода	Cs	Rb	K	Rb/Cs	K/Rb	Литературный источник
Океанический толеит	0,016	1,10	1160	70	1050	Hart et al., 1970
Низкокалийный толеит	0,04	3,2	2170	80	680	То же
Толеит	0,2	8	4000	40	500	"
Щелочной оливиновый базальт	2	33	13800	16	420	"
Калиевый базальт	52	501	48800	9,6	98	Gupuy, 1968
Долерит Африки	0,9	12,4	5730	14	430	Erlank, Hofmeir, 1966
Вулканыты зеленосланцевого пояса Канады	0,36	5,9	2120	16	360	Hart et al., 1970
Андезит	1,3	31	13300	24	430	Taylor, 1968
Гранит	5	145	34700	29	230	Там же

нада) и в андезитах. Распределение Cs и отношение Rb/Cs подтверждают выводы, уже сделанные при исследовании пары калий – рубидий. Континентальные толеиты отличаются от океанических тем, что в них больше щелочей, по содержанию Cs они занимают промежуточное положение между океаническими толеитами и щелочно-оливиновыми базальтами, а по отношению Rb/Cs совпадают с последними. Архейские зеленосланцевые вулканыты Канады по распределению Cs и отношению Rb/Cs совпадают не с океаническими, а с континентальными толеитами. Андезиты по содержанию Cs и отношению Rb/Cs близки щелочным оливиновым базальтам. В гранитах в земной коре, по-видимому, достигается высокое накопление цезия.

В ахондритах цезий содержится в количестве сотых долей грамма на тонну. Как и в отношении других щелочей, в ахондритах цезия столько же, сколько в низкокалийных океанических базальтах, т.е. и по распределению цезия ахондриты подобны низкокалийным базальтам.

Очень противоречивы данные о содержании цезия в кимберлитах. Так, В.В.Бурков и Е.К.Подпорина (1965) приводят цифру 12 г/т. Однако более поздние определения цезия в кимберлитах в той же лаборатории ИМГРЭ при чувствительности метода 5 г/т совсем не обнаруживают его в этих породах. Харрис и Мидлмост (Harris, Middlemost, 1971) в средних данных для кимберлитов повторяют ту же цифру 12 г/т, а Гангадхазан (Gangadhazan, 1969) оценивает содержание цезия в индийских кимберлитовых породах от 1 до 38,8, среднее 12,8 г/т. Следует заметить, что индийские кимберлиты вообще очень щелочные, с содержанием рубидия от 103 до 432 г/т. Для них отношение Rb/Cs равно 10–20. Если такое же отношение Rb/Cs справедливо и для сибирских кимберлитов, то при более низком содержании рубидия (50 г/т) можно ожидать содержания цезия порядка 2–5 г/т.

Рассмотрев особенности распределения цезия, можно прийти к следующим выводам. Мантийные ультраосновные породы характеризуются очень низким содержанием цезия, в базальтах оно повышается, а для наиболее глубинных щелочных базальтов и кимберлитов характерно высокое содержание этого элемента и низкое отношение Rb/Cs, т.е. смещение в сторону более щелочного цезия.

Особенности распределения лития. Гранатовые перидотиты содержат лития 3,6 г/т (см. табл. 14). О.Д.Ставров и А.В.Уханов (1971) дают более низкую цифру, 1,3 г/т. В хондритах отношение Na/Li = 2500. Если принять содержание лития в гранатовых перидотитах 3,6 г/т, то отношение Na/Li сильно отличается от хондритового, тогда как при цифре 1,3 г/т оно близко к хондритовому, поэтому цифру 1,3 г/т следует принять за среднее для гранатовых перидотитов.

В мантийных эклогитах содержание лития (так же как и натрия) увеличивается и становится равным 4,2 г/т. В алмазосодержащих эклогитах с общим

увеличением щелочных элементов увеличивается и содержание лития. Для гроссидита устанавливается аномально высокое содержание лития, 117 г/т. Заметим, что аномально высокое содержание лития установлено и во всех включениях эклогитоподобных пород.

Гранатовые перидотиты и пироповые эклогиты характеризуются примерно одинаковым с хондритами содержанием лития и хондритовым отношением Na/Li. Во включениях шпинелевых перидотитов содержание лития и натрия уменьшается, но сохраняется хондритовое отношение $Na/Li = 2400$. Для альпинотипных гипербазитов содержание лития очень низкое, десятые доли грамма на тонну; так, Пинсон (Pinson, Ahrens, 1953) оценивает содержание лития в альпинотипных гипербазитах меньше чем в 0,3 г/т. О.Д.Ставров и А.В.Уханов (1971) для альпинотипных гипербазитов Урала и Сибири приводят цифру 0,59 г/т, т.е. на порядок ниже, чем в хондритах и гранатовых перидотитах. З.Максимович (1971) определяет содержание лития для югославских альпинотипных гипербазитов в 0,5 г/т. В океанических гипербазитах Индийского океана содержится лития 3 г/т (Vinogradov, Dmitriev, Udintsev, 1971), т.е. океанические гипербазиты по содержанию лития отличаются от альпинотипных гипербазитов и совпадают с гранатовыми перидотитами и хондритами.

Интересно проследить распределение и поведение лития в магматических породах. Предварительные предположения о поведении лития довольно противоречивы. Во всех предыдущих парах элементов установлена четкая закономерность: с повышением общего количества щелочей более щелочной элемент накапливается скорее, чем менее щелочной. Известно, что в ряду щелочных элементов (Li, Na, K, Rb, Cs) литий является менее щелочным, чем натрий, поэтому следовало бы ожидать в ряду базальтов от толеитов к щелочным базальтам увеличения отношения Na/Li.

В то же время известно, что литий выщелачивается легче, чем натрий. Так, в опытах по выщелачиванию катионов из натрий-алюминиевого стекла (Eisenman, 1962) по силе связи со стеклом катионы располагались в следующей последовательности: $H^+ > Na^+ > Li^+ > K^+ > Rb^+ > Cs^+$. Это значит, что по своей способности к выщелачиванию литий находится между натрием и калием, а не перед натрием, и если гипотеза кислотного выщелачивания справедлива, то в ряду базальтов от низкокалиевых толеитов к щелочным базальтам отношение Na/Li должно уменьшаться.

Некоторые средние данные по распределению лития и натрия в глубинных породах приведены в табл. 20. Устанавливаются следующие закономерности.

В базальтах по сравнению с мантийными породами содержание лития увеличивается, а в ряду от океанических толеитов к щелочным оливиновым базальтам и калиевым базальтам последовательно увеличивается содержание лития и уменьшается отношение Na/Li. Кимберлитовая магма оказывается обо-

Таблица 20

Средние содержания (г/т) натрия и лития в главнейших типах глубинных пород

Порода	Na	Li	Na/Li	Литературный источник
Хондрит	6800	2,7	2500	Мэйсон, 1965
Океанический толеит	20000	6,0	3300	Melson, Thomson, 1971
То же	20500	4,7	4360	A.Engel, C.Engel., 1965
Архейский толеит Австралии	20000	5,0	4000	Hallberg, Williams, 1972
Щелочной оливиновый базальт	30000	11,0	2730	A.Engel, C.Engel, 1965
Калиевый базальт	29000	24,0	1200	Тихоненкова, Нечаева, Осокин, 1971
То же	23000	40	580	То же
Кимберлит	1280	15	85	Данные автора

гашенной литием, а отношение $Na/Li = 82$ в кимберлите достигает минимальной величины. С увеличением щелочности магмы и глубины выплавления литий накапливается скорее, чем натрий, в связи с этим отношение Na/Li последовательно уменьшается. Поэтому из первоначально сформулированных двух гипотез справедливой оказывается вторая — кислотного выщелачивания.

Щелочные элементы в метаморфических породах континентальной коры

Как известно из петрологической модели (см. гл. 2), кристаллическая кора на древних платформах представлена главным образом метаморфическими комплексами гранулитовой фации — гранулитобазитовый слой — и метаморфическими комплексами гранитизированной амфиболитовой фации — гранито-гнейсовый слой. Рассмотрим распределение щелочных элементов в породах гранулитовой и амфиболитовой фаций и подсчитаем их средние содержания для континентальной коры.

Нами исследовалось распределение Na, K, Rb, Li в серии образцов гранулитовой и амфиболитовой фаций Анабарского и Алданского щитов.

Химические определения проводились в двух лабораториях — в ГЕОХИ СО АН СССР (Иркутск) и в ИМГРЭ (Москва). Средние данные по группам пород, определенные в разных лабораториях, оказываются довольно близкими.

Для гранулитовой фации представлены наиболее типичные и распространенные породы: пироксеновые плагиогнейсы — эндербиты, пироксеновые основные кристаллические сланцы, в том числе гранатсодержащие, гранулиты, чарнокиты. Из высокоглиноземистых пород взяты кордиерит- и силлиманитсодержащие разности и сапфириновые породы. Известково-силикатные разности пород представлены андрадит-диопсид-плаггиоклазовыми сланцами и кальцифирами. Данные по распределению щелочей приведены в табл. 21 и 22.

Основные кристаллические сланцы гранулитовой фации отличаются низкими содержаниями щелочных элементов, значительным преобладанием натрия над калием и высоким калий-рубидиевым отношением. В кислых породах гранулитовой фации содержание щелочных элементов увеличивается, отношение K/Rb несколько снижается, но остается повышенным для кислых пород. В эндербитах натрий преобладает над калием, в чарнокитах и гранулитах калий преобладает над натрием. Для высокоглиноземистых и известково-силикатных пород характерно уже низкое калий-рубидиевое отношение.

Не могут ли геохимические данные пролить свет на первичное происхождение метаморфических пород гранулитовой фации? Как отмечено в главе 2, гранулитовый метаморфизм относится по своему типу к изохимическому, и установленное в нем распределение элементов, возможно, отвечает первичному. Первичное происхождение метаморфических пород Анабарского щита не совсем ясно. Высокоглиноземистые и известково-силикатные породы, без сомнения, являются первично-осадочными, так как магматических пород такого состава нет. Имеется много доводов считать основные кристаллические сланцы первичными базальтами. Но первичное происхождение самых распространенных пород — эндербитов и гранулитов — остается неопределенным. Слоистая текстура таких пород может одинаково отвечать как первично-осадочной, так и вулканической слоистости.

Поэтому интересно сравнить метаморфические породы гранулитовой фации с типичными магматическими и осадочными породами по их геохимическим параметрам, по содержанию K, Rb, Li и отношению K/Rb . Данные по известным сериям магматических пород приведены в табл. 17, а по главнейшим осадочным породам — в табл. 23.

Как можно видеть из табл. 23, все осадочные породы, за исключением известняков, характеризуются низкими значениями калий-рубидиевого отношения. Высокоглиноземистые и известково-силикатные породы гранулитовой фации по распределению щелочей и калий-рубидиевому отношению соответствуют

Таблица 21

Содержание Na, K (%), Li, Rb (г/т) в метаморфических породах гранулитовой фации Анабарского щита

№ обр.	Порода	Na	K	Li	Rb	K/Rb
Основные кристаллические сланцы						
Л-66-5	Плагиоклаз-амфибол-двупироксен-гранатовый	1,0	0,44	14	8	550
87	То же	2,14	0,24	6	5,8	420
Л-61-32	"	1,38	0,43	10	4,0	1070
Л-66-163	Плагиоклаз-амфибол-двупироксеновый	1,83	0,24	12	3,0	800
Л-67-24	То же	2,0	0,54	6	4,0	1350
Ин-4 **	"	1,48	0,60	14	8,0	750
Ан-5 ***	"	0,9	0,19	10	13,0	146
Л-67-3	Амфибол-двупироксеновый	1,54	0,27	10	2,0	1350
Л-60-130	Бiotит-амфибол-двупироксеновый	0,32	0,33	6	8,0	412
Л-60-2	Гранатовый амфиболит	0,9	0,9	10	-	-
	Среднее (10) *	1,35	0,42	10	6,2	680
Средние и кислые породы						
Л-67-109	Гранулит	1,32	1,9	11	30	630
Л-66-302	"	1,06	2,42	12	60	400
	Среднее (2) *	1,20	2,16	12	45	480
Л-66-185	Эндербит	0,44	0,12	11	5,0	240
Л-69-40	"	2,4	0,12	12	6,0	200
Л-67-23	"	3,2	1,60	9	50	330
Л-67-38	"	3,0	1,72	12	56	307
Л-66-175	"	1,7	0,41	12	13,4	306
	Среднее (5) *	2,15	0,80	11	25	320
Л-66-197	Чарнокит	1,48	3,6	7	100	360
292	"	1,8	1,1	12	24	458
Ин-2 **	"	2,3	3,5	3	80	480
Л-66-191	"	4,0	2,7	34	46	587
	Среднее (4) *	2,4	2,7	14	62	435
Высокоглиноземистые породы						
Л-66-027	Бiotит-гранат-кордиерит-гиперстеновая	0,12	0,14	35	5,0	280
Л-69-28	То же	0,18	1,0	44	44	230
630/1	Бiotит-гиперстен-кордиеритовая	3,48	1,3	20	46	283
Л-66-063	То же	1,86	1,5	12	19	790
Л-69-46	Кордиерит-гиперстен-силлиманитовая	0,64	3,0	8	120	250
1105	Пироп-сапфириновая	0,04	0,82	22	32	256
Л-613/1	Сапфирин-гиперстеновая	0,27	2,1	17	174	121
	Среднее (7) *	0,94	1,4	22	63	222
Известково-силикатные породы						
Л-66-219	Андрадит-плагиоклазовая	0,11	0,9	28	44	205
100/2	Кальцифир	1,92	1,9	28	66	288
721	"	1,48	1,0	20	28	357
	Среднее	1,17	1,27	25	46	276

Примечание. Определения выполнены в ГЕОХИ СО АН СССР. (Иркутск).

* В скобках указано количество анализов.

** Образцы из Индии.

*** Образцы из Антарктиды.

Таблица 22

Содержание Na, K (%), Rb, Li (г/т) в метаморфических породах гранулитовой фации Анабарского щита

Порода	Количество анализов	Na
Эндербит	6	<u>0,51-4,7</u> 2,6
Пироксеновый и пироксен-гранатовый основной кристаллический сланец	11	<u>0,4-2,8</u> 1,6
Гранулит	10	<u>0,90-3,10</u> 1,8
Чарнокит	5	<u>1,0-3,2</u> 2,8
Высокоглиноземистая порода	9	<u>0,1-2,5</u> 0,9
Известково-силикатная порода	2	2,2

Примечание. Определения выполнены в ИМГРЭ. В числителе – пределы

осадочным породам, и их первично-осадочное происхождение подтверждается и на геохимическом материале. Аналогично подтверждается базальтовая порода основных кристаллических сланцев, которые по распределению калия и рубидия сходны с континентальными толеитами. Наконец, эндербиты и гранулиты с их повышенным калий-рубидиевым отношением не имеют аналогов среди осадочных пород. Среди магматических пород по содержанию K и Rb и отношению K/Rb эндербитам соответствуют андезиты, а гранулитам – дациты. Таким образом, имеются геохимические основания предполагать, что эндербиты по своему первичному происхождению соответствуют андезитам, а гранулиты – дацитам.

Аналитические данные по распределению щелочных элементов в метаморфических породах Анабарского щита позволяют подсчитать средние содержания щелочей для гранулитового комплекса. Как отмечено в главе 2, гранулитовая толща Анабарского щита сложена главным образом эндербитами, основными кристаллическими сланцами, гранулитами и чарнокитами. Высокоглиноземистые и известково-силикатные породы встречаются очень редко, и их можно не принимать во внимание при подсчете среднего. Средний состав гранулитовой фации Анабарского щита подсчитывается по эндербитам, основным кристаллическим сланцам, гранулитам и чарнокитам при их соотношении 2:1:1:1. Подсчет показывает, что гранулитовая фация Анабарского щита содержит: Na – 1,86, K – 1,38%; Rb – 33, Li – 12 г/т; K/Rb = 415.

Породы амфиболитовой фации изучены из олекминской серии Алданского щита и Котуйкан-Монхольской зоны Анабарского щита. Данные приведены в табл. 24 и 25. Цифровой материал позволяет видеть, что породы амфиболитовой фации по сравнению с гранулитовыми характеризуются более высокими содержаниями щелочей, особенно повышенными содержаниями сильных щелочей. Отношение натрия и калия смещается в сторону калия, а отношение калия и рубидия – в сторону рубидия. Калий-рубидиевое отношение уменьшается и становится аналогичным гранодиоритовому или гранитному.

В геохимической литературе имеется много данных по распределению калия и рубидия в метаморфических комплексах гранулитовой и амфиболитовой фаций. Средние цифры по гранулитовым и амфиболитовым комплексам Норве-

вой фации Анабарского щита

K	Rb	Li	K/Rb
<u>0,20-2,6</u> 1,20	<u>1,0-50</u> 30	<u>7-19</u> 10	<u>200-500</u> 400
<u>0,2-1,9</u> 0,68	<u>5-20</u> 10	<u>5-20</u> 10	<u>250-640</u> 420
<u>0,70-3,90</u> 2,5	<u>20-170</u> 70	<u>1-30</u> 10	<u>280-500</u> 360
<u>1,5-5,0</u> 4,0	<u>30-170</u> 100	-	<u>320-440</u> 400
<u>0,2-3,1</u> 1,4	<u>10-130</u> 60	-	<u>150-370</u> 240
2,7	80	-	270

содержаний, в знаменателе – средние значения.

гии, Канады, Австралии, Бразилии, Шотландии и других районов мира приведены в табл. 26 и 27. Все авторы единодушно приходят к выводу, что гранулитовая и амфиболитовая фации различаются по распределению щелочей: гранулитовая характеризуется более высоким отношением калия к рубидию. Средние данные по распределению калия и рубидия нанесены на диаграмму (рис.11), которая показывает следующее.

Метаморфические комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций образуют на диаграмме два поля. Гранулитовая фация характеризуется низкими содержаниями калия и рубидия и высокими значениями калий-рубидиевого отношения (390-600). В поле гранулитовой фации попадают такие породы, как чарнокиты, анортозиты и мангериты. Последние при высоком содержании калия содержат мало рубидия и характеризуются высоким калий-рубидиевым отношением. Амфиболитовая фация содержит больше калия и рубидия и характе-

Таблица 23

Содержание (г/т) щелочных элементов в главнейших типах осадочных пород

Породы	Rb	K/Rb	Li	Cs	Литературный источник
Осадочные сланцы	140	186	66	5	Turekian, Wedepohl, 1961
Осадочные песчаники	60	167	15	0,п	Тот же
Осадочные известняки	3	900	5	0,п	"
Карбонатные глубоководные осадки	10	290	5	0,4	"
Глинистые глубоководные осадки	110	227	57	6	"
Пелитовые сланцы	164	239	100	2,5	Clark, Washington, 1924
Граувакки	88	230	-	-	Condic, 1967

Таблица 24

Содержание Na, K (%), Li, Rb (г/т) в метаморфических породах амфиболитовой фации Алданского щита (олекминская серия)

№ обр.	Порода	Na	K	Li	Rb	K/Rb
В-312	Биотитовый гнейс	3,76	2,3	14	92	250
В-315	То же	1,62	1,9	20	120	160
В-324	"	2,8	1,9	20	110	173
В-340	"	2,8	3,4	36	220	155
В-351	"	3,0	2,0	24	104	192
В-355	"	2,96	4,2	17	166	253
В-355/4	"	2,42	3,2	19	158	202
В-360	"	2,9	2,3	10	100	230
В-366/1	"	2,4	4,0	15	150	267
В-382	"	2,5	2,8	17	110	255
В-391	"	2,1	3,4	10	122	279
В-319	Амфиболовый гнейс	2,9	3,7	15	144	257
В-328	То же	3,46	2,1	34	28	750
В-350	"	4,56	0,76	12	80	95
В-361	"	2,86	1,0	19	40	250
В-366	"	2,8	3,32	26	78	426
В-361/3	Амфиболит	2,48	1,36	15	34	400
В-391/2	Гранатовый амфиболит.	1,6	1,1	8,0	42	262
	Среднее	2,75	2,4	22	100	240

Таблица 25

Содержание Na, K (%), Li, Rb (г/т) в метаморфических породах амфиболитовой фации Котуйкан-Монхольской зоны Анабарского щита

№ обр.	Порода	Na	K	Li	Rb	K/Rb
Л-67-16	Биотитовый гнейс	0,09	1,6	1,0	44	364
Л-67-064	То же	2,7	4,1	3,0	66	620
Л-67-55	"	2,8	4,1	15,0	270	152
Л-66-199	Аляскитовый гранит	2,0	4,8	5,0	46	1043
Л-214	То же	2,5	4,3	5,0	66	650
Л-135	Мусковитовый гранит	2,0	5,85	11,0	570	103
Л-66-64	Биотит-амфиболовый гнейс	3,6	0,25	4,0	16	156
Л-67-21	То же	4,7	2,2	5,0	38	579
Л-66-08	Амфиболовый сланец	2,8	2,7	11,0	60	450
Л-66-139	Биотит-амфиболовый сланец	0,16	2,2	18,0	104	211
	Среднее (10)*	2,33	3,2	7,8	128	250

*В скобках указано количество анализов.

ризуется низкими значениями калий-рубидиевого отношения (180-350). Типичные граниты, мигматиты, а также гранодиориты попадают в поле амфиболитовой фации. Характерно, что молодые осадочные формации, которые образуются при размыве главным образом гранито-гнейсового слоя, имеют одинаковое с амфиболитовой фацией отношение K/Rb и располагаются на линии, пересекающей поле амфиболитовой фации.

По данным табл. 26 и 27 рассчитаны средние содержания калия и рубидия для комплексов гранулитовой и амфиболитовой фаций. Эти цифры в свою очередь могут быть основой для вычисления среднего содержания щелочных элементов в континентальной коре. По нашим подсчетам, среднее содержание лития в гранулитовой фации составляет 12 г/т, аналогичные данные (10,4 г/т)

приводит Сигинольфи (Sighinolfi, 1969) для гранулитовой фации Бразилии. Среднее содержание лития в амфиболитовой фации олекминской серии Алданского шита 22 г/т. В породах негранитизированной амфиболитовой фации свиты Кейв Кольского полуострова содержание лития довольно низкое — от 5 до 25 г/т, среднее для 23 проб 12 г/т, в породах гранитизированной амфиболитовой фации Уфалейского массива Урала более высокое — от 20 до 70 г/т, среднее 30 г/т. Аналогичные данные приводит Н.И.Тихомирова (1969) для ильмено-кундрвинского комплекса Среднего Урала, который она относит к гранитизированной амфиболитовой фации. По нашим подсчетам, среднее содержание лития в амфиболитовой фации 20 г/т.

Содержание цезия в гранулитовой фации 1,5, в амфиболитовой 4 г/т.

Как можно видеть из табл. 28, щелочные элементы в коре распределены неравномерно. Гранито-гнейсовый слой значительно обогащен щелочами, причем в его составе явно преобладают наиболее сильные щелочи. Так, по сравнению с гранулит-базитовым в гранито-гнейсовом слое натрия увеличивается в 0,2, калий в 1,5, а рубидий в 3 раза. Соответственно изменяются и геохимические

Таблица 26

Средние содержания (г/т) калия и рубидия в метаморфических комплексах гранулитовой фации

Район	Количество анализов	K	Rb	K/Rb	Литературный источник
Анабарский шит	60	13800	33	415	Данные автора
Норвегия	20	24900	56	444	Heier, Thorensen, 1971
Бразилия	62	18900	45,8	415	Sighinolfi, 1971
Альпы	33	18400	39,8	462	Sighinolfi, 1969
Танзания	11	24100	63	380	Lewis, Spomer, 1973
Уганда	11	27200	94	290	То же
Канада	10	30500	70	435	"
Индия, Мадрас	13	7100	21,6	330	"
Шотландия	254	8550	11	777	Други, 1973
Среднее		19000	48	400	

Таблица 27

Средние содержания (г/т) калия и рубидия в метаморфических комплексах амфиболитовой фации

Район	K	Rb	K/Rb	Литературный источник
Алданский шит, олекминская серия	24000	100	240	Данные автора
Анабарский шит	32000	128	250	То же
Адирондак (США)	26880	120	231	Whitney, 1969
Альпы (28)*	31900	119,4	231	Sighinolfi, 1969
Норвегия (15)*	30710	155	198	Heier, Thorensen, 1971
Шотландия, серия Льюизиан (138)*	17600	67	260	Holland, Lambert, 1972
Новый Южный Уэльс (Австралия)	26560	120	221	Taylor, 1964a
Канадский шит	25730	118	218	Shaw et. al., 1967
Средний Урал, ильмено-кундрвинский комплекс	33600	150	224	Тихомирова, 1971
Среднее	27700	120	230	

*В скобках указано количество анализов.

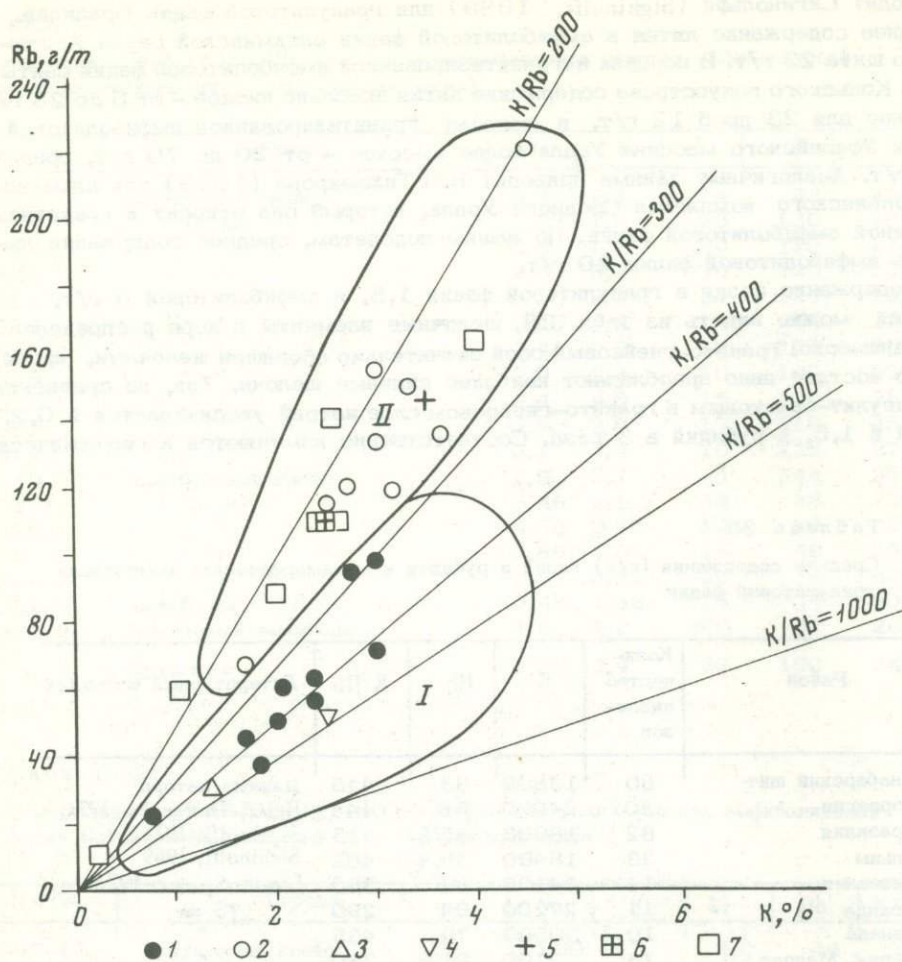


Рис. 11. Распределение калия и рубидия в метаморфических комплексах гранулитовой и амфиболитовой фаций

- 1 - комплекс гранулитовой фации; 2 - комплекс амфиболитовой фации; 3 - андезит; 4 - дацит; 5 - гранит; 6 - гранодиорит; 7 - осадочная порода
Поля: I - гранулитовой фации, II - амфиболитовой фации

отношения K/Na , K/Rb . Средний состав континентальной коры определен из расчета равной доли гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев. В табл. 28 приведен также средний состав наименее дифференцированного мантийного материала - гранатового перидотита, - отвечающий среднему составу верхней мантии. Можно увидеть, что содержание щелочей в коре и мантии резко различно - в коре количество натрия увеличивается в 8, лития в 14, калия в 28, рубидия в 32, цезия в 40 раз. Нетрудно заметить, что для перечисленного ряда щелочных элементов характерно последовательное увеличение щелочных свойств. Чем более щелочным оказывается элемент, тем им более обогащена кора. Аналогично геохимические отношения Na/K , K/Rb , Rb/Cs в континентальной коре смещены по сравнению с мантией в сторону элемента с более сильными щелочными свойствами. Очевидно, что магматические и метаморфические процессы, формирующие кору, сопровождаются сильнейшей экстракцией щелочей из мантии и привнесом их в кору, причем этот процесс тем сильнее, чем более щелочными свойствами обладает элемент.

Из сказанного о распределении щелочных элементов в породах верхней мантии и континентальной коры можно сделать следующие выводы.

1. Все мантийные породы – альпинотипные и океанические гипербазиты, шпинелевые и гранатовые перидотиты и эклогиты – характеризуются хондритовым распределением щелочных элементов, причем наиболее близки к хондритам гранатовые перидотиты, менее же глубинные шпинелевые перидотиты и альпинотипные гипербазиты содержат меньше щелочей, что объясняется их остаточной природой после отделения базальтов. Ахондриты по особенностям распределения щелочей подобны низкокалиевым океаническим толеитам и резко отличаются от земных мантийных пород.

2. Глубинные магматические породы содержат больше щелочей, чем породы мантийного субстрата. От малоглубинных толеитовых к более глубинным щелочным базальтам и, наконец, к самым глубинным калиевым базальтам и кимберлитам последовательно увеличивается общее содержание щелочей, а геохимические отношения Na/K , K/Rb , Rb/Cs в той же последовательности смещаются в сторону более щелочных членов. Многократное накопление щелочей в магматических продуктах и их прямая связь с глубиной генерации магмы и щелочными свойствами элементов не могут быть обусловлены процессами селективного плавления или дифференциации с отсадкой тугоплавких минералов. Это объясняется процессом кислотного магматического выщелачивания, когда магматический флюид, обогащенный восстановленными формами летучих компонентов (H_2) стремится выравнять свою кислотность до нормальной и выщелачивает из мантийных пород сильные щелочи. Восстановленность магматического флюида зависит от глубины, поэтому процесс выщелачивания сильных оснований протекает дифференцированно и зависит от глубины генерации магмы.

3. Метаморфические породы гранулитовой фации по особенностям распределения щелочных элементов оказываются похожими на серии обычных вулканических пород – базальтов, андезитов, дацитов, переслаивающихся с более редкими прослоями несомненно осадочных высокоглиноземистых и известково-силикатных пород. Процесс регионального метаморфизма гранулитовой фации оказывается изохимическим и не изменяет первичных соотношений щелочных элементов.

Метаморфические породы гранитизированной амфиболитовой фации оказываются сильно обогащенными щелочами, что является результатом привноса щелочных элементов метаморфизующими ювенильными растворами. По особенностям распределения щелочных элементов амфиболитовая фация отличается от гранулитовой тем, что она более обогащена ими, причем усиливается значение наиболее сильных щелочей со смещением геохимических отношений Na/K , K/Rb в пользу более щелочных элементов.

4. Континентальная кора по сравнению с верхней мантией многократно обогащена щелочными элементами. Максимальное обогащение устанавливается

Таблица 28

Среднее содержание (г/т) щелочных элементов в континентальной коре

Подразделения континентальной коры	Na	K	Rb	K/Rb	Li	Cs	Литературный источник
Гранулит-базитовый слой	24000	19000	48	400	12	1,5	Данные автора
Гранито-гнейсовый слой	29600	28000	120	230	20	4	То же
Континентальная кора	26500	23500	84	280	16	2,5	"
Земная кора	18300	16000	70	230	21		Turekian, Wedepohl, 1961
То же*	24900	25000	150	166	32		Виноградов, 1962б
То же**	23700	20800	90	230	20		Taylor, 1964c

*Смесь двух частей гранита и одной части базальта.

**Смесь равных частей гранита и базальта.

для наиболее щелочных элементов. По степени обогащения коры элементы могут быть построены в ряд $\text{Na} - \text{Li} - \text{K} - \text{Rb} - \text{Cs}$, конечные члены которого наиболее сильно обогащают кору.

Процессы магмообразования и формирования метаморфизирующих растворов в верхней мантии сопровождаются сильным выщелачиванием K , Rb , Cs из мантийных пород. В результате глубинные магмы и метаморфизирующие растворы оказываются сильно обогащенными щелочными элементами. При внедрении магматических расплавов и метаморфизирующих растворов в земную кору последняя обогащается натрием, калием, литием, рубидием и цезием.

Распределение щелочноземельных элементов — стронция и бария

Стронций и барий являются сильными основаниями, и можно предполагать, что их геохимическое поведение должно быть сходно с поведением щелочных элементов. Следует помнить, что щелочные свойства бария выше, чем стронция.

Определение малых количеств стронция и бария представляет сложную аналитическую задачу, и в геологической литературе мало данных по их распределению в ультраосновных породах.

Стронций и барий в мантийных породах

Серия образцов гранатовых перидотитов и эклогитов была передана нами в ГЕОХИ АН СССР для определения содержания стронция и бария. Результаты анализа представлены в табл. 29. Из табл. 29 можно видеть, что для мантийных гранатовых перидотитов характерны весьма умеренные количества стронция — от 3 до 100, среднее 33 г/т, а для бария — от 12 до 86, среднее 54 г/т; отношение Ba/Sr колеблется от 0,3 до 13,5, среднее 1,6. По сравнению с хондритами гранатовые перидотиты содержат больше стронция и бария, но по средним данным в них, как и в хондритах, содержания стронция и бария близки.

В табл. 30 приведены литературные данные по распределению стронция и бария в других мантийных породах. В табл. 30 подсчитаны средние содержания стронция и бария для включений шпинелевых перидотитов в базальтах,

Таблица 29

Содержание (г/т) стронция и бария во включениях гранатовых перидотитов и эклогитов из трубки Обнаженная

№ обр.	Порода	Sr	Ba	Ba/Sr
Л-71-233	Гранатовый перидотит	50	62	1,2
Л-71-227	То же	100	40	0,4
Л-71-177	"	3,4	12	3,5
Л-69-120	"	5,0	67	13,4
Л-71-159	"	23,2	67	2,8
Л-71-177	"	2,0	6,0	3,0
Л-71-184	"	76	86	1,1
Л-71-187	"	28	72	2,6
Л-71-210	"	15	70	4,6
	Средний гранатовый перидотит	32,6	54	1,6
Л-71-198	Гранатовый пироксенит	87	47	0,5
Л-71-195	То же	44	15	0,3

Таблица 29 (окончание)

№ обр.	Порода	Sr	Ba	Ba/Sr
Л-71-228	Эклогит	8	62	0,34
Л-71-67	"	121	45	0,3
Л-71-57	"	11	32	0,3
Л-71-а	"	90,5	159	1,7
Л-71/6	"	45,5	57	1,2
Л-71/57	"	110	32	0,3
Л-71-60	"	121,3	45	0,37
Л-71-120	"	131,6	330	2,5
Л-71-145	"	100	120	1,2
Л-71-173	"	70	147,5	2,0
Л-71-182	"	170	42	0,25
Л-71-195	"	34	135	4,0
Л-71-198	"	104,7	53	0,5
Л-71-202	"	52	70	1,3
Средний эклогит		83	95	1,1

Таблица 30

Среднее содержание (г/т) стронция и бария в мантийных породах

Порода	Количество анализов	Sr	Ba	Ba/Sr	Литературный источник
Гранатовый перидотит	6	32,6	54	1,6	Анализы автора
То же	1	27,2	24	0,8	Griffin, Nurthy, 1969
"	5	48,9	-	-	Stuber, Murthy, 1966
"	-	83,0	-	-	Mitchel, Crocket, 1970
"	-	27,1	22	0,7	Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972
Среднее	-	43	33	0,8	
Пироповый эклогит	14	83	95	1,1	Анализы автора
То же	1	36,4	71,8		Griffin, Nurthy, 1969
"	1	46,2	-	-	Stuber, Murthy, 1966
"	-	159	-	-	Alsop Nicolaysen, 1969
"	4	-	29,5	-	Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972
Среднее	-	81	65	0,8	
Шпинелевый лерцолит	4	11,3	6,23	-	Анализы автора
То же	-	7,33	8,34	-	Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972
"	6	15,5	-	-	Stuber, Murthy, 1966
"	7	3,4-79,5	-	-	Hart, Nalwalk, 1970
Среднее	-	18	7,5	0,42	
Альпинотипный гипербазит	7	1,4	6,0	4,4	Pinson, Ahrens, 1953
То же	12	6,10	-	-	Stuber, Murthy, 1966
"	-	0,80	0,32	0,4	Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972

Таблица 30 (окончание)

Порода	Количество анализов	Sr	Ba	Ba/Sr	Литературный источник
Альпинотипный перидотит Армении	-	10	17	1,7	Данные А.С. Павленко
То же	-	56	19	0,3	То же
"	-	36	25	0,7	"
"	-	56	22	0,4	"
"	-	34	22	0,6	"
"	-	41	20	0,5	"
"	-	76	22	0,2	"
"	-	54	26	0,5	"
Среднее		34	18	0,5	
Океанический гипербазит	1	10	5	6,5	Bonatti, Honnores, Ferrare, 1971
То же	14	17,1	-	-	Brett, 1971
Лерцолит	19	-	10,2	-	Дмитриев, 1973а
Гарцбургит	16	-	7,7	-	То же
Среднее	-	13,6	7,6	0,6	
Средний хондрит	-	11	3,4	0,3	Мэйсон, 1965

альпинотипных и океанических гипербазитов и эклогитов. Цифровые данные позволяют заключить, что шпинелевые перидотиты содержат меньше стронция и бария, чем гранатовые. Еще меньше стронция и бария содержат альпинотипные гипербазиты.

Повторяется закономерность, уже подмеченная при рассмотрении щелочных элементов. Главные представители мантийных пород различаются по содержанию щелочноземельных элементов. Наиболее богаты этими элементами гранатовые перидотиты, в шпинелевых перидотитах их содержание уменьшается, достигая минимальных значений в альпинотипных гипербазитах.

Океанические гипербазиты по распределению стронция и бария близки включениям шпинелевых перидотитов из базальтов.

Мантийные эклогиты по распределению стронция и бария частично совпадают с гранатовыми перидотитами, но в целом их содержания в этих породах выше.

Для всех мантийных пород среднее отношение Ba/Sr близко к единице, часто в верхней мантии стронций преобладает над барием.

Стронций и барий в глубинных магматических породах

Для базальтов известно много аналитических данных по распределению в них стронция и бария. Некоторые данные приведены в табл. 31. Из всех базальтов в океанических толеитах устанавливаются минимальные количества этих элементов, несколько больше их содержание в континентальных толеитах, еще больше — в щелочных оливиновых базальтах, наибольшее количество стронция и бария содержат калиевые базальты. Аналитические данные нанесены на диаграмму (рис. 12). Можно видеть, что все базальты укладываются в диагональную полосу точек и располагаются последовательно. В ряду от океанических толеитов к щелочным оливиновым базальтам и, наконец, к калиевым базальтам вместе с ростом щелочности растет содержание в них строн-

Таблица 31

Среднее содержание стронция и бария в базальтах (г/т)

Порода	Количество анализов	Sr	Ba	Ba/Sr	Литературный источник
Океанический толеит	10	130	14	0,11	A.Engel, C.Engel, 1965
То же	-	106	40	0,38	Gast, 1965
"	12	130	13	0,10	Philpotts, Schnetzler, 1970
"	14	115	16,1	0,14	Nicholls, Camichael, Stromer, 1971
"	-	136	10,6	0,08	Hart et al., 1970
Средний океанический толеит	-	123	18,7	0,15	
Континентальный толеит, Канада	24	126	49	0,40	Jamieson, Clark, 1970
То же, Гренландия	24	215	69	0,32	"
То же, Басутоленд	21	190	256	1,34	"
То же, Карру	44	168	200	1,20	"
То же, Южная Родезия	20	636	778	1,20	"
Среднее по всем континентальным толеитам	897	450	244	0,54	Manson, 1967
Щелочный оливиновый базальт	10	815	498	0,61	A. Engel, C.Engel, 1965
То же	-	543	484	0,90	Higuchi, Nagasawa, 1969
"	-	650	520	0,80	Philpotts, Schnetzler, 1970
Средний щелочный базальт	-	669	500	0,74	
Калиевый базальт	-	1320	4150	3,1	Тихоненкова, Нечаева, Осокин, 1971
То же	9	1670	6210	3,7	Nash, Wilkinson, 1971
Средний калиевый базальт	-	1500	5180	3,4	

ция и бария, а отношение Ba/Sr в той же последовательности смещается в сторону более щелочного бария.

На диаграмме проведены штрихпунктирная линия, показывающая основную тенденцию распределения стронция и бария в базальтах, и пунктирная линия, отражающая главную тенденцию распределения стронция и бария в мантийных ультраосновных породах. Из диаграммы можно видеть, что распределение стронция и бария в магматических породах, выплавляемых в мантии и в собственно мантийных породах, существенно различается. Базальты, выплавляемые в верхней мантии, по сравнению с исходными перидотитами содержат гораздо больше стронция и бария (в щелочных оливиновых базальтах увеличение больше чем в 10 раз). Очевидно, при выплавлении базальтовых магм происходит сильнейшая экстракция щелочноземельных элементов.

В главе 2 мы пришли к выводу, что более щелочные базальты являются и более глубинными. Можно считать, что с глубиной по мере усиления генерации базальтовых магм обогащенность их стронцием и барием увеличивается. В этом плане очень интересны данные Харта с соавторами (Hart et al., 1970), которые выявили прямые корреляционные связи между содержанием стронция в современных излияниях базальтов и глубиной сейсмической зоны Бенъофа,

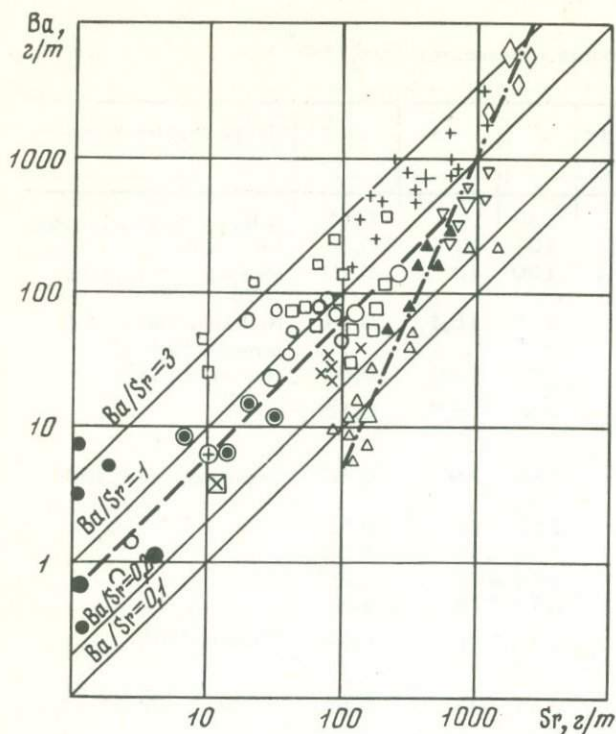


Рис. 12. Распределение стронция и бария в мантийных и магматических породах

Условные обозначения см. на рис. 7

т.е. с предполагаемой глубиной магматических очагов. На диаграмме (рис. 13) можно видеть, что чем глубже располагается магматический очаг, тем выше в базальтах содержание стронция.

Кроме включений гранатовых перидотитов нами были определены содержания Sr и Ba во вмещающих кимберлитах (табл. 32). По сравнению с гранатовыми перидотитами в кимберлитах содержание стронция и бария увеличивается на порядок, а отношение Ba/Sr сильно смещается в сторону бария. Значит, при выплавлении кимберлитовой магмы происходит сильное накопление щелочноземельных элементов с усиленной экстракцией бария, как более сильного основания. Данные по кимберлитам нанесены на диаграмму (см. рис. 12), на которой видно, что поле кимберлитов частично совпадает с полосой базальтовых пород, но в значительной своей части выходит за пределы базальтовой полосы в сторону более высоких содержаний бария. Высокие отношения

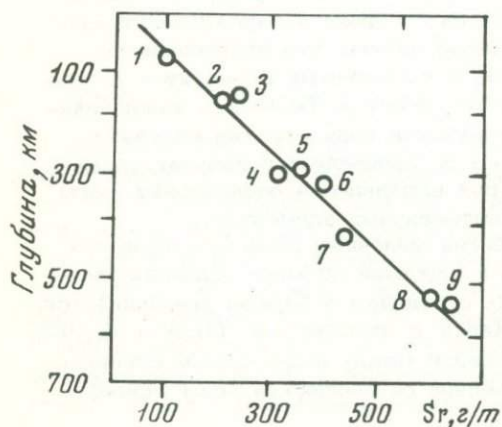


Рис. 13. Корреляционная диаграмма между содержанием стронция в современных базальтах островных дуг и глубиной сейсмической зоны Беньофа из работы Харта с соавторами (Hart et al., 1970)

1 - Тонга; 2, 7, 9 - Япония; 3 - Алеутские острова; 4 - Марианские острова; 5, 8 - Новая Зеландия; 6 - Новая Британия

Таблица 32

Содержание (г/т) стронция и бария в кимберлитах

№ обр.	Место взятия образца	Sr	Ba	Ba/Sr	Литературный источник
ЛК-6	Трубка Амакинская	280	300	1,0	Данные автора
ЛК-8	Трубка Удачная - западная часть	540	400	0,9	То же
ЛК-10	Трубка Искорка	710	1200	1,7	"
ЛК-12	Трубка Аэрофотосъемочная	200	1200	6,0	"
ЛК-14	Трубка Зарница	230	1000	4,3	"
ЛК-16	Трубка Мир	300	400	1,3	"
ЛК-18	Трубка Муза	290	200	0,7	"
ЛК-20	Трубка Мэрчимден	900	900	1,0	"
ЛК-22	Трубка Баргьдымалах	500	1800	3,6	"
ЛК-24	Трубка Космическая	400	700	1,8	"
ЛК-27	Трубка Нина	1210	700	0,6	"
ЛК-28	Трубка Дайка-6	1600	900	0,6	"
ЛК-29	Трубка Ленинградская	300	1600	5,3	"
ЛК-30	Трубка Эгизентей	21700	2400	0,1	"
Л-69-205	Трубка Великан	900	2500	2,8	"
	Среднее (15) *	710	1100	1,55	
-	Южная Африка	460	660	1,4	Dawson, 1962
-	То же	600	1000	1,7	Janse 1964
	Среднее	600	920	1,5	

*В скобках указано количество анализов.

Ba/Sr характерны для наиболее глубинных магм, что согласуется с особо глубинным происхождением кимберлитов.

Можно заметить, что диаграмма (см. рис. 12) распределения стронция и бария по своему строению совершенно подобна диаграммам распределения щелочных элементов (например, см. рис. 9). Отсюда можно сделать вывод, что геохимическое поведение щелочноземельных элементов в мантийных ультраосновных и базальтовых породах совершенно подобно щелочным элементам.

Теперь обратимся к особенностям распределения стронция и бария в континентальной коре. Некоторые средние данные по распределению стронция и бария в метаморфических комплексах континентальной коры приведены в табл. 33. Можно принять цифровые значения распределения стронция и бария в комплексах пород гранулитовой фации за среднее для гранулит-базитового слоя континентальной коры, а амфиболитовой фации - за среднее для гранито-гнейсового слоя. Отсюда можно подсчитать и среднее содержание стронция и бария в континентальной коре исходя из ее метаморфической модели при соотношении гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев 1:1. Такие подсчеты показывают, что в консолидированной континентальной коре содержится в среднем Sr - 320, Ba - 660 г/т. Для цифр среднего содержания стронция и бария в мантии можно взять средние цифры по гранатовыми перидотитам. Сравнение данных по континентальной коре и верхней мантии показывает, что распределяются эти элементы очень дифференцированно и контрастно. Для коры характерно гораздо более высокое содержание стронция и бария, чем для верхней мантии. Резко различаются соотношения этих элементов.

Резюмируя раздел о распределении и геохимическом поведении щелочно-земельных элементов в верхней мантии и коре, можно сделать следующие выводы.

1. Закономерности поведения стронция и бария очень схожи с поведением щелочных элементов.

Таблица 33

Средние содержания (г/т) стронция и бария в метаморфических породах

Порода	Район	Sr	Ba	Ba/Sr	Литературный источник
Комплекс пород гранулитовой фации	Лапландия	144	600	4,2	Сахама, 1952
То же	Норвегия	338	605	1,8	Heier, Thorensen, 1974
Средний гранулит	-	375	425	1,1	Taylor, 1964c
Средний состав гранулитовой фации		265	540	2,0	
Комплекс пород амфиболитовой фации	Шотландия	458	710	1,5	Holland, Lambert, 1972
То же	Норвегия	338	605	1,8	Heier, Thorensen, 1971
"	Канада	340	1070	3,1	Shaw, 1968
Средний состав амфиболитовой фации		378	777	2,0	

2. Главные представители мантийных пород различаются по содержанию стронция и бария. Наиболее глубокие – гранатовые перидотиты – содержат больше стронция и бария, чем менее глубокие – шпинелевые перидотиты и альпинотипные гипербазиты.

3. Магматические породы – базальты и кимберлиты – по сравнению с породами мантийного субстрата сильно обогащены стронцием и барием. С глубиной выплавления в магмах увеличивается содержание стронция и бария, а отношение Ba/Sr смещается в пользу более щелочного бария.

4. В континентальной коре по сравнению с верхней мантией содержание стронция и бария увеличивается в десятки раз. Причем в коре устанавливается значительное преобладание более щелочного бария над стронцием.

Распределение редкоземельных элементов

Редкие земли (TR) строго литофильны, т.е. их поведение в геохимических процессах близко поведению щелочных и щелочноземельных элементов. Замечено, что они довольно чутки к геохимической обстановке и поведение их в этом отношении селективно.

Имеется большая работа Хэскина с соавторами (1968), в которой обобщаются данные по распределению TR в метеоритах и земных осадочных и магматических породах. Из отечественной литературы необходимо отметить работы Д.А. Минеева (1969, 1972), обобщающие последние данные по распределению TR в породах, минералах и рудах. Нас интересует вопрос распределения TR в мантийных и магматических породах.

Редкие земли в мантийных породах

Определение TR в ультраосновных породах представляет очень трудную аналитическую задачу из-за крайне малых их количеств. Возможно, поэтому аналитических данных по их распределению в ультрабазитах очень мало.

Известны лишь две публикации: в работе Хэскина и соавторов (1968) – одно определение по включениям гранатовых перидотитов, и в работе Филпотса с соавторами (Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972) – определения некоторых TR в образцах перидотитов Южной Африки. З.Т. Катаева (ИМГРЭ) определила редкие земли в наших образцах мантийных пород из трубки Обнаженная. Аналитические данные приведены в табл. 34. Мы подсчитали среднее распределение

Таблица 34

Содержание (г/т) редких земель во включениях мантийных пород из трубки
Обнаженная

№ обр.	Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Tb+Y
Л-71-221	Гранатовый лерцолит	3,00	5,00	0,14	1,60	3,60	5,20	1,00
Л-71-103	Гранатовый гарцбургит	2,35	3,16	0,17	1,88	0,28	0,77	1,40
Л-71-70	Гранат-шпинелевый лерцолит	3,45	3,45	1,15	4,00	1,84	1,77	2,55
Л-69-202	Шпинелевый лерцолит	1,43	2,95	0,49	1,61	0,67	1,29	1,43
Средний	перидотит	2,54	3,84	0,50	2,28	1,59	2,25	1,80
Л-69-203	Слегка измененный лерцолит	20,23	23,99	3,74	12,38	2,16	2,16	3,96
Л-69-206	Кимберлит	85,12	92,24	19,6	54,66	8,40	7,84	9,80
Л-71-135	Эклогит	3,77	5,59	0,34	2,34	-	0,52	6,68
Л-71-61	Энстатитовый эклогит	8,00	9,54	2,17	5,99	3,02	4,35	9,96
ЛО-116	То же	3,86	4,48	0,3	3,32	1,38	0,3	3,30
Л-71-220	Гранатовый пироксенит	9,15	15,29	2,24	7,85	2,08	1,92	5,87
Л-71-64	Рубиновый эклогит	0,8	1,36	-	-	2,17	0,8	2,02
Средний	эклогит	5,11	7,25	1,26	6,87	2,16	1,6	5,44

Таблица 34 (окончание)

№ обр.	Порода	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣTR
Л-71-221	Гранатовый лерцолит	-	-	-	-	-	-	20
Л-71-103	Гранатовый гарцбургит	4,1	1,01	1,53	0,36	0,73	0,18	14
Л-71-70	Гранат-шпинелевый лерцолит	1,06	0,85	1,26	0,23	1,10	-	23
Л-69-202	Шпинелевый лерцолит	0,16	0,06	1,09	0,03	1,4	0,70	14
Средний	перидотит	1,8	0,64	1,29	0,20	1,08	0,44	20,25
Л-69-203	Слегка измененный лерцолит	0,29	0,07	0,86	0,29	0,50	0,07	72
Л-69-206	Кимберлит	1,12	-	-	-	0,50	-	280
Л-71-135	Эклогит	0,36	0,18	2,37	0,55	3,38	-	-
Л-71-61	Энстатитовый эклогит	1,11	1,48	3,13	0,53	2,12	0,53	-
ЛО-116	То же	0,6	0,3	1,26	-	0,78	2	-
Л-71-220	Гранатовый пироксенит	0,83	-	1,77	-	2,03	0,25	-
Л-71-64	Рубиновый эклогит	1,12	-	-	-	-	-	-
Средний	эклогит	0,8	0,65	2,14	0,54	2,05	0,40	36

редких земель для четырех образцов перидотитов, которые, по-видимому, отражают закономерности среднего распределения TR для этой группы пород.

Графическое исследование характера распределения (рис. 14) проводилось по обычной методике, изложенной в работе Хэскина с соавторами (1968); содержание каждого элемента нормировано к $Yb = 1,00$.

На рис. 14 представлен характер распределения TR во включениях гранатовых перидотитов из трубки Обнаженная, здесь видно, что включения гранатовых перидотитов характеризуются хондритовым распределением. Линия среднего перидотита близка к пунктирной линии среднего хондрита.

Интересно отметить, что во вмещающих кимберлитах содержится в 10 раз больше редких земель, чем в перидотитах, причем аномально-дефицитного состава, поэтому всегда существует вероятность заражения перидотитовых проб редкими землями из кимберлита, особенно в измененных образцах. Это подтверждают данные по распределению TR во вмещающем кимберлите и слабоизмененном образце гранатового перидотита (см. рис. 14). Для кимберлита характерна сильная обогащенность легкими TR. Аналогичная обогащенность легкими TR видна в измененном перидотите, для которого устанавливается уже не хондритовый, а кимберлитовый характер распределения TR. Некоторая обогащенность

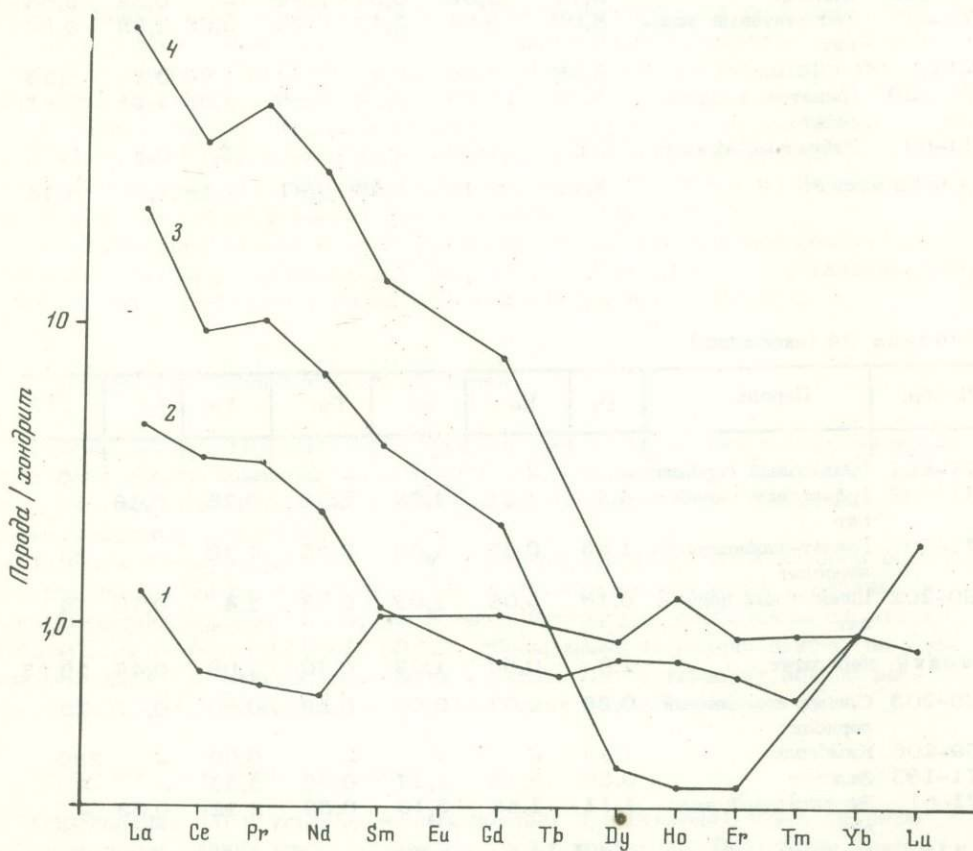


Рис. 14. Распределение редких земель во включениях гранатовых перидотитов и в кимберлитах

1 — средний перидотит из трубки Обнаженная; 2 — гранатовый перидотит Южной Африки, по Хэскину и др. (1968); 3 — измененный гранатовый перидотит (обр. Л-69-203); 4 — кимберлит из трубки Обнаженная

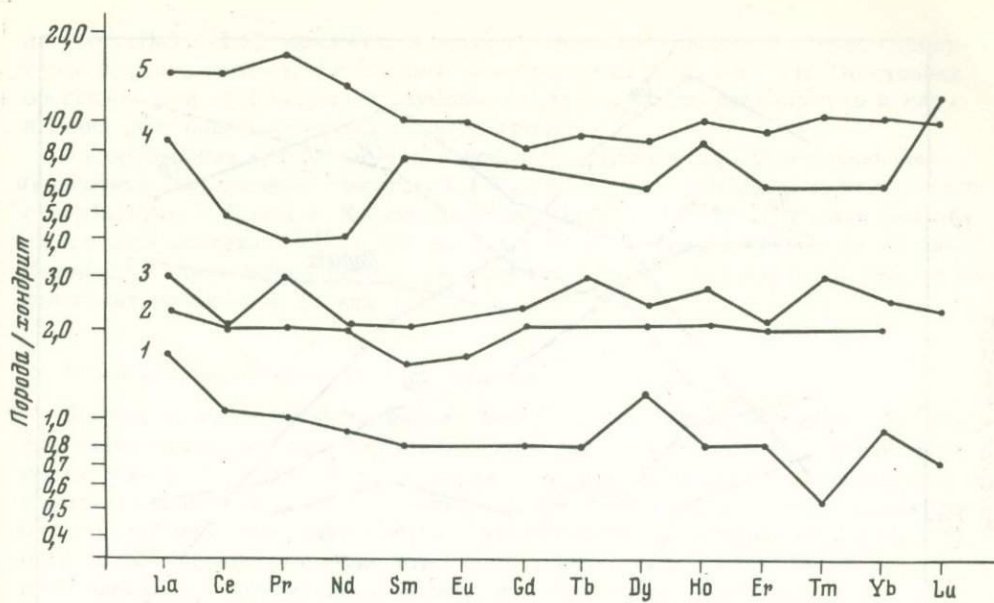


Рис. 15. Распределение редких земель в мантийных породах

1 - альпинотипный гипербазит; 2 - океанический перидотит; 3 - шпинелевый перидотит; 4 - гранатовый перидотит; 5 - мантийный эклогит

La, Ce, Pr, Nd образца гранатового перидотита из рудника Весселтон (Хэскин и др., 1968), возможно, также объясняется влиянием кимберлита. Для неизмененных включений гранатовых перидотитов устанавливается распределение TR, очень близкое к хондритовому.

Эклогиты содержат несколько больше редких земель, чем гранатовые перидотиты, распределение же TR в эклогитах близко к хондритовому (см. табл. 34).

По распределению редких земель в шпинелевых перидотитах, альпинотипных и океанических гипербазитах имеется много опубликованных данных (Хэскин и др., 1968; Балашов и др., 1972; Frey, Haskin, 1971; Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972; Nasagawa et al., 1969; Flower, 1971). По данным этих авторов рассчитаны средние содержания редкоземельных элементов в перечисленных породах. Цифровой материал приведен в сводной табл. 56 в главе 6.

Распределение редких земель в мантийных породах представлено на диаграмме (рис. 15). В отличие от предыдущей диаграммы здесь не производилось предварительного нормирования по иттербию, чтобы иметь возможность сравнивать породы не только по характеру распределения TR, но и по их абсолютному количеству.

Из диаграммы можно видеть, что, подобно содержанию других литофильных элементов (K, Rb, Cs, Sr, Ba), содержание TR в альпинотипных гипербазитах оказывается минимальным. Более глубокие шпинелевые перидотиты содержат больше редких земель. Из всех ультраосновных пород гранатовые перидотиты характеризуются наибольшим количеством TR. Океанические гипербазиты (данные взяты из работы Ю.А. Балашова с соавторами, 1972) по содержанию и распределению редких земель совпадают с включениями шпинелевых перидотитов из базальтов и отличаются от альпинотипных гипербазитов более высокими их содержаниями. Распределение TR во всех мантийных породах близко к хондритовому, т.е. относительно хондритов не намечается ни дефицита, ни избытка легких или тяжелых TR.

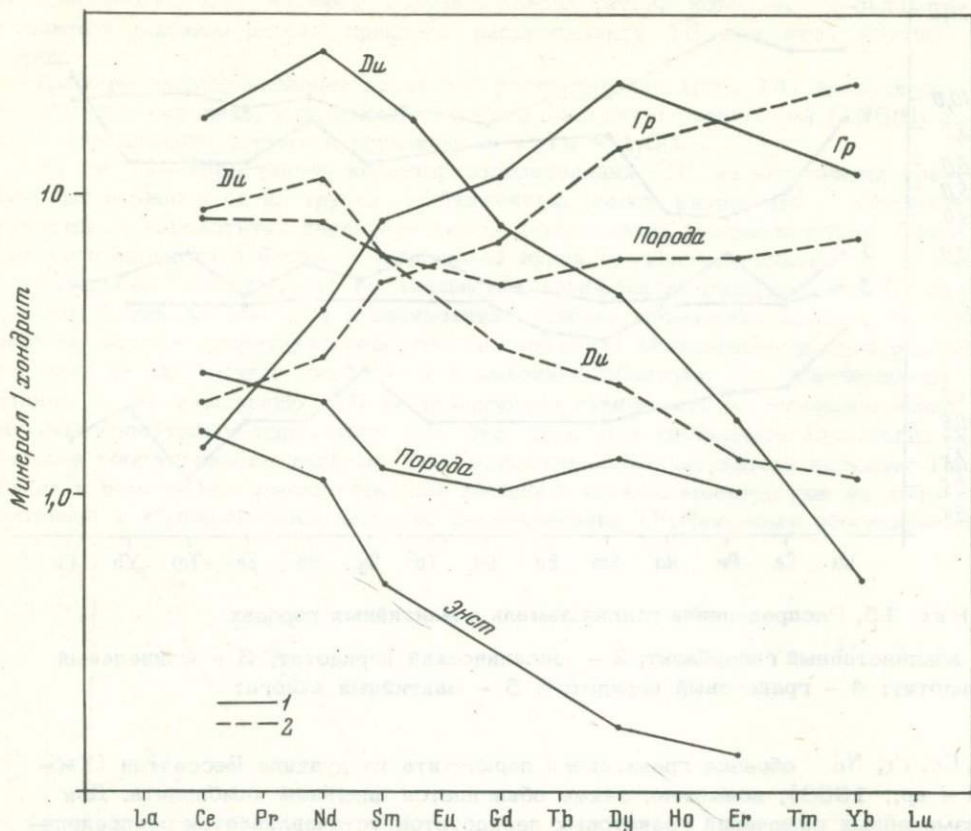


Рис. 16. Распределение редких земель в сосуществующих минералах

- 1 - гранатовый перидотит, по данным Филпотса (Philpotts et al., 1972);
 2 - эклогит, данные автора

Распределение редких земель в сосуществующих минералах гранатовых перидотитов исследовано Филпотсом с соавторами (Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972). Данные отражены на диаграмме (рис. 16), из которой видно, что в пироксенах накапливаются преимущественно легкие TR, причем моноклинный пироксен содержит почти на порядок больше TR, чем ромбический. Гранат, наоборот, обогащен тяжелыми TR. Оливин, по-видимому, содержит минимальное количество редких земель. Аналогичные данные получены нами

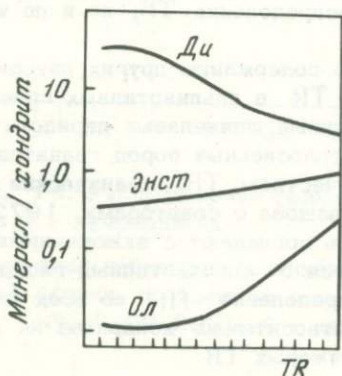


Рис. 17. Принципиальная схема распределения редких земель в сосуществующих минералах альпийских гипербазитов, по Фрею и Хэскину (Frey, Haskin, 1971)

для обр. Л-71-135 эклогита, в котором пироксен накапливает преимущественно легкие, тогда как в гранате накапливаются тяжелые ТР. По степени обогащенности ТР породообразующие минералы можно расположить в следующий ряд: оливин-энстатит-диопсид-гранат.

Распределение редких земель в породообразующих минералах шпинелевых перидотитов исследовано Насагавой (Nasagawa et al., 1969), а в альпинотипных гипербазитах - Фреем и Хэскиным (Frey, Has'kin, 1971). Принципиальная схема распределения ТР в породообразующих минералах приведена на рис. 17. Интересно, что в менее глубинных условиях ромбический пироксен уже не накапливает селективно легких ТР.

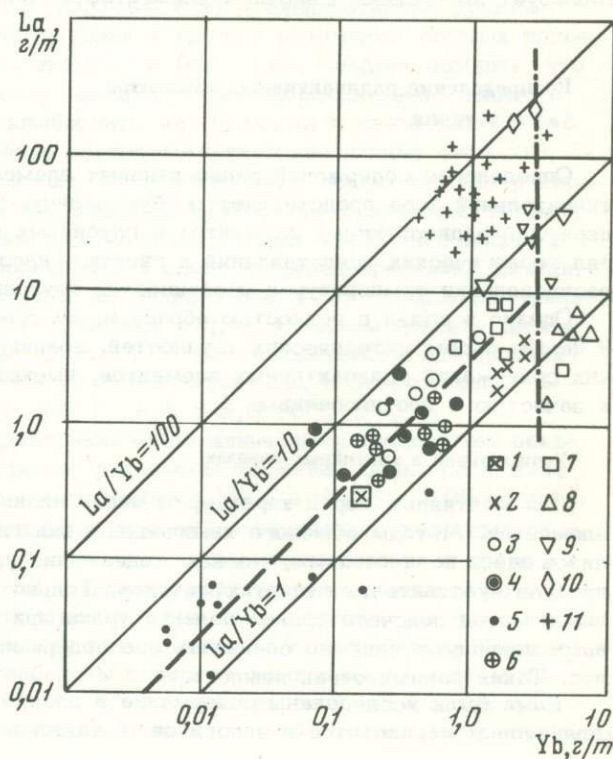
Редкие земли в глубинных магматических породах

Данных по распределению редких земель в глубинных магматических породах очень много, но нам необходимо проверить, повторяются ли закономерности, уже установленные по распределению щелочных и щелочноземельных элементов для этих пород, а именно - возрастает ли содержание редких земель с глубиной генерации магмы и увеличением ее щелочности и будет ли проявляться эффект смещения отношений элементов в пользу более основного члена. Для выяснения этой задачи можно не рассматривать всю гамму редкоземельных элементов, а выбрать только два.

В ряду редкоземельных элементов от лантана до лютеция кислотно-основные свойства элементов изменяются последовательно. При сравнительном анализе выберем лантан из начала ряда и иттербий из конца. Из них лантан - более сильное основание. Составили диаграмму (рис. 18). По своему строению она подобна предыдущим диаграммам с распределением близких пар элементов, таких, как калий и рубидий, стронций и барий. На рис. 18 выделяется диагональная полоса ультраосновных мантийных пород, по средним составам

Рис. 18. Распределение лантана и иттербия в мантийных и магматических породах

- 1 - хондрит; 2 - ахондрит; 3 - гранатовый перидотит; 4 - шпинелевый перидотит; 5 - альпинотипный гипербазит; 6 - океанический гипербазит; 7 - эклогит; 8 - океанический толеит; 9 - щелочной оливинный базальт; 10 - калиевый базальт; 11 - кимберлит



которых проведена пунктирная линия. Отношение La/Yb колеблется в пределах 1–10, среднее 3, близкое к хондритовому. Минимальное количество лантана и иттербия наблюдается в альпинотипных гипербазитах, а максимальное — в гранатовых перидотитах и эклогитах.

В базальтах содержание лантана и иттербия гораздо выше, чем в породах мантийного субстрата, причем с увеличением щелочности базальтов увеличивается общее содержание редких земель, а отношение La/Yb последовательно увеличивается от океанических толеитов к щелочным оливиновым базальтам и калиевым базальтам. Тенденция изменения распределения лантана и иттербия в базальтах подчеркнута штрихпунктирной линией. Ахондриты по распределению лантана и иттербия близки к океаническим толеитам, и их точки не совпадают с мантийными породами.

Таким образом, резюмируя раздел о распределении и геохимическом поведении редкоземельных элементов, можно сделать следующие выводы.

1. Главные представители мантийных пород различаются по содержанию редких земель. Наиболее глубинные гранатовые перидотиты содержат больше TR, чем шпинелевые перидотиты. Альпинотипные гипербазиты содержат минимальное количество редких земель. Для всех ультраосновных мантийных пород и эклогитов характерно хондритовое распределение редких земель.

2. Магматические породы — базальты и кимберлиты — по сравнению с ультраосновными породами мантии сильно обогащены TR. В более щелочных базальтах увеличивается общее содержание TR, а элементный состав смещается в пользу более основных членов.

3. Редкие земли можно отнести к некогерентным элементам, изменение содержаний которых не коррелируется с содержанием главных элементов, таких, как кремнезем, магний, железо. Геохимическое поведение редких земель аналогично поведению щелочных и щелочноземельных элементов, а селективное поведение отдельных TR определяется их кислотнo-основными свойствами. Можно прийти к выводу, что накоплением редких земель в магматических породах управляет тот же процесс магматического выщелачивания, который контролирует экстракцию щелочных элементов из пород мантийного субстрата.

Распределение радиоактивных элементов урана и тория

Определение содержаний радиоактивных элементов в верхней мантии и континентальной коре представляет особую задачу. На оценке количественных содержаний радиоактивных элементов в глубинных породах Земли базируется ряд геологических представлений и гипотез, например о тепловой истории, распределении температур и особенностях внутреннего строения планеты.

Однако в связи с редкостью образцов, достоверно относимых к глубинным, и целым рядом методических трудностей, возникающих при определении низких содержаний радиоактивных элементов, имеющиеся сведения ограничены, а зачастую и противоречивы.

Уран и торий в мантийных породах

Для мантийных пород характерны очень низкие содержания радиоактивных элементов. Методы обычного химического или гамма-спектрометрического анализов здесь не применимы, так как содержания урана и тория находятся на пределе чувствительности этих методов. Только нейтронно-активационный анализ и метод подсчета треков деления урана при реакции с тепловыми нейтронами позволяют надежно оценивать его содержание в образцах мантийных пород. Таких данных очень немного.

Нами были исследованы содержание и распределение урана во включениях гранатовых перидотитов и эклогитов, а также в порообразующих минералах;

эти данные опубликованы (Берзина, Лутц, Акимов 1971; Лутц 1974б). Методом осколкордиографии было исследовано распределение урана в минералах и формы его нахождения. Установлено, что имеются три формы нахождения урана в мантийных породах.

Первая форма — фоновое, равномерное распределение в пределах минерального индивида. При сравнении сосуществующих минералов выясняется, что каждый минерал имеет различное фоновое количество рассеянного урана. Между сосуществующими минералами уран распределяется равномерно. Во всех образцах повторяется одинаковый порядок распределения урана между минералами: $\text{Гр} > \text{Шп} > \text{Ди} > \text{Энст} > \text{Ол}$.

Вторая форма нахождения — это приуроченность урана к межзерновым ограничениям и трещинкам, заполненным измененной карбонат-хлорит-серпентиновой массой. Такой уран более поздний и связан с привнесением в результате позднейших изменений. Даже слабо измененные образцы характеризуются резко повышенными содержаниями. Определения урана и тория в измененных образцах не отражают первичных количеств радиоактивных элементов в мантийных породах. В связи с этим были поставлены под сомнение классические данные Хейра (Heier, 1963) для включений перидотитов и эклогитов Южной Африки, так как, судя по описанию, определения производились в измененных образцах и, по-видимому, являются завышенными.

Третья форма нахождения урана — это резко повышенные концентрации в аксессуарных минералах и в предположительно газовой-жидких включениях. Этот уран, конечно, входит в общий баланс мантийного урана в той мере, в какой аксессуарные минералы и жидкие включения принадлежат самой мантийной породе.

Для гранатовых перидотитов мы оцениваем количество урана в $0,048 \text{ г/т}$ (Берзина, Лутц, Акимов, 1971). Таким же методом (подсчет треков при ядерной реакции урана с тепловыми нейтронами) уран определялся Фишером (Fisher, 1970) в большой серии ультраосновных пород. Им установлено, что наибольшее количество урана ($0,266 \text{ г/т}$) содержат включения гранатовых перидотитов, меньшее ($0,104 \text{ г/т}$) — включения шпинелевых лерцолитов из базальтов и наименьшее количество ($0,0044 \text{ г/т}$) — альпинотипные дуниты.

Все известные нам определения тория и урана в мантийных породах приведены в табл. 35 и отражены на диаграмме (рис. 19). Следует помнить, что ряд данных является, по-видимому, несколько завышенными из-за привноса тория и урана из вмещающего кимберлита или базальта и из-за постмагматических изменений. Тем не менее среднестатистические данные табл. 35, выбранные с большой осторожностью, все же отражают общую картину распределения урана и тория в мантийных породах. Наибольшее количество тория и урана характерно для гранатовых перидотитов, которые являются главными представителями недифференцированной или слабо дифференцированной мантии. Поскольку большинство литературных источников оценивает содержание урана в гранатовых перидотитах в количестве $0,2 \text{ г/т}$, а по нашим данным свежие гранатовые перидотиты содержат $0,048 \text{ г/т}$, то мы принимаем для средних данных цифру $U = 0,10 \text{ г/т}$, как наиболее вероятную, соответственно содержание $\text{Th} = 0,28 \text{ г/т}$, $\text{Th}/U = 2,8$, $\text{K}/U = 8,6 \cdot 10^3$.

Меньше урана и тория содержат включения шпинелевых лерцолитов, большинство точек которых на диаграмме располагается ниже точек гранатовых перидотитов и эклогитов. Вакита с соавторами (Wakita et al., 1967) установил, что включения шпинелевых лерцолитов из океанических щелочных базальтов характеризуются довольно близкими содержаниями тория и урана и устойчивым отношением $\text{Th}/U = 3$, тогда как шпинелевые лерцолиты из континентальных базальтов характеризуются более беспорядочным распределением содержаний тория и урана и низкими отношениями Th/U , в том числе меньше $1,0$.

Наконец, альпинотипные гипербазиты содержат минимальные количества тория и урана, что можно связать с их остаточной природой, из них при выщелачивании базальтов торий и уран были в значительной степени экстрагированы.

Таблица 35

Содержание (г/т) тория и урана в мантийных породах

№ обр.	Порода	Th	U	Th/U	Литературный источник
Гранатовые перидотиты					
АО-5А	Пироповый перидотит	-	0,053	-	Данные автора
БМ-1050	То же	-	0,034	-	То же
БМ-114	"	-	0,135	-	"
СЛ-1	Пироп-шпинелевый перидотит	-	0,033	-	"
АО-1	Пироп-шпинелевый энстатит	-	0,032	-	"
-	Гранатовый перидотит	0,97	0,22	4,4	Mauton, Tatsumoto, 1969
-	То же	-	0,266	-	Fisher, 1970
-	"	0,26	0,10	2,6	Heier, 1963
-	"	0,44	0,25	1,7	То же
Мантийные эклогиты					
АО-3	Эклогит	-	0,027	-	Данные автора
БМ-1041	"	-	0,394	-	То же
219	Эклогит с рубином	-	0,061	-	"
983	Гроспидит	-	0,024	-	"
ЗМ-84	Эклогит с алмазом	-	0,229	-	"
	Среднее (5)*	-	0,161	-	
-	Эклогит	0,44	0,20	2,2	Heier, 1963
-	"	0,18	0,52	3,6	Tatsumoto, Nicolaysen, 1969
-	"	<u>0,15-1,67</u>	<u>0,05-0,36</u>	3,5	То же
-	"	0,71	0,20		
-	"	0,102	0,030	3,4	Tilton, Reed, 1963
	Средний эклогит	0,36	0,13	2,8	
Шпинелевые лерцолиты					
209	Шпинелевый лерцолит	-	0,098	-	Данные автора
18	То же	-	0,086	-	"
-	Шпинелевый перидотит	0,148	0,0343	4,3	Green, Morgan, Heier, 1968
-	То же	0,0548	0,0214	3,0	Wakita et al., 1967
-	"	0,0511	0,0357	1,5	То же
-	"	0,014	0,0045	3,0	Lovering, Morgan, 1963
	Средний шпинелевый перидотит	0,067	0,023	3,0	
Альпинотипные гипербазиты					
-	Дунит	0,05	0,016	3,1	Davis, Altich, Tilton, 1956
-	"	0,010	0,0013	7,1	Lovering, Morgan, 1963
-	"	0,0054	0,0076	0,8	То же
-	"	-	0,0044	-	Fisher, 1970
DTC-1	"	0,0103	0,0040	2,4	Wakita et al., 1967
ACC-1	Перидотит	0,0107	0,0049	2,2	То же
	Средний гипербазит	0,0153	0,0063	2,4	

Таблица 35 (окончание)

№ обр.	Порода	Th	U	Th/U	Литературный источник
Океанические гипербазиты					
-	Гипербазиты	1,5	0,8	1,9	Vinogradov, Dmitriev, Udintsev, 1971
-	"	-	$\frac{0,19-0,70}{0,33}$	-	Aumento, Hyndman, 1971
-	"	0,345	0,158	2,2	Morioka, Kogoshi, Uyeda, 1971
-	"	0,395	0,14	2,8	Wiseman, 1966
	Средний океанический гипербазит	0,95	0,42	2,2	

* В скобках указано количество анализов.

Океанические гипербазиты Индийского и Атлантического океанов, наоборот, содержат большое количество тория и урана, а на диаграмме совпадают с полем гранатовых перидотитов. Подтверждается вывод, сделанный уже раньше, что океанические гипербазиты и геосинклинальные альпинотипные гипербазиты геохимически резко различны. А вещество гранатовых перидотитов и океанических гипербазитов можно рассматривать как среднее для недифференцированной или слабо дифференцированной мантии.

Все мантийные породы на диаграмме расположены в узкой диагональной полосе. Жирным пунктиром проведена линия со средним отношением $Th/U = 3$. К ней приурочены средние альпинотипные гипербазиты, шпинелевые лерцолиты, хондриты, гранатовые перидотиты, эклогиты и океанические гипербазиты.

В отличие от всех предыдущих диаграмм точка среднего хондрита не попадает в поле гранатовых перидотитов. Хондриты содержат меньше радиоактивных элементов: Th - 0,04, U - 0,014 г/т, $Th/U = 2,8$. Это несоответствие хондритов с гранатовыми перидотитами требует объяснения. Их может быть два, причем они не противопоставляются, а дополняют друг друга. Во-первых, возможно, что средние содержания тория и урана для гранатовых перидотитов несколько завышены. Во-вторых, поскольку часть радиоактивных элементов в мантийных породах сосредоточена в жидких включениях, то при дегазации хондритов в вакуумных условиях космического пространства часть тория и урана могла улетучиться.

Надо сказать, что низкие содержания тория и урана в хондритах в общем не согласуются и с современной величиной теплового потока. Так, расчеты Вассербурга и Макдональда (Wasserburg, MacDonald, 1964) показали, что верхняя мантия должна содержать примерно в 3 раза больше тория и урана, чем хондриты, Th - 0,122, U - 0,0329 г/т. Макдональд (MacDonald, 1965) оценивает содержание в мантии Th - 0,075 и U - 0,025 г/т с $K/U = 1 \times 10^4$. И, наконец, Масуда (Masuda, 1965) считает, что на глубине 103 км в мантии должно содержаться Th - 0,070, U - 0,043, K - 850 г/т.

Надо сказать, что последние цифры совпадают с нашими для неизменных гранатовых перидотитов ($U = 0,048$ г/т).

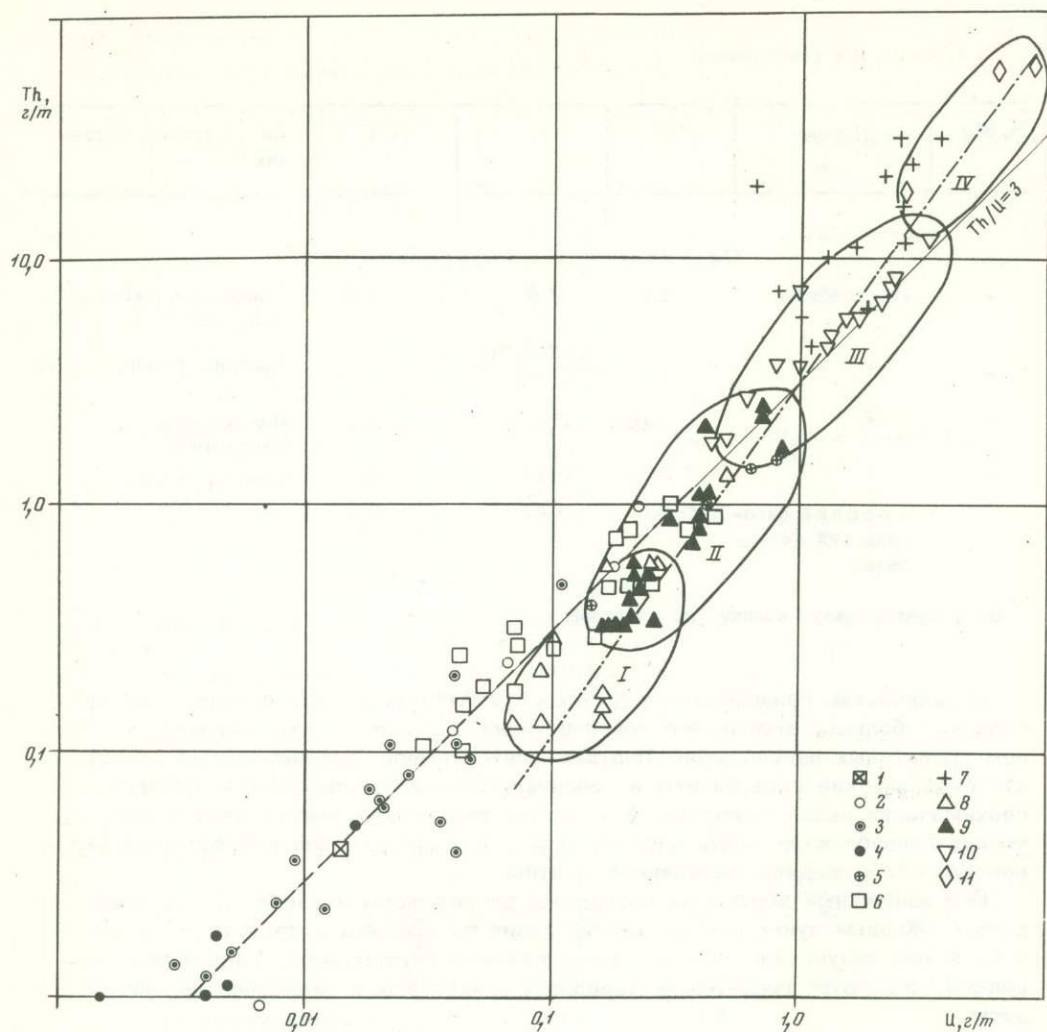


Рис. 19. Распределение тория и урана в мантийных и магматических породах

1 - хондрит; 2 - гранатовый перидотит; 3 - шпинелевый перидотит; 4 - альпинотипный гипербазит; 5 - океанический гипербазит; 6 - эклогит; 7 - кимберлит; 8 - океанический толеит; 9 - континентальный толеит; 10 - щелочной оливиновый базальт; 11 - калиевый базальт

Уран и торий в глубинных магматических породах

Данные по содержанию тория и урана в базальтах приведены в табл. 36 и нанесены на диаграмму (см. рис. 19). Как и для других некогерентных элементов, в базальтах происходит сильное накопление тория и урана по сравнению с мантийными породами, причем обогащенность базальтов торием и ураном коррелируется со щелочностью базальтов и глубиной их выплавления.

В ряду кислотно-основных свойств торий занимает более основную позицию, а уран — более кислотную. Как и в предыдущих парах некогерентных элементов, с увеличением щелочности базальтов происходит общее увеличение содержания тория и урана и изменение отношений Th/U в сторону более основного тория.

Океанические базальты характеризуются минимальными количествами тория и урана и минимальным отношением $Th/U = 1,8$. Наиболее щелочные калиевые базальты характеризуются самыми большими концентрациями тория и урана и наибольшим отношением $Th/U = 6\div 8$. Континентальные базальты занимают промежуточное положение между океаническими толеитами и щелочными оливиновыми базальтами. В целом все базальты образуют на диаграмме (см. рис. 19) отчетливую полосу, которая подчеркнута жирной штрихпунктирной линией, не совпадающей с мантийной. Базальтовая линия демонстрирует увеличение содержания тория и урана и изменение отношения Th/U в базальтах в зависимости от увеличения их щелочности и глубинности выплавления.

Интересно, что отношение $K/U = 1,5 \times 10^4$ для базальтовых пород оказывается примерно постоянным, что свидетельствует о том, что изменение содержания калия и урана происходит сопряженно и линейно. Одновременно можно видеть, что отношение K/U в базальтах отличается от мантийного на порядок, т.е. при выплавлении базальтовых магм происходит преимущественное выплавление более щелочного калия (в гранатовых перидотитах $K/U = 8,6 \times 10^3$).

Данные о содержании тория и урана в кимберлитах приведены в табл. 37. Их очень немного. Впервые Аренс и Эйж (Arens, Ehge, 1967), сославшись на неопубликованные данные Даусона, привели в своей работе содержания тория и урана для африканских кимберлитов. Потом были опубликованы данные о кимберлитах рудника Робертс Виктор Южной Африки и для индийских кимберлитов.

А.П. Акимов и Г.С. Семенов (1970) указали на факт высокого содержания тория и урана в кимберлитах Сибири. Однако определения сделаны гамма-спектрометрическим методом, причем уран непосредственно не определялся, а рассчитывался по радио. Учитывая, что в кимберлитах отношения Th/U и U/Ra широко варьируют, эти данные нельзя считать надежными. Нами (Лутц, Минеева, 1973) были опубликованы более точные химические определения тория и урана в сибирских кимберлитах.

Таблица 36

Средние содержания (г/т) тория и урана в базальтах

Порода	Th	U	Th/U	K (%)	$10^{-4} \cdot K/U$	Литературный источник
Океанический толеит	0,18	0,10	1,8	0,1414	1,4	Tatsumoto, Hedge, Eigel, 1965
Щелочной оливиновый базальт	4,61	1,14	4,0	1,24	1,08	То же
То же	6,26	1,94	3,2	1,76	0,90	Green, Morgen, Heier, 1968
Толеит Японии	0,43	0,24	1,8	-	-	Tatsumoto, Nicolaysen, 1969
То же	0,71	0,29	2,4	-	-	То же
"	0,88	0,29	3,0	-	-	"
"	1,78	0,64	2,8	-	-	"
Континентальный толеит	0,40	0,20	2,0	0,5	2,5	Tatsumoto, Hedge, Eigel, 1965
Траппы	1,6	0,85	1,8	0,52	0,6	Золотарев, Кравченко, Соболев, 1973
Калиевый базальт	1,8	2,6	7,0	-	-	Тихоненкова, Нечаева, Осокин, 1971
То же	58	9,2	6,3	-	-	Осокин, Лебедев-Зиновьев, 1973
"	54	6,4	8,4	-	-	То же
Андезит	2,2	0,69	3,2	1,33	1,9	Taylor, 1968

Таблица 37

Содержание (г/т) тория и урана в кимберлитах

№ обр.	Место взятия	Th	U	Th/U	Литературный источник
ЛК-9	Трубка Зарница	5,7	1,0	5,7	Данные автора
ЛК-8	Трубка Удачная	5,7	1,8	3,2	То же
ЛК-14	Трубка Искорка	10,7	1,7	6,3	"
ЛК-6	Трубка Амакинская	4,3	1,1	3,9	"
ЛК-16	Трубка Мир	7,1	0,8	8,9	"
ЛК-25	Трубка Великан	30,0	3,6	8,3	"
ЛК-17	Трубка Обнаженная	16,0	2,7	5,9	"
ЛК-27	Трубка Нина	10,3	1,3	7,9	"
ЛК-29	Трубка Ленинградская	11,4	2,6	4,4	"
ЛК-30	Трубка Эгиантей	21,0	2,2	9,5	"
	Среднее	12,2	1,8	6,7	
-	Южная Африка	<u>8,1-39,8</u>	<u>0,9-5,0</u>	8	Ahrens, Ehge, 1967
		23,5	2,9		
-	То же	30	2,5	12	Mauton, Tatsumoto, 1969
-	Индия	<u>12,3-26,3</u>	<u>0,48-0,75</u>	32,3	Gangadhazan, 1969
		19,7	0,66		
	Среднее	21,3	1,9	11,0	

Все данные по кимберлитам нанесены на диаграмму (см. рис. 19), которая показывает, что по сравнению с мантийными гранатовыми перидотитами в выплавляемой кимберлитовой магме происходит сильное (на один-два порядка) накопление тория и урана с преимущественной экстракцией тория как более основного элемента: $Th = 21,3$, $U = 1,9$ г/т, $Th/U = 11$. Кимберлиты относятся к наиболее глубоко генерируемым магмам. Для них же характерны повышенные содержания тория и урана, причем кимберлиты характеризуются широкими вариациями и аномально высокими значениями отношений Th/U . На диаграмме кимберлиты образуют самостоятельное поле.

Щелочно-ультраосновные комплексы платформ отличаются от кимберлитов низкими содержаниями тория и урана. Так, А.А. Кухаренко с соавторами (1965) для щелочно-ультраосновных комплексов Кольского полуострова дает среднее содержание $Th = 0,9$, $U = 0,15$ г/т.

Уран и торий в регионально метаморфизованных комплексах континентальной коры

Данные по содержанию тория и урана в комплексах гранулитовой и амфиболитовой фаций приведены в табл. 38 и отражены на диаграмме (рис. 20). Намечаются четкие геохимические различия гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Гранулитовая фация характеризуется относительно низкими содержаниями тория (2,7 г/т) и урана (0,7 г/т). На диаграмме точки метаморфических комплексов гранулитовой фации образуют поле в области низких значений этих элементов. Следует заметить, что средние цифры $Th = 9,6$ и $U = 2,7$ г/т для гранулитовой фации по Тэйлору (Taylor, 1964a), по-видимому, сильно завышены; поздние определения неизменно дают более низкие цифры. Для гранулитовой фации характерны средние отношения $Th/U = 3,8$. Если сравнивать гранулитовые комплексы по распределению тория и урана с предыдущими базальтовыми сериями, то они схожи с континентальными толеитами и в точнос-

Таблица 38

Содержание (г/т) тория, урана и калия в метаморфических комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций

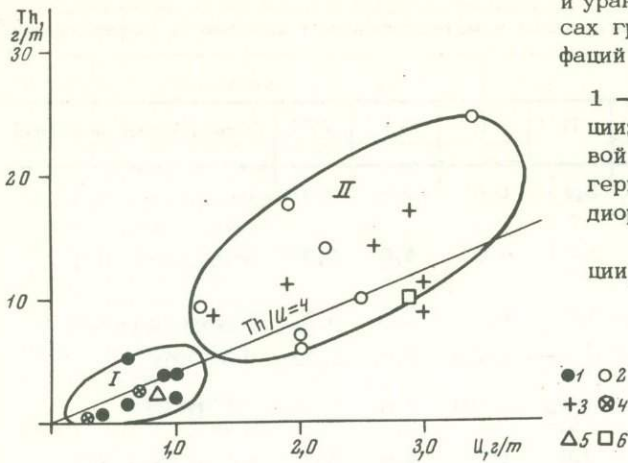
Порода	Район	Th	U	Th/U	K(%)	Литературный источник
Комплекс пород гранулитовой фации	Норвегия, Лофотены	5,1	0,6	0,8	2,49	Heier, Thorensen, 1971
То же	Южная Норвегия	2,0	1,0	4,0	3,5	Smitson, Heier, 1971
"	Австралия	1,5	0,6	2,5	3,7	Lambert, Heier, 1966
Глубоко метаморфизованные гранулиты	Норвегия	0,93	0,39	2,4	2,92	Heier, 1965
Средне метаморфизованные гранулиты	"	4,09	0,89	4,6	2,05	То же
Чарнокиты	"	2,5	0,7	3,6	3,6	Smitson, Heier, 1971
Средний состав гранулитовой фации		2,7	0,7	3,8	2,8	
Комплекс пород амфиболитовой фации	Норвегия	13,9	2,2	6,3	3,07	Heier, Thorensen, 1971
То же	"	6,0	2,0	6	3,5	Smitson, Heier, 1971
"	"	9,39	1,22	7,7	1,97	Heier, 1965
Комплекс пород эпидот-амфиболитовой фации	"	26,48	3,45	7,7	3,38	То же
"	Австралия	17,5	1,9	9,2	3,5	Lambert, Heier, 1966
Средний состав амфиболитовой фации	-	14,6	2,0	7,3	3,2	
Средний гранит	-	17,0	2,7	3,5	3,47	Taylor, 1968
Средний мангерит	-	0,6	0,3	2,0	3,73	Heier, Thorensen, 1971
Средний андезит	-	2,2	0,69	3,2	1,9	Taylor, 1968
Средний гранодиорит	-	10	2,7	3,7	2,55	То же
Средний состав Австралийского щита	-	4,5	1,1	3,1	1,5	Lambert, Heier, 1956
Средний состав Канадского щита		10,3	2,5	4,2	2,57	Shaw et. al., 1967

ти совпадают с андезитами. В андезитах такие же содержания тория, урана и отношение Th/U, как и в гранулитовой фации. Поэтому идея среднеандезитового состава гранулитовой фации правомерна и согласуется с особенностями распределения тория и урана. Наоборот, гранодиорит не совпадает с точками гранулитовой фации и попадает уже в поле амфиболитовой фации. Низкие содержания тория и урана и средние отношения Th/U свидетельствуют в пользу того, что в составе метаморфического гранулитового комплекса должны преобладать первично-магматические породы — континентальные толеиты, андезиты и продукты их размыва и осадочной дифференциации. Особо глубинные ювенильные растворы с повышенным отношением Th/U не принимали участия в гранулитовом метаморфизме.

Мангериты по содержанию тория и урана попадают в поле пород гранулитовой фации.

Породы амфиболитовой фации характеризуются более высокими содержаниями тория и урана: Th — 14,6, U — 2,0 г/т, Th/U = 7,3. В поле пород амфи-

Рис. 20. Распределение тория и урана в метаморфических комплексах гранулитовой и амфиболитовой фаций



1 - комплекс гранулитовой фации; 2 - комплекс амфиболитовой фации; 3 - гранит; 4 - мангерит; 5 - андезит; 6 - гранодиорит

Поля: I - гранулитовой фации, II - амфиболитовой фации

● 1 ○ 2
+ 3 ⊗ 4
△ 5 □ 6

болитовой фации попадают и точки гранитов. На диаграмме (см. рис. 20) породы амфиболитовой фации образуют самостоятельное поле (в области высоких значений тория и урана), не перекрывающееся с полем гранулитовой фации. Характерно, что если для большинства пород гранулитовой фации отношение Th/U меньше 4, то для пород амфиболитовой фации оно больше 4; среднее $Th/U = 7,3$.

Высокое отношение Th/U для комплексов амфиболитовой фации может служить доказательством того, что метаморфизм амфиболитовой фации протекает под действием глубокогенерированных ювенильных растворов с высоким отношением Th/U . Такой вывод особенно справедлив для полиметаморфических комплексов, где амфиболитовая фация развивается и накладывается на гранулитовую. Существенные изменения в этом случае содержания тория и урана и торий-уранового отношения, несомненно, связано с притоком ювенильных подкорковых растворов, производящих полиметаморфизм и гранитизацию гранулитов с привнесом тория и урана. Иначе нельзя объяснить увеличение содержания радиоактивных элементов и изменение отношения тория к урану.

Рассмотрев распределение урана и тория в мантийных, магматических и метаморфических породах, можно сделать следующие выводы.

1. В геохимическом отношении поведение урана и тория очень похоже на поведение типичных некогерентных элементов щелочной, щелочноземельной и редкоземельной групп.

2. Мантийные породы характеризуются хондритовым отношением тория к урану. Разноглубинные представители мантийных пород различаются по абсолютным содержаниям тория и урана так же, как они различались по содержанию других некогерентных элементов. Из всех мантийных пород гранатовые перидотиты характеризуются наибольшим количеством радиоактивных элементов и могут считаться наименее дифференцированным мантийным веществом.

3. В магматических породах содержание радиоактивных элементов увеличивается, а торий-урановое отношение смещается в сторону более основного тория с увеличением щелочности магм и глубины их выплавления.

4. Распределение тория и урана в гранулит-базитовом слое коры аналогично их распределению в вулканогенных толеит-андезитовых сериях. Гранито-гнейсовый слой континентальной коры характеризуется более высокими содержаниями радиоактивных элементов, а торий-урановое отношение смещено в сторону более основного тория.

5. Схожесть геохимического поведения радиоактивных элементов с поведением щелочных, щелочноземельных и редкоземельных элементов заставляет прийти к выводу, что механизм мобилизации и накопления их в магматических и метаморфических породах одинаков и может быть объяснен процессом кислотного выщелачивания элементов восстановленными газово-жидкими флюидами, принимающими участие и в магмообразовании и в региональном метаморфизме.

Распределение титана, циркония, гафния

Содержание титана и циркония в мантийных и коровых породах

Титан и цирконий располагаются в четвертой группе таблицы Менделеева, имеют одинаковую валентность и близкие химические свойства. Щелочно-основные свойства у циркония выше, чем у титана. Титан и цирконий в петрохимической литературе считаются некогерентными элементами на том основании, что базальтовые магмы очень сильно обогащены титаном и цирконием по сравнению с мантийными перидотитами. Однако изучение геохимического поведения этой пары элементов показывает, что накопление титана и циркония в базальтах можно объяснить процессами селективного выплавления. Геохимическое поведение титана и циркония отличается от поведения некогерентных щелочных, щелочноземельных, радиоактивных и редкоземельных элементов. Общий характер диаграммы распределения титана и циркония иной, чем для перечисленных элементов, и механизм кислотного выщелачивания уже не применим для объяснения поведения титана и циркония.

Обратимся к фактическому материалу по распределению титана и циркония в мантийных и магматических породах. Данные приведены в табл. 39, 40 и отражены на диаграмме (рис. 21).

Хондриты содержат: Ti - 800, Zr - 33 г/т, Ti/Zr = 24. Данные для мантийных пород довольно ограничены, причем надо помнить, что в силикатных анализах пород при содержании TiO₂ меньше 0,1% определения титана очень неточны. Все же некоторые данные по мантийным породам приведены в табл. 39. Можно видеть, что для гранатовых перидотитов, шпинелевых лерцолитов, альпинотипных и океанических гипербазитов данные по содержанию титана и циркония довольно близки: Ti - 1000, Zr - 30-33 г/т, Ti/Zr = 30, причем

Таблица 39

Содержание (г/т) титана и циркония в мантийных породах

Порода	Ti	Zr	Ti/Zr	Литературный источник
Хондрит	800	33	24	Мэйсон, 1965
Гранатовый перидотит	300-2500 1300	10-100 50	26	Данные автора
Шпинелевый лерцолит	900	35	26	То же
Альпинотипный гипербазит	1000	33	33	Brett, 1971
То же	-	24	-	Pinson, Ahrens, 1953
Океанический гипербазит	-	100	-	Vinogradov, Dmitriev, Udintsev, 1971
То же	360	<5	-	Melson, Thompson, 1971

Таблица 40

Содержание (г/г) титана и циркония в кимберлитах и базальтах

Порода	Количество анализов	Ti	Zr	Ti/Zr	Литературный источник
Кимберлит	11	11500	310	37	Данные автора
"	-	14000	400	38	Dawson, 1962
Океанический толеит	9	8940	94	94	A. Engel, C. Engel, 1965
То же	33	7200	85	84	Cann, 1970
"	50	7760	80	97	Pearce, Cann, 1971
"	-	8340	95	88	Hallberg, Williams, 1972
Средний океанический толеит		8100	90	90	
Толеит островный дуг	-	5600	70	80	Jakes, White, 1970
То же	16	6430	47	136	Pearce, Cann, 1971
Континентальный толеит	24	4680	55	85	Jamilton, Clark, 1970
То же	24	7500	82	91	То же
"	44	6960	82	85	"
"	337	5760	61	92	Hallberg, Williams, 1972
Средний континентальный толеит		6150	66	93	
Щелочной оливиновый базальт	11	17220	333	51	A. Engel, C. Engel, 1965
То же	44	16200	300	54	Jamieson, Clark, 1970
"	9	20300	222	91	Pearce, Cann, 1971
Средний щелочной оливиновый базальт		17900	285	62	
Калиевый базальт	9	4700	175	27	Nash, Wilkinson, 1971

между гранатовыми перидотитами и альпинотипными гипербазитами существенной разницы не намечается, и в тех, и в других сохраняются хондритовые отношения титана к цирконию.

Океанические толеиты содержат больше титана и циркония, чем мантийные породы. На диаграмме (см. рис. 21) они формируют отчетливое поле точек со средним отношением $Ti/Zr = 90$. В поле океанических толеитов попадают точки ахондритов, т.е. и по распределению титана и циркония ахондриты оказываются подобными океаническим базальтам, а не мантийным породам. Континентальные толеиты по распределению титана и циркония схожи с океаническими толеитами.

Щелочные оливиновые базальты содержат больше титана и циркония, чем толеиты. Отношение $Ti/Zr = 62$ меньше, чем в толеитах, но все же не достигает мантийного отношения 30. Заметим, что на предыдущих диаграммах отношения элементов в щелочных оливиновых базальтах оказывались близкими к мантийному. Здесь же отношение Ti/Zr в щелочных оливиновых базальтах смещено относительно мантийного в сторону более легкоплавкого титана.

По распределению титана и циркония в толеитах и щелочно-оливиновых базальтах диаграмма (см. рис. 21) несколько похожа на предыдущие, но сходство на этом и кончается. Дальнейшие особенности распределения титана и циркония оказываются совершенно не похожими на распределение некогерентных элементов. Так, калиевые базальты уже не завершают собой базальтового ряда. В калиевых базальтах содержание титана и циркония относительно низкое,

их точки располагаются вблизи толеитовых базальтов, но отношение Ti/Zr наименьшее, почти такое же, как в кимберлите.

В кимберлитах, выплавляемых из гранатовых перидотитов, происходит накопление титана и циркония, но среднее отношение $Ti/Zr = 38$ для кимберлитов относительно мантийного отношения ($Ti/Zr = 25 \pm 30$) смещено не в сторону более основного циркония, как в парах некогерентных элементов, а в сторону более легкоплавкого титана. По-видимому, накопление титана можно объяснить простейшим механизмом частичного выплавления, причем количество выплавленного титана в общем виде коррелируется с количеством феррических компонентов — магния и железа. Следует объяснить только особую обогащенность титаном толеитов, оливиновых базальтов и кимберлитов. Этот вопрос был исследован Макгрегором (MacGregor, 1966), который изучил тройную систему $MgO-SiO_2-TiO_2$ как экспериментальную модель выплавления базальтов из перидотитов и обнаружил, что легкоплавкая эвтектическая смесь в этой системе обогащается титаном, и в тем большей степени, чем большим оказывается общее давление. Так, эвтектическая смесь имеет следующий состав (вес. %) для системы $MgO-SiO_2-TiO_2$ при различных параметрах температуры и давления:

P	T°C	MgO	SiO ₂	TiO ₂
1 атм	1390	34	35	31
10 кбар	1465	27	32	42
20 кбар	1540	25	25	50

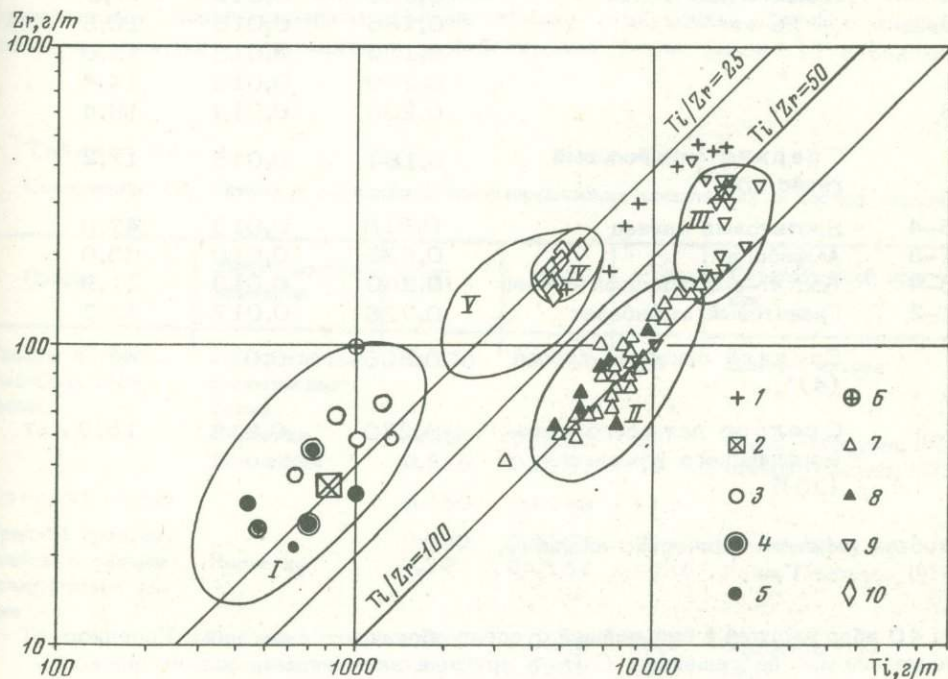


Рис. 21. Распределение титана и циркония в мантийных и магматических породах

1 - кимберлит; 2 - хондрит; 3 - гранатовый перидотит; 4 - шпинелевый перидотит; 5 - альпинотипный гипербазит; 6 - океанический гипербазит; 7 - океанический толеит; 8 - континентальный толеит; 9 - щелочной оливиновый базальт; 10 - калиевый базальт.

Поля: I - мантийных пород, II - толеитов, III - щелочных оливиновых базальтов, IV - калиевых базальтов, V - коровых пород

Таблица 41

Содержание (%) титана и циркония в породах амфиболовой фации олекминской серии Алданского щита

№ обр.	Порода	Ti	Zr	Ti/Zr
В-312	Мусковит-биотитовый мигматит	0,072	0,012	6,0
В-315	Биотитовый гнейс	0,192	0,021	9,1
В-324	То же	0,120	0,020	6,0
В-340	"	0,318	0,019	11,5
В-351	"	0,312	0,027	11,5
В-351-2	"	0,228	0,028	8,1
В-355-3	"	0,200	0,017	11,7
В-360-1	"	0,156	0,026	6,0
В-366-1	"	0,200	0,028	7,1
В-382	"	0,156	0,019	8,2
В-391-1	"	0,162	0,028	5,7
	Средний биотитовый гнейс (11) *	0,192	0,022	8,7
В-319	Амфиболовый гнейс	0,120	0,016	7,5
В-328-1	То же	0,186	0,018	10,5
В-350	"	0,156	0,013	12,0
В-361	"	0,230	0,016	14,4
В-366	"	0,230	0,014	16,4
	Средний амфиболовый гнейс (5) *	0,184	0,015	12,2
В-355-4	Биотитовый сланец	0,618	0,013	47,0
В-361-3	Амфиболит	0,636	0,010	63,6
В-373-4	Биотит-амфиболовый сланец	0,280	0,013	21,5
В-391-2	Гранатовый амфиболит	0,726	0,017	42,7
	Средняя основная порода (4)*	0,565	0,013	43,5
	Среднее для всего метаморфического комплекса (20)*	0,270	0,018	15,0

* В скобках указано количество анализов.

При 40 кбар расплав в сильнейшей степени обогащается титаном. Конечно, природные магмы, обогащенные СаО и другими элементами, должны несколько иначе обогащаться титаном, но общий вывод о том, что в условиях высоких давлений при выплавлении базальтов и кимберлитов магматический материал должен обогащаться титаном, и тем больше, чем выше, общее давление, является, вероятно, справедливым. По-видимому, механизм частичного выплавления титана в зависимости от давления, предложенный Макгрегором, способен объяснить обогащение базальтовых и кимберлитовых магм титаном, а также и цирконием, поскольку химические свойства циркония такие же. С глубиной выплавления от толеитов к щелочным базальтам и кимберлитам количество циркония увеличивается, но отношение Ti/Zr уменьшается. Поскольку давление способствует выплавлению тугоплавких элементов (напри-

мер, в системе $MgO - SiO_2 - TiO_2$, то возможно, что давление способствует смещению отношения Ti/Zr в пользу тугоплавкового циркония.

Особенно большие расхождения с предыдущими диаграммами наблюдаются в распределении титана и циркония в коровых породах. Если на предыдущих диаграммах поля коровых пород располагаются в области высоких содержаний некогерентных элементов, т.е. в коровых породах происходит наибольшее накопление щелочных, щелочноземельных, радиоактивных и редкоземельных элементов, то для титана и циркония такой закономерности не наблюдается. Коровые породы очень умеренно накапливают титан и цирконий. На диаграмме (см. рис. 21) поле коровых пород попадает не в правый верхний угол, как на предыдущих диаграммах, а занимает середину диаграммы, примыкает к полю мантийных пород и имеет одинаковое с мантийными породами отношение титана к цирконию.

В табл. 41 приведены данные по распределению титана и циркония в метаморфических породах амфиболитовой фации Алданского щита. Биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы характеризуются низкими содержаниями титана и низким титан-циркониевым отношением. В более известковистых породах - амфиболовых гнейсах - содержание циркония понижается, а отношение Ti/Zr увеличивается. В основных кристаллических сланцах увеличивается содержание титана, а отношение Ti/Zr еще больше увеличивается.

Метаморфические комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций по распределению титана и циркония частично перекрывают друг друга (табл. 42), но вычисление средних содержаний обнаруживает и некоторую разницу. Породы гранулитовой фации содержат больше титана и циркония. Среднее значение титан-циркониевого отношения в амфиболитовой фации равно 17 и близко к

Таблица 42

Содержание (%) титана и циркония в метаморфических комплексах и кислых породах

Порода	Место взятия образцов	Ti	Zr	Ti/Zr	Литературный источник
Гнейсы и сланцы амфиболитовой фации	Алданский щит, олекминская серия	0,270	0,0180	15	Данные автора
То же	Норвегия	0,300	0,0127	23	Heier, Thorensen, 1971
"	Шотландия	0,216	0,0137	16	Holland, Lambert, 1972
Средний состав		0,260	0,0148	17,5	
Средний гранулит	-	0,600	0,0165	30	Taylor, 1964a
Гнейсы и сланцы гранулитовой фации	Норвегия	0,360	0,0144	25,0	Heier, Thorensen, 1971
То же	Бразилия	0,570	0,0222	25,6	Sighinolfi, 1971
"	Шотландия	0,324	0,0202	16,0	Druy, 1973
Средний состав		0,460	0,0180	25,5	
Граниты	-	0,24	0,018	13	Taylor, 1968
Гранодиориты	-	0,34	0,014	24	То же
Андезиты	-	0,42	0,011	38	"

гранитному ($Ti/Zr = 13$). В комплексах гранулитовой фации титан-циркониевое отношение более высокое (25) и является промежуточным между средним андезитом и гранодиоритом.

Все изложенные факты убеждают в том, что поведение титана и циркония отличается от некогерентных элементов, и если для объяснения поведения щелочных, щелочноземельных, радиоактивных и редкоземельных элементов мы используем механизм кислотного выщелачивания, то для объяснения поведения титана и циркония такой механизм оказывается неприемлемым. Для объяснения накопления титана и циркония в базальтах и кимберлитах можно привлечь механизм селективного выплавления.

Соотношение циркония и гафния в мантийных и коровых породах

Данных по содержанию в породах гафния мало. Известно, что его геохимическая судьба тесно связана с цирконием, подобие химических свойств гафния и циркония приводит к тому, что при большинстве геохимических процессов цирконий и гафний перераспределяются вместе. Для хондритов отношение $Zr/Hf = 43$. Возможно, такое отношение следует считать мантийным. В базальтах цирконий-гафниевое отношение несколько увеличивается (табл. 43).

Большая серия магматических и метаморфических образцов была проанализирована Бруксом (Brooks, 1970), который исследовал распределение циркония и гафния в океанических толеитах, базальтах Гавай, щелочных породах восточной части Гренландии, гранитах о-ва Скай, расслоенных интрузиях Гленс-Фолс и шотландских гранулитах. Брукс обращает внимание на постоянство отношения Zr/Hf , которое для большинства пород оказывается примерно одинаковым. Заметно повышенные отношения Zr/Hf отмечены только для щелочных лав на Гавайях. По мере увеличения щелочности лав возрастает общее содержание циркония и гафния, а цирконий-гафниевое отношение увеличивается, т.е. изменяется не в пользу более основного гафния, а в пользу более легкоплавкого циркония. Таким образом идет селективное выплавление циркония и гафния с преимущественным выплавлением более легкоплавкого

Таблица 43

Содержание (г/т) циркония и гафния в магматических и метаморфических породах

Порода	Zr	Hf	Zr/Hf	Литературный источник
Хондрит	33	1,3	43	Мэйсон, 1965
Океанический базальт	100	2,0	50	Brett, 1971
Средний базальт	110	2	55	Taylor, 1968
Андезит	110	2,3	48	То же
Океанический базальт	87	2,1	41	Brooks, 1970
Толеит	190	3,3	57	То же
Щелочной базальт	176	2,9	61	"
Нефелиновый базальт	235	3,5	67	"
Трахит	1515	17,3	85	"
Двупироксеновый гранулит	132	2,8	47	"
Гнейс гранулитовой фации	<u>20-500</u>	3,5	<u>23-66</u>	Curie, 1968
Сланец	160	2,8	57	Wedepohl, 1968
Гранит	180	4	47	Taylor, 1968

циркония, Если считать, что щелочные базальты выплавляются глубже толеитов, то, как и для титана, можно сделать вывод, что с глубиной интенсивность селективного выплавления циркония и гафния усиливается.

Содержание гафния в большинстве сибирских кимберлитов меньше 5 г/т и только в редких трубках достигает 5 и даже 9 г/т. Среднее содержание гафния в кимберлитах Сибири мы оцениваем в 3 г/т, а циркония — в 250 г/т, отношение $Zr/Hf = 85$. Таким образом, кимберлиты, как и щелочные базальты, отличаются повышенными отношениями циркония к гафнию. Высокое отношение Zr/Hf в кимберлитах объясняется, по-видимому, большей тугоплавкостью гафния.

Очень большая серия образцов метаморфических пород из района Онтарио в Канаде (гранулитовая фация) была исследована Кюри (Curie, 1968), который установил широкие вариации содержаний циркония от 20 до 500 (среднее 158 г/т) и изменения отношения Hf/Zr от 0,015 до 0,043. Им установлена отрицательная корреляция между содержанием циркония и отношением Hf/Zr , которая выражается уравнением $ppm/Zr = 855 - 23(1000 \times Hf/Zr)$. Такую зависимость можно интерпретировать так, что с увеличением содержания циркония его накопление идет быстрее, чем гафния, т.е. прослеживается та же закономерность. Несмотря на то что аналитических данных очень немного, можно все же заметить, что распределение циркония и гафния в комплексах гранулитовой фации такое же, как в базальтах и андезитах.

В ряду Ti, Zr, Hf кислотно-щелочная способность элементов выступать в роли оснований усиливается от титана к гафнию, а легкоплавкость, наоборот, от гафния к титану. Повышенные отношения $Ti/Zr, Zr/Hf$ в щелочных базальтах, кимберлитах и метаморфических коровых породах свидетельствуют о том, что накопление этих элементов следует объяснять механизмом селективного плавления, а не кислотным выщелачиванием. Поэтому титан, цирконий, гафний не следует относить к группе некогерентных элементов.

Распределение ниобия и тантала

Изучение распределения ниобия и тантала в породах мантийного генезиса производилось автором вместе с В.С. Гладких, И.К. Пятенко, М.Е. Викторовой и опубликовано в совместной статье (Луц и др., 1974). Были исследованы следующие группы пород:

- 1) включения в кимберлитах гранатовых перидотитов и эклогитов верхней мантии, а также эклогитоподобные породы из основания земной коры;
- 2) включения шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов Джидинского и Витимского нагорьев в Прибайкалье (образцы В.С. Гладких);
- 3) вмещающие магматические породы — кимберлиты и базальты;
- 4) породообразующие минералы из включений.

Содержания ниобия и тантала в изученных породах приведены в табл. 44. Судя по этим данным, в гранатовых перидотитах содержание ниобия изменяется от 4,2 до 14; тантала — от 1,3 до 5, а среднее содержание соответственно равно 6,7 и 2,8 г/т. Величина отношения Nb/Ta изменяется в узком пределе 1,6–3,2 (среднее 2,3). Шпинелевые и гранат-шпинелевые перидотиты из кимберлитов не отличаются от гранатовых перидотитов по содержанию ниобия и тантала и величине отношения Nb/Ta .

В шпинелевых лерцолитах из щелочных базанитоидов Прибайкалья содержание ниобия и тантала невелико по сравнению с гранатовыми перидотитами (среднее содержание ниобия 3,6; тантала 1,8 г/т).

Содержание ниобия в эклогитах и эклогитоподобных породах составляет 3–12 г/т (среднее 6,6), тантала 1,5–3,7 г/т (среднее 2,8). Величина отношения ниобия к танталу варьирует от 1,4 до 5,6 (среднее 2,7). Следовательно, по содержанию ниобия, тантала и величине ниобиево-танталового отношения не наблюдается различий между гранатовыми и шпинелевыми перидо-

Таблица 44

Содержание (г/т) ниобия и тантала в породах

№ обр.	Порода	Nb	Ta	Nb/Ta	Место взятия образца
Л-66-5	Эклогитоподобная порода	12	3,7	3,2	Анабарский щит
1105/2	Пироп-сапфириновая порода	5,8	2,4	2,4	То же
АМ-17	Эклогитоподобная порода	3	1,5	2	Трубка Аэромагнитная
Л-66-316	То же	5	3,7	1,4	Трубка Удачная
Л-71-135	Эклогит	8,4	2,4	3,5	Трубка Обнаженная
Л-71-61	Экстативный эклогит	8,4	1,5	5,6	То же
Л-71-64	Рубиновый эклогит	2,4	3,8	0,6	"
	Среднее	6,6	2,8	2,7	
18	Шпинелевый перидотит	2,8	1,8	1,6	Трубка Обнаженная
Л-71-181	Гранат-шпинелевый перидотит	4,2	1,3	3,2	То же
Л-71-103	Гранатовый гарцбургит	7	3,2	2,2	"
Л-71-221	Гранат-шпинелевый лерцолит	4,7	1,8	2,6	"
Л-71-200	Гранатовый пироксенит	10	4,3	2,3	"
Уд-222	Гранатовый лерцолит	4,2	2,4	1,7	"
Л-69-203	То же	14	5	2,8	"
	Среднее	6,7	2,8	2,3	
Д-2	Лерцолит	2,8	1,6	1,7	Прибайкалье
Д-164	"	3	2	1,5	"
Д-189	"	5	2,9	1,6	"
Д-1007	"	3,5	0,8	4,4	"
	Среднее	3,6	1,8	2,3	
Л-К-1	Кимберлит	35	1,7	20,6	Трубка Мир
Л-К-7	"	49	3,2	15,3	Трубка Удачная - восточная часть
Л-69-205	"	250	7	35,7	Жила Великан
Л-69-206	"	100	4	26	Трубка Обнаженная
ЛК-11	"	100	13	7,7	Трубка Дальняя
ЛК-4	"	100	6,4	15,6	Трубка Таежная
ЛК-5	"	110	5,6	19,6	Трубка Муза
ЛК-3	"	70	6,4	10,9	Трубка Амакинская
ЛК-20	"	90	8	11,2	Трубка Мерчимден
ЛК-21	"	80	9	8,9	Трубка Баргадымалах
	Среднее	98,4	6,4	17	
Д-2	Щелочной базанитоид *	80	5	16	Прибайкалье
Д-164	То же	70	5	14	"
Д-189	"	60	3	20	"
-	"	80	5	16	"
-	Щелочный оливинный базальт *	52	3,5	17	Витимское плоскогорье
-	То же	47	3,1	19	То же
-	"	30	2	15	"
-	"	84	7	12	Маймеча-Котуй
-	"	19	9	2,1	Кузнецкий Алатау
-	"	58	7	8,3	Украина
-	"	70	6	12	"
-	"	78	4,6	17	Кольский полуостров
	Среднее	61	5,0	12	

*Данные В.С. Гладких (1971а,б).

титами, с одной стороны, и эклогитами — с другой. Исключение представляет рубиновый эклогит, в котором отмечается преобладание тантала над ниобием.

Кимберлиты по содержанию ниобия и тантала резко отличаются от ультраосновных включений. Так, концентрация ниобия в этих породах колеблется от 35 до 250 г/т (среднее 98,4), а тантала от 1,7 до 13 г/т (среднее 6,4), отношение Nb/Ta от 7,7 до 35,7 (среднее 17). Другими исследователями (Бурков, Подпорина, 1966) приводятся еще более высокие содержания этих элементов (Nb — 160, Ta — 8,6 г/т).

Щелочные базанитоиды Прибайкалья содержат больше ниобия (52–80 г/т) и тантала (3,6–5 г/т), чем шпинелевые лерцолиты. Они характеризуются также более высоким значением отношения Nb/Ta = 16±17.

Содержания ниобия и тантала в породообразующих минералах включений приведены в табл. 45. Анализ данных этой таблицы показывает, что содержание ниобия в ромбических пироксенах (энстатитах) варьирует от 0,3 до 4,9 г/т, а тантала — от 0,9 до 5 г/т. Величина ниобиево-танталового отношения изменяется от 0,15 до 2,9. Близкие значения отмечаются и в моноклинных пироксенах (диопсидах): Nb — 0,6±4,2, Ta — 0,2–4 г/т, Nb/Ta = 0,2÷6. При этом в распределении ниобия и тантала в ромбических и моноклинных пироксенах отмечаются две особенности. Первая — пироксены шпинелевых лерцолитов обеднены ниобием и танталом по сравнению с пироксенами гранат-шпинелевых перидотитов и эклогитов. Кроме того, последние характеризуются более высоким отношением Nb/Ta.

Вторая особенность заключается в обогащении ниобием (при равном содержании тантала) моноклинных пироксенов по сравнению с ромбическими. Это хорошо прослеживается на пироксенах шпинелевых лерцолитов.

В оливинах гранатсодержащих ультраосновных пород и эклогитов примерно втрое больше ниобия, чем в шпинелевых лерцолитах, а величина отношения Nb/Ta в первых изменяется от 14 до 21, а во вторых — от 0,3 до 1,8. Аналогичные соотношения наблюдаются в содержании ниобия и тантала в оливине вкрапленников щелочных базанитоидов и оливине шпинелевых лерцолитов.

Характер распределения ниобия и тантала в минералах гранатовых перидотитов и эклогитов иллюстрируется рис. 22. Как следует из этого рисунка, наиболее низкие содержания ниобия и тантала характерны для оливина и граната, в ромбическом и моноклинном пироксенах их содержания увеличиваются.

Гранат эклогитов обеднен ниобием и танталом по сравнению с диопсидом (см. рис. 22, б), но отношение ниобия к танталу в гранате выше. Расчет баланса распределения ниобия и тантала показывает, что содержание этих элементов в эклогите выше, чем в породообразующих минералах. Это обогащение не может быть связано с заимствованием ниобия и тантала из вмещающего кимберлита, поскольку кимберлиты и эклогиты характеризуются различными значениями ниобиево-танталового отношения. Поэтому следует допустить, что в эклогитах значительная часть ниобия и тантала концентрируется в акцессорных минералах (возможно, в рутиле).

Интересно сравнить распределение ниобия и тантала в наиболее глубинных породах — гранатовых перидотитах и эклогитах с хондритами. Данные по содержанию ниобия и тантала в хондритах известны из работ Ноддак (I. Noddack, W. Noddack, 1930), Ранкама (Rankama, 1946), Юри и Крейга (Urey, Craig, 1953), А.П. Виноградова (1956).

Как видно из характера расположения точек этих пород на диаграмме Nb-Ta (рис. 23), хондриты обеднены ниобием по сравнению с гранатовыми перидотитами и эклогитами, однако точки этих пород достаточно близко примыкают друг к другу. На связь между этими породами указывают также близкие значения ниобиево-танталового отношения (Nb/Ta = 2). Такие низкие значения отношения Nb/Ta являются необычными, поскольку в большинстве изверженных пород величина этого отношения колеблется в пределах 5–25, а среднее, наиболее распространенное значение равно 10. Наличие этих признаков дает основание предполагать, что в результате разделения хондритов на металлическую

Таблица 45

Содержание (г/г) ниобия и тантала в породообразующих минералах

№ обр.	Минерал	Nb	Ta	Nb/Ta
Л-71-181	Энстатит	4,9	1,7	2,9
Д-2	"	2,3	1	2,3
Д-1007	"	1,9	5	0,4
Д-164	"	0,3	2,4	0,15
Д-20	"	2,1	0,9	2,3
Д-164	Моноклинный пироксен	2,8	2	1,4
Д-1007	То же	4,0	0,8	5
Д-1006	"	1,1	4	0,3
Д-189	"	5	2,9	1,7
Д-165	"	0,9	2,3	0,4
Д-165	"	0,6	2,9	0,2
Д-20	"	1,8	1,1	1,6
Д-185	"	0,7	2,3	0,3
Л-71-61 д	Диопсид	3	0,5	6
Л-71-181 д	"	3,8	1	3,8
Л-71-220 д	"	3,8	0,2	-
Л-71-135 д	"	4,2	1	4,2
Л-71-103 ф	Оливин	2,8	0,2	14
Л-71-181 ф	"	2,8	0,2	14
Л-71-221 ф	"	4,2	0,2	21
Д-20	"	1,1	0,6	1,8
Д-164	"	1,1	4	0,3
Д-189	"	1,4	3,3	0,4
Д-96	"	4	1,6	2,5
Л-71-135 г	Гранат	3,8	0,4	9,5
Л-71-221 г	"	2,1	0,2	10,5
Л-71-220 г	"	2,1	0,2	-
Л-71-61 г	"	2,1	0,2	10,5
Л-71-181 г	"	2,8	0,2	-
Л-71-103 г	"	4,2	2,1	2
Л-71-181	Шпинель	1	0,2	-

и силикатную части последняя по своему составу могла быть близкой к гранатовым перидотитам.

Следовательно, данные по распределению ниобия и тантала в хондритах и включениях гранатовых перидотитов и эклогитов позволяют прийти к выводу о том, что модель первоначально хондритовой Земли можно принять за исходную, а гранатовые перидотиты и эклогиты рассматривать как мантийный материал, в котором в результате дифференциации произошло некоторое накопление ниобия и тантала.

Уже отмечалось повышенное содержание ниобия и тантала в кимберлитах по сравнению с ультраосновными включениями. На диаграмме точки этих пород по содержанию ниобия занимают крайнее правое положение, однако концентрации тантала в них увеличиваются незначительно, а в отдельных случаях не превышают их содержания в ультраосновных включениях. Это приводит к повышению величины ниобиево-танталового отношения. Если допустить, что небольшие объемы кимберлитовой магмы образуются при частичном плавлении гранатовых перидотитов, то в этом случае можно считать, что при выплавлении кимберлитовой магмы ниобий и тантал ведут себя как типичные когерентные

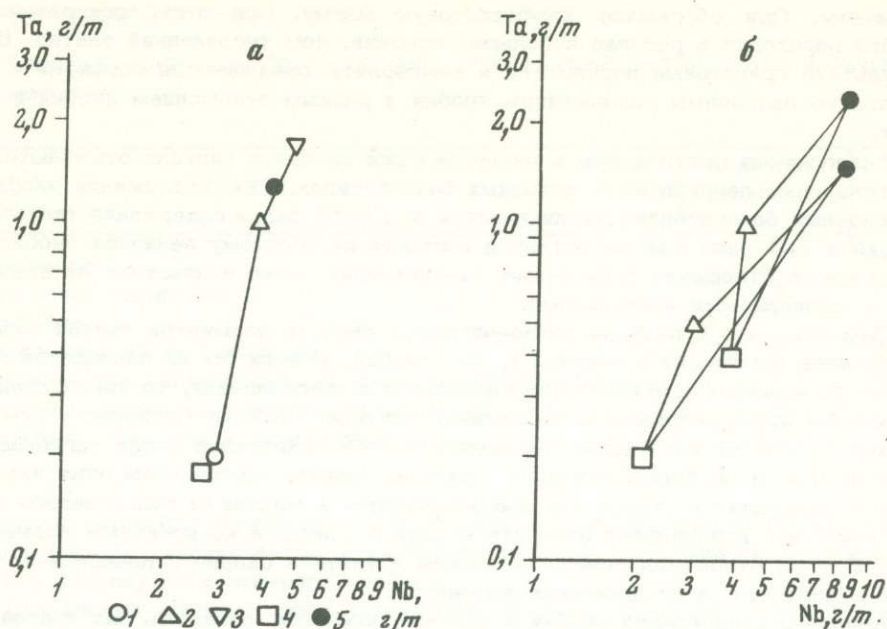


Рис. 22. Распределение ниобия и тантала в сосуществующих минералах: а - из перидотитов (обр. Л-71-181), б - из эклогитов (обр. Л-71-61 и обр. Л-71-135)

1 - оливин; 2 - диопсид; 3 - энстатит; 4 - гранат; 5 - порода

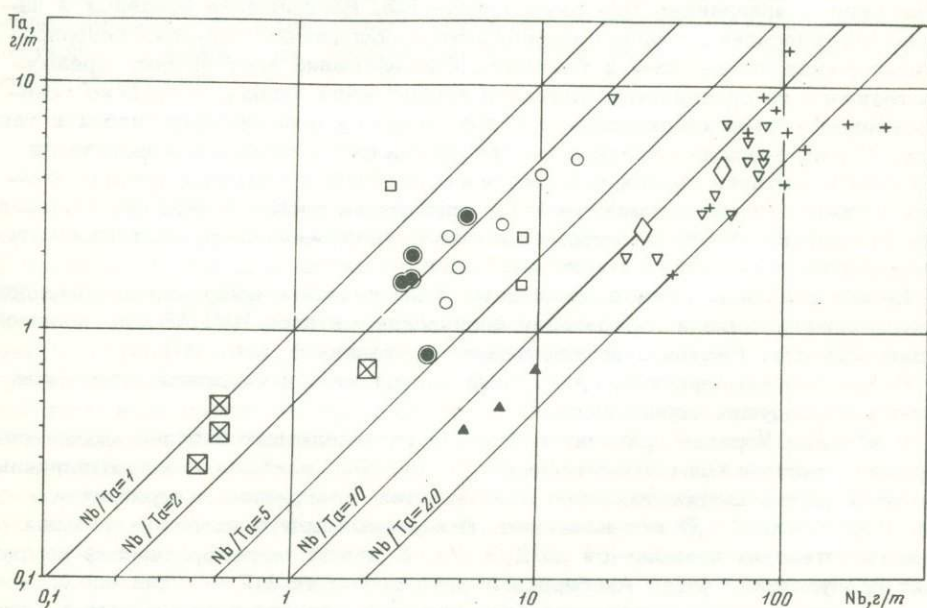


Рис. 23. Распределение ниобия и тантала в мантийных и магматических породах

1 - хондрит; 2 - гранатовый перидотит; 3 - шпинелевый перидотит; 4 - эклогитоподобная порода и эклогит; 5 - толеит; 6 - щелочной оливиновый базальт; 7 - калиевый базальт; 8 - кимберлит

элементы. Они обогащают кимберлитовую магму. При этом легкоплавкий ниобий переходит в расплав в большей степени, чем тугоплавкий тантал. В результате гранатовые перидотиты и кимберлиты оказываются породами с существенно различным содержанием ниобия и разным отношением ниобия к танталу.

Аналогичные соотношения в распределении ниобия и тантала отмечаются в шпинелевых перидолитах и щелочных базанитоидах. Так, содержание ниобия в щелочных базанитоидах увеличивается в 12–26 раз, а содержание тантала — только в 2–3 раза или же остается постоянным. Поэтому величина ниобиево-танталового отношения в щелочных базанитоидах резко возрастает по сравнению с шпинелевыми перидолитами.

Заметим, что в ряду кислотных-основных свойств элементов тантал обладает более основными свойствами, чем ниобий. И если бы их накопление в магме определялось механизмом кислотного выщелачивания, то тогда происходило бы преимущественное накопление тантала. Но в кимберлитах и щелочных базальтах происходит преимущественное накопление более легкоплавкого ниобия, а не более основного тантала. Значит, накоплением этих элементов управляет не кислотное выщелачивание, а механизм селективного выплавления, что и позволяет относить ниобий и тантал к когерентным элементам. В этом отношении поведение ниобия и тантала сходно с поведением титана и циркония, а не щелочных элементов.

Анализ распределения ниобия и тантала позволяет наметить ряд этапов последовательной концентрации этих элементов.

Учитывая, что гранатовые перидотиты и эклогиты содержат больше ниобия и тантала, чем каменные метеориты, можно прийти к выводу, что первый этап накопления ниобия и тантала в мантийных породах связан с первичной дифференциацией хондритового материала.

В последующем этапе повышение концентраций ниобия и тантала связано с частичным плавлением мантийного вещества. Выплавление основных и щелочно-ультраосновных магм сопровождается обогащением глубоко генерированных расплавов ниобием и танталом. Одновременно идет процесс преимущественного по сравнению с танталом выплавления ниобия, и глубоко генерированные магмы характеризуются повышенными отношениями ниобия к танталу. Магматическую мобилизацию при плавлении мантийного вещества и обогащение глубоко генерированных магм ниобием и танталом следует считать вторым этапом магматической концентрации ниобия и тантала. Дальнейшее накопление ниобия и тантала связано с дифференциацией мантийных магм в местах их становления и кристаллизации.

Кроме химических определений нами были сделаны нейтронно-активационные определения тантала в лаборатории физических методов ИМГРЭ для большой серии образцов. Результаты определений приведены в табл. 46.

Цифры для кимберлитов, гранатовых перидотитов и эклогитов повторяют данные предыдущих определений.

В коровых породах гранулитовой фации устанавливаются более низкие содержания тантала, чем в мантийных породах. Так, наиболее распространенные разновидности кварцсодержащих пород — эндербитов, гранулитов и чарнокитов — содержат тантала 1,0 г/т и меньше. В основных кристаллических сланцах содержание тантала повышается до 2,1 г/т. В целом метаморфический комплекс гранулитовой фации Анабарского щита содержит 1,2 г/т тантала.

Заканчивая раздел о распределении ниобия и тантала в мантийных и коровых породах, можно прийти к следующим выводам.

Все мантийные ультраосновные породы и эклогиты характеризуются низким, хондритовым, ниобий-танталовым отношением. В гранатовых перидотитах содержание ниобия и тантала несколько более высокое, чем в шпинелевых перидотитах. Пироповые эклогиты по распределению ниобия и тантала совпадают с гранатовыми перидотитами и резко отличаются от базальтов низкими значениями ниобий-танталового отношения. По сравнению с ультраосновными

Таблица 46

Средние содержания (г/т) тантала, определенные нейтронно-активационным методом

Порода	Количество анализов	Ta
Кимберлиты	11	7,3
Гранатовые перидотиты	13	2,1
Эклогиты	8	1,3
Эклогитоподобные включения	5	1,5
Основные кристаллические сланцы гранулитовой фации	6	2,1
Высокоглиноземистые породы гранулитовой фации	6	1,4
Эндербиты, гранулиты и чарнокиты	16	1,0

породами мантийного субстрата в базальтах и кимберлитах содержание ниобия и тантала увеличивается, а ниобий-танталовое отношение сильно смещается в сторону легкоплавкого ниобия.

Для кислых коровых пород характерны низкие содержания ниобия и тантала. В метаморфических комплексах гранулитовой фации мы оцениваем содержание тантала в 1,2 г/т. Учитывая, что в большинстве коровых пород среднее ниобий-танталовое отношение равно 10, можно принять содержание ниобия в гранулитовой фации равным 12 г/т. По-видимому, в метаморфических породах гранито-гнейсового слоя коры содержание ниобия и тантала более низкое, чем в гранулит-базитовом. Таким образом, мобилизация ниобия и тантала возможна при процессе селективного выплавления основных магм с преимущественным накоплением более легкоплавкого ниобия. Метаморфизирующие растворы, очевидно, не мобилизуют ниобий и тантал и не обогащают кору этими элементами.

Распределение элементов группы железа

Элементы группы железа относятся к когерентным элементам. Предполагается, что их содержания в породах коррелируются с содержанием магния и основностью пород. Действительно, в ряду пород от ультрабазитов к кимберлитам, толеитовым и щелочным базальтам, к андезитам и, наконец, гранитам при снижении магнезиальности пород уменьшается и содержание элементов группы железа. В отличие от некогерентных элементов, которые могут широко варьировать, различаясь в десятки и сотни раз, вариации содержания элементов группы железа в ультраосновных и основных породах невелики. Обогащенность или обедненность глубинных магм Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni может объясняться такими качествами этих элементов, как относительная легкоплавкость для ванадия и марганца или, наоборот, тугоплавкость для хрома, никеля и кобальта. Если некогерентные элементы обогащают земную кору, то такими элементами, как Sc, V, Cr, Co, Ni, кора оказывается обедненной, и, наоборот, высокие содержания элементов группы железа характерны для глубинных мантийных пород и для глубинных магматических пород, непосредственно выплавляющихся из мантии, — базальтов и кимберлитов.

Средние содержания V, Cr, Mn, Co, Ni в ультраосновных мантийных породах, кимберлитах и базальтах представлены в табл. 47-50. Чтобы наглядно представить особенности распределения элементов группы железа в ультраосновных и основных породах, рассмотрим сравнительные диаграммы. На диаграмме (рис. 24) распределения ванадия и хрома можно видеть, что содержания этих элементов в гранатовых перидотитах, шпинелевых перидотитах,

Таблица 47

Содержание (г/т) Sc, V, Cr, Co, Ni, Mn в гранатовых перидотитах

№ обр.	Порода	Sc	V	Cr
-	Хондрит	9	65	3000
Л-69-31	Гранатовый перидотит	10	130	3500
Л-69-203	То же	38	40	2700
Л-69-204	"	39	84	5000
АО-66-5а	"	14	62	2200
АО-505	"	28	110	5000
-	Среднее	26	85	3700
Л-69-20	Гранатовый энстатит	52	280	5800
АО-66-1	То же	54	70	3300
-	Гранатовый перидотит	19	96	3400
-	То же	-	-	<u>1450-4970</u> 2390
-	"	19	-	2460
-	Средний гранатовый перидотит	20	90	3000

Таблица 48

Содержание (г/т) Sc, V, Cr, Co, Ni во включениях мантийных эклогитов

№ обр.	Порода	Sc	V
Л-69-22	Эклогит	26	85
Л-69-23	"	-	160
Л-69-30	"	75	140
Л-69-208	"	49	250
ЛО-106	"	39	210
АО-116	"	56	170
-	Среднее (6) *	49	170
-	Эклогиты	-	-
-	"	-	<u>84-461</u> 226
-	"	60	-
-	Средний эклогит	50	200
Л-66-5	Эклогитоподобная порода	-	260
Л-66-316	То же	92	220
Л-66-326	"	33	310
АМ-17	"	30	90
-	Среднее (4) *	52	220

* В скобках указано количество анализов

Co	Ni	Mn	Литературный источник
1000	16800	2000	Мэйсон, 1965
96	1500	-	Данные автора
150	2500	-	То же
160	2600	-	"
120	1900	-	"
140	2700	-	"
130	2240	800	
57	800	-	Данные автора
90	1000	-	То же
120	2300	1100	Уханов, 1971
<u>71-114</u>	<u>2400-3660</u>	<u>660-1050</u>	
89	2960	870	Chen Ju=Chin, 1971
110	-	940	Stuber, Goles, 1967
112	2500	900	

и эклогитоподобных пород

Cr	Co	Ni	Литературный источник
1400	55	1000	Данные автора
900	90	950	То же
5500	84	1100	"
1800	90	650	"
3600	110	1000	"
3100	33	250	"
2700	77	820	
1180	-	1160	Уханов, 1968
-	<u>36-105</u>	<u>116-639</u>	Chen Ju=Chin, 1969
-	70	270	
205	68	-	Stuber, Goles, 1967
2000	75	750	
600	70	250	Данные автора
55	42	70	То же
380	80	250	"
800	62	190	"
450	60	160	

Таблица 49

Содержание (г/т) Sc, V, Cr, Co, Ni, Mn во включениях шпинелевых

Порода	Sc	V	Cr
Включение шпинелевого лерцолита	24	68	5800
То же	26	50	3200
"	20	100	2500
Среднее	23	70	3800
Шпинелевый лерцолит	-	-	3100
То же	19	-	2830
Среднее	21	70	3200
Альпинотипный гипербазит	-	69	2600
То же	17,3	-	2370
Дунит	5,7	-	2480
Альпинотипный гипербазит Армении	-	50	2500
Среднее	17	65	2500
Океанический гипербазит	-	45	2600
То же	-	110	3300
Океанический гарцбургит	-	42,5	3400
Океанический лерцолит	-	47,5	4400
Среднее	-	60	3400

Таблица 50

Средние содержания (г/т) Sc, V, Cr, Co, Ni, Mn в кимберлитах и

Порода	Количество анализов	Sc	V	Cr
Кимберлит	37	12	140	750
"	76	-	-	-
"	15	34	-	960
"	-	-	130	-
"	14	20	120	1440
"	4	15	160	1000
"	3	14	-	1200
Средний кимберлит	-	20	140	1000
Океанический толеит	-	61	292	297
Континентальный толеит	-	33	251	162
Щелочной базальт	-	31	236	187
То же	-	21	252	67
Средний щелочной базальт	-	26	244	127
Калиевый базальт	-	-	-	150
То же	-	-	44	35
Средний калиевый базальт	-	-	44	92

лерцолитов, альпинотипных и океанических гипербазитах

Co	Ni	Mn	Литературный источник
130	2500	-	Данные автора
175	1800	-	То же
140	1000	-	"
140	1800	-	
-	2200	-	
128	-	1090	Hutchison, Paul, Harris, 1970
134	2000	1090	Stuber, Goles, 1967
112	2000	950	Максимович, 1971
102	-	1020	Stuber, Goles, 1967
119	-	960	То же
90	1600	1100	Паланджян, 1971
100	1800	1000	
100	2000	1200	Vinogradov, Dmitriev, Udintsev, 1971
-	2300	900	Melson, Thompson, 1971
121	2100	-	Дмитриев, 1973б
117	2500	-	То же
112	2200	1050	

базальтах

Co	Ni	Mn	Литературный источник
100	900	1100	Анализы автора (спектральный анализ)
60	450	-	То же (колориметрический анализ)
80	-	-	То же (нейтронно-активационный анализ)
-	700	1200	Благулькина, 1971
77	1440	-	Dawson, 1962
50	1200	-	Janse 1964
80	-	1200	Stuber, Coles, 1967
75	940	1170	
32	97	1300	A. Engel, C. Engel, 1965
40	85	-	Manson, 1967
40	100	-	То же
25	51	1200	A. Engel, C. Engel, 1965
32	76	1200	
70	65	1100	Nash, Wilkinsin, 1971
6,0	18	-	Таусон, Захаров, 1973
38	40	1100	

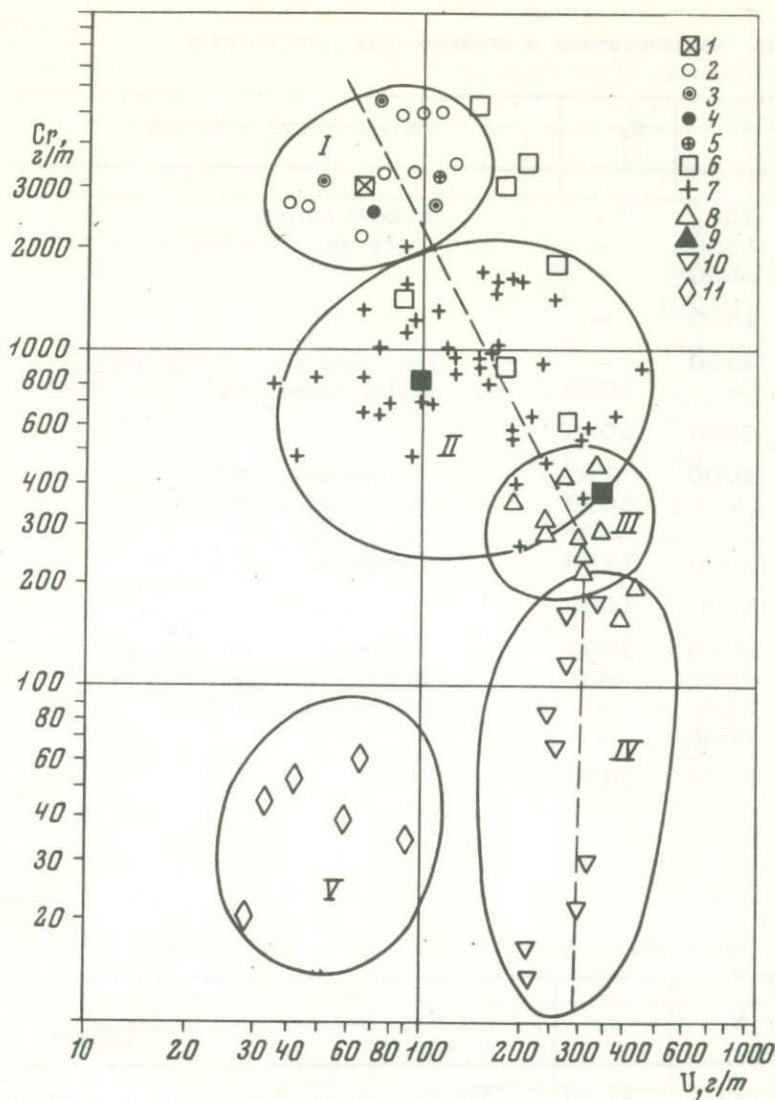


Рис. 24. Распределение ванадия и хрома в мантийных и магматических породах

Условные обозначения к рис. 24-26:

1 - хондрит; 2 - гранатовый перидотит; 3 - шпинелевый перидотит; 4 - альпинотипный гипербазит; 5 - океанический гипербазит; 6 - эклогит; 7 - кимберлит; 8 - океанический толеит; 9 - континентальный толеит; 10 - щелочной оливиновый базальт; 11 - калиевый базальт

Поля: I - мантийных пород, II - кимберлитов, III - толеитов, IV - щелочных оливиновых базальтов, V - калиевых базальтов

альпинотипных и океанических гипербазитах довольно высоки, одинаковы для всех разностей ультраосновных пород и соответствуют хондритовому содержанию ванадия и хрома.

В магматических породах наблюдается уменьшение содержания хрома от кимберлитов к толеитам и щелочным базальтам. Так, в кимберлитах меньше хрома, чем в ультраосновных мантийных породах, в толеитовых базальтах его меньше, чем в кимберлитах, и еще меньше - в щелочных базальтах.

Распределение ванадия отличается от распределения хрома. Хотя большинство кимберлитов содержит столько же ванадия, сколько мантийные ультраосновные породы, но все же можно заметить, что кимберлиты по сравнению с ультраосновными мантийными породами несколько обогащены им. Еще более обогащены ванадием базальты, но разноглубинные базальты – толеиты и щелочные базальты – содержат ванадия примерно одинаковые количества. По сравнению с ультрабазитами базальты содержат больше ванадия, однако в кислых породах – андезитах, диоритах, гранитах – содержание этого элемента опять снижается. По содержанию хрома и ванадия точка среднего андезита на диаграмме попадает в поле щелочного оливинового базальта, хотя средние содержания этих элементов в андезитах несколько ниже, чем в щелочных базальтах.

По данным Тэйлора (Taylor, 1968), граниты содержат очень мало хрома и ванадия ($Cr = 10$, $V = 40$ г/т).

На диаграмме (рис. 25) отражены особенности распределения хрома и кобальта в ультраосновных и основных породах. На этом рисунке видно, что все мантийные ультраосновные породы – гранатовые и шпинелевые перидотиты, альпинотипные и океанические гипербазиты – содержат высокое и примерно одинаковое количество хрома и кобальта. Какие-нибудь индивидуальные различия между отдельными группами ультрабазитов отсутствуют, все точки на диаграмме равномерно перемешаны. В магматических породах содержание хрома и кобальта уменьшается, и можно сказать, что при выплавлении глубинных магм хром и кобальт переходят в расплав с трудом. В кимберлитах по сравнению с мантийными ультраосновными породами уменьшается содержание хрома и кобальта. Однако такое уменьшение обнаруживается при сравнении среднестатистических цифр. Некоторые кимберлиты содержат столько же хрома, сколько и ультраосновные породы, а подавляющее число кимберлитов содержит столько же кобальта, сколько и ультраосновные мантийные породы, так что поле кимберлитов частично совпадает с полем ультраосновных пород и в то же время сдвинуто в сторону меньших количеств хрома и кобальта.

Океанические толеиты отличаются от ультрабазитов и кимберлитов тем, что содержат гораздо меньше хрома и кобальта, и, наконец, щелочные базальты содержат их еще меньше. Андезиты по количеству хрома и кобальта совпадают со щелочными базальтами. Калиевые базальты на диаграмме формируют свое поле, в них столько же хрома, сколько в толеитах и щелочных базальтах, но кобальта больше. Анализ диаграммы распределения хрома и кобальта в ультраосновных и основных породах показывает, что общее содержание хрома и кобальта снижается от ультраосновных к основным породам вместе со снижением магнезиальности пород.

Следующая диаграмма распределения кобальта и никеля (рис. 26) похожа на предыдущую. Так, для всех ультраосновных мантийных пород характерно высокое и одинаковое содержание кобальта и никеля, все ультраосновные мантийные породы – гранатовые и шпинелевые перидотиты, альпинотипные и океанические гипербазиты – формируют на диаграмме единое поле. В хондритах содержание кобальта и никеля выше, чем в мантийных ультраосновных породах, но для тех и других характерно одинаковое хондритовое отношение никеля к кобальту ($Ni/Co = 16$). Кимберлиты содержат меньше кобальта и никеля, чем мантийные ультрабазиты, среднее отношение $Ni/Co = 11$ – ниже, чем в ультрабазитах, это значит, что при плавлении в магму переходит больше кобальта, чем никеля. Базальты содержат еще меньше кобальта и никеля, чем кимберлиты. Со снижением общего количества этих элементов снижается и отношение никеля к кобальту, которое для толеитов равно 3, а для щелочных базальтов 2. В калиевых базальтах содержится несколько больше кобальта, чем в толеитовых и щелочных базальтах. На диаграмме они образуют самостоятельное поле. Андезиты по распределению кобальта и никеля совпадают со щелочными базальтами.

Таким образом, рассмотрев особенности распределения V , Cr , Co , Ni на сравнительных диаграммах, можно ясно видеть, что геохимическое поведение

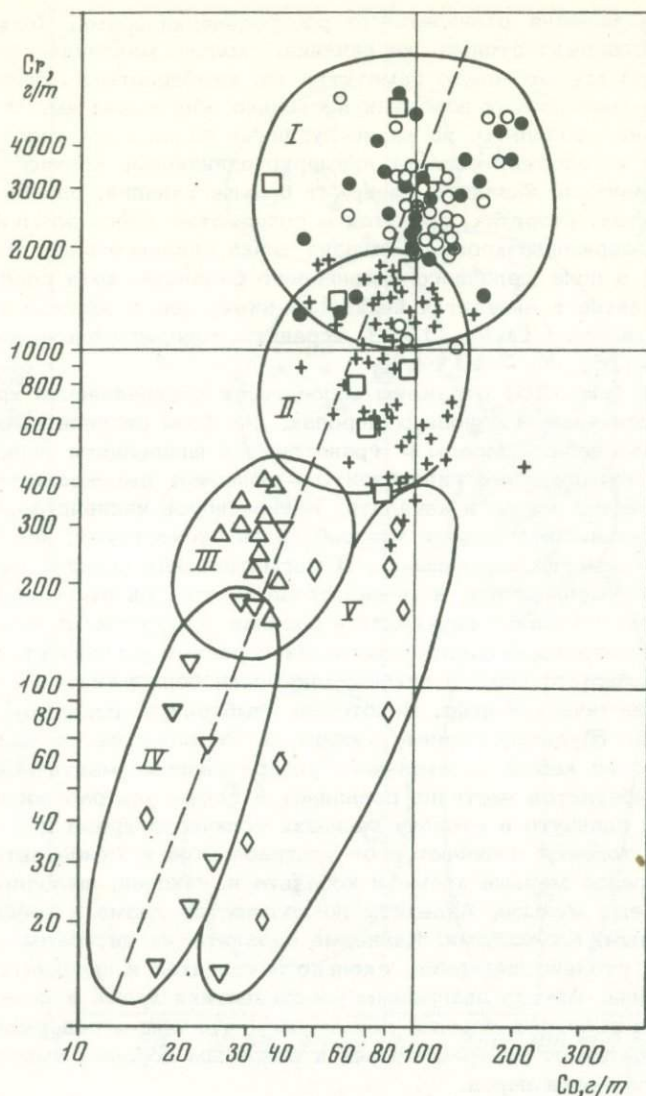


Рис. 25. Распределение хрома и кобальта в мантийных и магматических породах

Условные обозначения см. на рис. 24

элементов группы железа резко отличается от поведения некогерентных щелочных, щелочноземельных, радиоактивных и редкоземельных элементов.

Ванадий отличается тем, что способен несколько накапливаться в основных магмах, но в кислых породах его содержание (как и всех элементов группы железа) падает. На ванадий похож марганец. Его содержание также увеличивается в кимберлитах и базальтах и падает в кислых породах.

Хром является тугоплавким элементом. Кимберлитовая и базальтовая магмы им обеднены. Особенно мало хрома в кислых коровых породах. Все мантийные ультрабазиты содержат примерно одинаковое количество хрома, но распределение его между породообразующими минералами в разнофациальных гипербазитах различно. Так, в фации гранатовых перидотитов хром входит в состав главным образом диопсида и граната, причем в диопсиде его чуть

больше, чем в гранате. В оливине количество хрома очень незначительно, но в особо глубинных условиях алмазной субфации оно может увеличиваться до 0,1% (Meyer, Boyd, 1970). Причем особо восстановительные условия приводят к тому, что хром входит в оливин в двухвалентной форме, замещая магний. В фации шпинелевых перидотитов количество хрома в моноклинных пироксенах снижается. Основная масса хрома входит в хромшпинелиды при полном изоморфизме трехвалентного хрома с алюминием. Наконец, в малоглубинной фации плагиоклазовых перидотитов шпинель исчезает. Основное количество алюминия входит в состав плагиоклаза, но плагиоклаз не может растворять

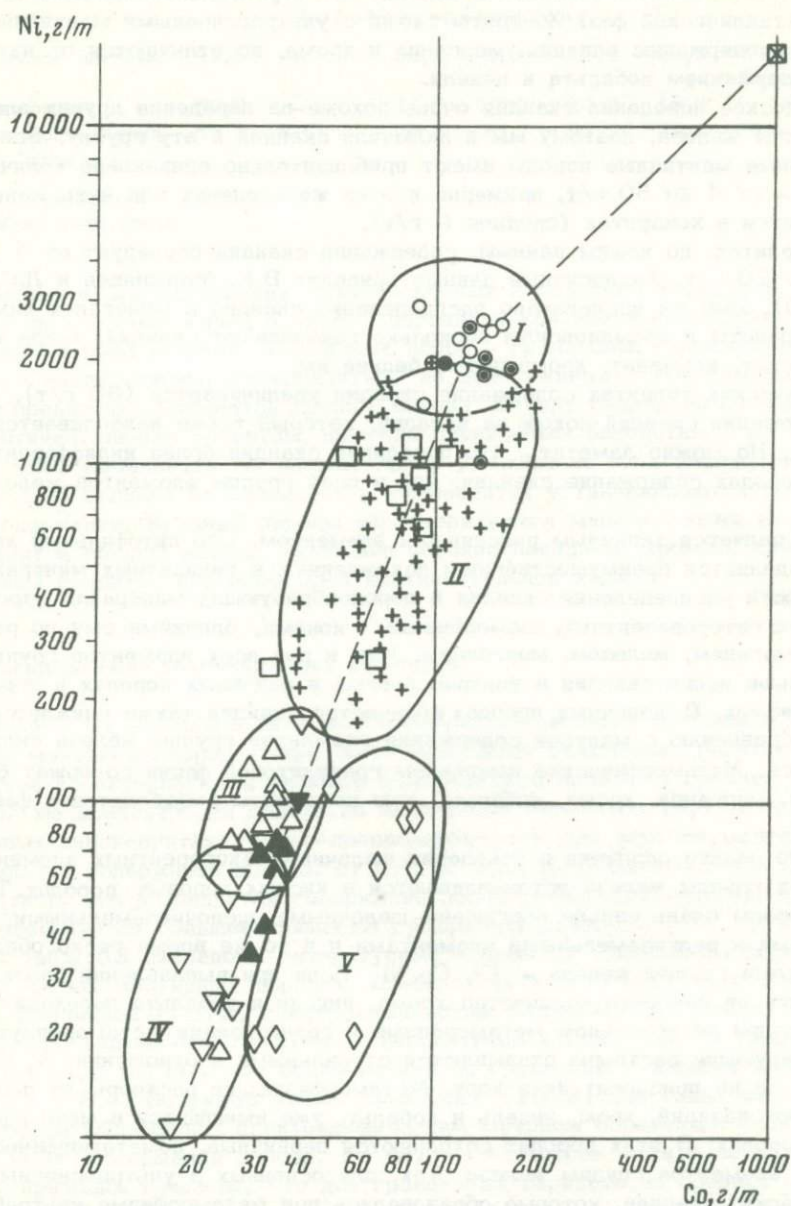


Рис. 26. Распределение кобальта и никеля в мантийных и магматических породах

Условные обозначения см. на рис. 24

в себе хром, и хром обособляется в самостоятельную фазу — хромит. В гипербазитах хромитовая фаза может обогащать отдельные участки и формировать рудопроявления. В более глубоких гранатовых перидотитах вместо обособления хрома идет его рассеяние между породообразующими минералами.

Кобальт и никель — тугоплавкие элементы, и их содержание в базальтах и кимберлитах ниже, чем в ультраосновных породах. Следует заметить, что поведение кобальта и никеля может быть особым при наличии сульфидной фазы, концентрирующей их. Так, в базальтах при наличии сульфидных капель может содержаться очень много никеля и кобальта; эта рудная сторона поведения никеля и кобальта нами не рассматривается. Хондриты также отличаются повышенным содержанием кобальта и никеля, что обусловлено наличием сульфидной и металлической фаз. Хондриты схожи с ультраосновными мантийными породами по содержанию ванадия, марганца и хрома, но отличаются от них высоким содержанием кобальта и никеля.

Геохимическое поведение скандия очень похоже на поведение других элементов группы железа, поэтому мы и включили скандий в эту группу. Все ультраосновные мантийные породы имеют приблизительно одинаковое количество скандия — от 4 до 50 г/т, примерно в этих же пределах или чуть меньше его содержится в хондритах (среднее 9 г/т).

В кимберлитах, по нашим данным, содержание скандия варьирует от 4 до 55, среднее 20 г/т. Аналогичные данные приводят В.К. Маршинцев и Л.С. Сукнева (1970). Ими же исследовано распределение скандия в минералах кимберлитов. Гранаты и хромдиопсиды несколько накапливают скандий, тогда как оливин, флогпит, ильменит, хромшпинель беднее им.

В океанических толеитах содержание скандия увеличивается (60 г/т). В этом отношении скандий похож на ванадий, который также накапливается в базальтах. Но можно заметить, что поведение скандия более индифферентно. В кислых породах содержание скандия, как и всей группы элементов железа, снижается.

Скандий является типичным рассеянным элементом. Его литофильный характер определяется преимущественным нахождением в силикатных минералах. Закономерности распределения скандия в породообразующих минералах определяются его гетеровалентным изоморфизмом с ионами, близкими ему по радиусу, — с магнием, железом, марганцем. Как и для всех элементов группы железа, больше всего скандия в ультраосновных и основных породах и гораздо меньше в кислых. В щелочных породах количество скандия также снижается. В коре по сравнению с мантией содержания элементов группы железа сильно уменьшаются. Метаморфические комплексы гранулитовой фации содержат больше ванадия, марганца, хрома, кобальта, чем комплексы амфиболитовой фации (табл. 51).

Особенно резкие различия в поведении щелочных некогерентных элементов и элементов группы железа устанавливаются в кислых коровых породах. Так, коровые породы очень сильно обогащены щелочными, щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами и в то же время резко обеднены элементами группы железа — Cr, Co, Ni. Если при выплавлении базальтовых расплавов какое-то количество хрома, никеля и кобальта переходит в расплав, то при региональном метаморфизме и гранитизации метаморфизирующие и гранитизирующие растворы оказываются стерильными в отношении V, Mn, Cr, Co, Ni и не привносят их в кору. Метаморфизирующие растворы не перераспределяют ванадий, хром, никель и кобальт, уже имеющиеся в метаморфических породах. В этих породах сохраняются первичные, дометаморфические, количества элементов группы железа. Так, для основных и ультраосновных кристаллических сланцев, которые образовались при метаморфизме ультрабазитов и базальтов, характерны повышенные содержания V, Cr, Co, Ni. Для кислых кварц-полевошпатовых пород устанавливаются очень низкие их содержания.

Какие общие выводы можно сделать? Геохимическое поведение элементов группы железа очень характерно. Устанавливаются повышенные их содержания

Таблица 51

Средние содержания (г/т) V, Cr, Co, Ni, Mn и Cu в метаморфических комплексах

Местонахождение	V	Mn	Cr	Co	Ni	Cu	Литературный источник
Гранулитовая фация							
Анабарский щит	180	900	70	30	40	40	Данные автора Druy, 1973 Sighinolfi, 1970
Шотландия	-	800	88	-	58	-	
Бразилия	-	1140	71	-	-	39	
Амфиболитовая фация							
Патомское нагорье	41,8	-	26,2	5,6	16,9	14,0	Хильтова, Шулешко, Савельев, 1972
Приладожье	68,0	-	41,0	10,2	24,0	18,0	
Поверхность Канадского щита	53	530	99	21	23	14	То же Shaw et al., 1967
Средний состав амфиболитовой фации	54	500	55	12	20	15	

в мантии, в магматических ультраосновных и основных породах и, наоборот, очень низкие содержания в кислых породах и континентальной коре. Разноглубинные представители мантийных пород — гранатовые, шпинелевые перидотиты и альпинотипные гипербазиты — не обнаруживают существенных различий в распределении элементов группы железа. В ряду базальтов от океанических к континентальным толеитам, щелочно-оливиновым базальтам и калиевым базальтам намечается последовательное уменьшение всех элементов группы железа. В отличие от базальтов в кимберлитах устанавливаются повышенные их содержания. Коровые породы характеризуются минимальными количествами элементов группы железа. Особенно обеднен ванадием, хромом, кобальтом и никелем гранито-гнейсовый слой континентальной коры.

Распределение халькофильных элементов

Золото определялось нами нейтронно-активационным методом в большой серии мантийных пород (табл. 52). Мантийные включения гранатовых перидотитов характеризуются низкими содержаниями золота, в среднем 4,9 мг/т. Такие же концентрации золота во включениях эклогитов (4,7 мг/т) и в гранатовых пироксенитах. Можно предполагать, что для верхней мантии характерны низкие содержания золота, от 0,7 до 9,2, в среднем 4,9 мг/т. Следует отметить, что в хондритах содержание золота выше (170 мг/т), что, возможно, объясняется большой примесью сульфидной фазы.

В табл. 53 приведены литературные данные по содержанию золота в ультраосновных мантийных породах, кимберлитах и базальтах. А.В. Уханов и Н.Ф. Пчелинцев (1972) спектрохимическим методом определили содержание золота во включениях гранатовых перидотитов и эклогитов из трубки Обнаженная (1,2 мг/т) — это более низкие по сравнению с нашими цифры. В то же время В.А. Вахрушев и В.Г. Цимбалист (1972) для таких же включений из трубки Обнаженная спектрохимическим методом определяют более высокие, чем наши, содержания золота, 10 мг/т. Рассмотрев наши и литературные данные, приходим к выводу, что для гранатовых перидотитов среднее содержание золота 4,4 мг/т.

Из табл. 53 можно видеть, что средние содержания золота в ультраосновных и основных породах довольно близки, поэтому следует быть осторожным при сравнении анализов и не подчеркивать разницу содержаний золота, так как

Таблица 52

Содержание золота (мг/т) во включениях мантийных пород из кимберлитов

№ обр.	Порода	Au
Л-69-20	Пироповый перидотит	4,3
Л-69-21	То же	3,9
Л-69-31	"	2,5
Л-69-33	"	8,07
Л-69-35	"	3,5
Л-69-36	Перидотит ослоденелый	2,9
Л-69-27	Шпинелевый перидотит	9,2
	Среднее (7) *	4,9
Л-69-28	Гранатовый энстатитит	2,8
Л-69-37	Пироп-шпинелевый энстатитит	3,2
Л-69-38	То же	4,2
	Среднее (3) *	3,4
Л-69-22	Эклогит	2,5
Л-69-23	"	9,1
Л-69-24	"	5,7
Л-69-25	"	1,3
Л-69-26	"	6,2
Л-69-29	"	8,7
Л-69-30	"	5,3
Л-69-32	"	6,0
Л-69-34	"	3,9
Л-69-39	"	2,3
	Среднее (10) *	4,7

* В скобках указано количество анализов.

некоторые различия могут быть вызваны аналитическими ошибками. Так, из табл. 53 можно заметить, что океанические гипербазиты, по данным Л.В.Дмитриева, (1973а), содержат золота меньше, чем континентальные. Однако здесь же можно заметить, что данные А.В. Уханова и Н.Ф. Пчелинцевой, сделанные в той же лаборатории для континентальных гранатовых перидотитов, дают тоже пониженные цифры.

В последнее время работами С.А. Шеки с соавторами (Шека, Моисеенко, Фоминых, 1971) и Л.Ф. Борисенко с соавторами (Борисенко, Миллер, Фишер, 1972) было обращено внимание на тот факт, что ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации или альпинотипные гипербазиты характеризуются повышенными содержаниями золота (20-100 мг/т), тогда как толеитовые базальты, щелочные базальты и кислые породы характеризуются гораздо более низкими его содержаниями. В связи с этим возникли представления о мантийном происхождении золота и образовании месторождений в результате длительной миграции в земной коре при несомненной связи первичных источников золота с мантийными очагами. Идея привлекла внимание. Золото было определено в гипербазитах Енисейского края (Ли, Корнев, 1972), во включениях гранатовых перидотитов и эклогитов (Уханов, Пчелинцева, 1972; Вахрушев, Цимбалист, 1972), в кимберлитах (Каминский, Францессон, 1973). Оказалось, что для наиболее глубинных мантийных пород, таких, как

Таблица 53

Среднее содержание (мг/т) золота в ультраосновных и основных породах

Порода	Количество анализов	Пределы содержания	Среднее	Литературный источник
Хондрит	-	-	180	Crocket, Keays, 1967
Ахондрит	-	-	4,1	То же
Гранатовый перидотит	7	2,9-9,2	4,9	Анализы автора
То же	5	0,8-1,9	1,2	Уханов, Пчелинцева, 1972
"	10	2,0-16	10,0	Вахрушев, Цимбалист, 1972
"	2	0,6-1,0	0,8	Ehman, Rebagay, 1970
Среднее			4,2	
Пироповый эклогит	10	1,3-9,1	4,7	Анализы автора
То же	8	0,8-4,5	2,2	Уханов, Пчелинцева, 1972
"	2	1,7-2,7	2,2	Ehmann, Rebagay, 1970
Среднее			3,0	
Шпинелевый перидотит	6	0,9-9,7	5,1	Vincent, Crocket, 1960
То же	-	6,0-14,0	10,0	Щека, Моисеенко, Фоминых, 1971
"	7	1,1-3,5	2,3	Вахрушев, Цимбалист, 1972
Среднее			4,3	
Альпинотипный гипербазит РСС-1	-	-	0,8	Ehmann, Rebagay, 1970
То же	1	-	0,8	То же
"	-	-	2,2	Vincent, Crocket, 1960
Альпинотипный гипербазит	-	1,4-63,0	21,0	Щека, Моисеенко, Фоминых, 1971
То же	-	0,72-42,0	4,9	Ли, Корнев, 1972
Среднее			2,2	
Океанический гипербазит	-	0,19-4,6	1,4	Дмитриев, 1973а
Кимберлит	18	1,2-18,1	4,2	Каминский, Францесон, 1974
"	1	-	2,6	Ehmann, Rebagay, 1970
Океанический толеит	-	0,32-1,8	0,77	Дмитриев, 1973
Срединно-Атлантического хребта				
То же	4	0,2-0,4	0,3	Ehmann, Rebagay, 1970
Толеит	3	2,8-5,9	4,1	То же
"	1	-	2,6	Vincent, Crocket, 1960
Траппы	-	2,0-32,0	7,4	Аношин, Золотарев, Цимбалист, 1971
Континентальный толеит	-	0,2-12	4,0	Щека, Моисеенко, Фоминых, 1971
Щелочной базальт	-	6-15	10,0	То же
Калиевый базальт	-	2,7-13,5	6,3	Максимов, 1971

гранатовые перидотиты, характерны однородные, монотонные и в общем низкие содержания. Такие же низкие концентрации золота характерны и для вмещающих кимберлитов. Одинаковыми и низкими оказываются содержания золота во включениях шпинелевых лерцолитов и во вмещающих щелочных базальтах. Таким образом, выяснилось, что для верхней мантии характерны в общем низкие содержания золота. При выплавлении глубинных магм — кимберлитовой или базальтовой — силикатный расплав не обогащается и не обедняется золотом, средние его содержания оказываются примерно такими же, как и в ультраосновных породах мантийного субстрата. Океанические гипербазиты содержат тоже мало золота.

Особо высокие содержания золота в гипербазитах Приморья — до 63 мг/т (Шека, Моисеенко, Фоминых, 1971) или в гипербазитах Урала — до 150 мг/т (Борисенко, Миллер, Фишер, 1972), возможно, имеют не первичную природу, а связаны с процессами постмагматических изменений в условиях зеленосланцевой фации и с поздней сульфидизацией. В пользу такого предположения свидетельствует чрезвычайно неравномерное распределение золота во всех типах ультраосновных и основных пород Урала, отмеченное Л.Ф. Борисенко. Такое крайне неравномерное распределение не типично для первичного распределения подавляющего числа редких и рассеянных элементов.

Кимберлиты, базальты — континентальные толеиты, щелочно-оливиновые базальты, калиевые базальты — имеют примерно одинаковое содержание золота, т.е. глубина генерации магмы не сказывается на процессах выплавления золота.

Ф.В. Каминский и Е.В. Францессон (1973) проанализировали на золото породообразующие минералы кимберлитов и ультраосновных включений. Все породообразующие минералы характеризуются низкими содержаниями золота, в среднем 1,3 мг/т. Не удается найти минерал, концентрирующий золото. Вторичные магнетиты, пирит, марказит содержат золото в тех же количествах, что и гранат, оливин, хромшпинелиды.

Геохимическое распределение серебра похоже на распределение золота. Так, Ф.В. Каминский и Е.В. Францессон определили атомно-адсорбционным методом содержание серебра в кимберлитах, 0,1 г/т. Таково же содержание серебра в толеитах, 0,1 г/т (Turekian, Wedepohl, 1961), и в андезитах, 0,13 (Taylor, 1968), и близко к среднему содержанию в ультрабазитах, 0,06 (Turekian, Wedepohl, 1961). Примерно такое же содержание серебра в хондритах, 0,094 г/т (Schindewole, Wahlgren, 1960).

Данные по содержанию золота в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фаций Анабарского щита приведены в табл. 54. Пределы вариаций и средние содержания примерно оказываются одинаковыми для гранулитовой и амфиболитовой фаций. При сравнении с данными по мантийным породам можно заметить, что в континентальной коре, в ее гранулит-базитовом и гранито-гнейсовом слоях, не происходит накопления золота. Содержание его примерно одинаково в верхней мантии и в основании континентальной коры.

Изучив распределение золота в мантийных и коровых породах, можно сделать следующие выводы.

Все анализированные породы, и мантийные, и коровые (гранулитовая и амфиболитовая фации метаморфических пород), отличаются низкими содержаниями золота. Очевидно, что при выплавлении глубинных магм не происходит его накопления. Ни один породообразующий минерал также не концентрирует золота, оно равномерно распределено в ультраосновных мантийных породах, в глубинных магматических и коровых породах. Столь же равномерно, по-видимому, распределяется и серебро.

Данные по содержанию меди, цинка и свинца в гранатовых перидотитах, эклогитах и кимберлитах приведены в табл. 55. Гранатовые перидотиты содержат: меди — 9,2, цинка — 40, свинца — 5 г/т, что примерно соответствует кларковым содержаниям этих элементов для ультраосновных пород (Turekian, Wedepohl, 1961; Виноградов, 1962а).

Таблица 54

Среднее содержание (мг/т) золота в метаморфических породах Анабарского щита

Порода	Количество анализов	Пределы содержания	Среднее
Гранулитовая фация			
Ультраосновные кристаллические сланцы и амфиболовые пироксениты	7	1,6-10,5	4,4
Гранат-двупироксен-амфиболовые ос- новные кристаллические сланцы	4	1,8-5,8	3,0
Амфибол-двупироксеновые ос- новные кристаллические сланцы	5	1,8-4,7	2,8
Гиперстеновые плагиогнейсы (эн- дербиты)	5	1,6-7,4	3,7
Гранулиты и биотит-гранатовые гней- сы	7	1,5-8,9	4,5
Чарнокиты	3	1,3-17,0	7,8
Высокоглиноземистые сланцы с кор- диеритом	3	1,7-5,0	3,6
Среднее		1,3-17,0	4,2
Анортозиты	9	2,2-5,9	3,5
Мангериты	3	2,1-4,2	3,3
Амфиболитовая фация			
Амфиболиты	5	1,6-5,9	3,3
Биотит-амфиболовые сланцы	7	1,0-14,0	4,7
Биотит-амфиболовые гнейсы	7	1,1-8,7	4,6
Биотитовые гнейсы	4	2,1-12,0	6,4
Мигматиты и граниты	8	1,7-7,1	4,2
Среднее		1,1-14,0	4,6

Энстатитовые эклогиты содержат такое же количество меди, как и гранатовые перидотиты. В пироп-диопсидовых эклогитах содержание меди увеличивается в среднем до 37 г/т, но количество цинка и свинца остается таким же, как в гранатовых перидотитах.

Кимберлиты по сравнению с гранатовыми перидотитами сильно обогащены медью, свинцом (в 8 раз) и цинком (в 4 раза).

Следует отметить, что в последнее время появились работы, в которых исследовано содержание еще нескольких элементов во включениях гранатовых перидотитов и эклогитов.

Так, А.В. Уханов и В.С. Рассказова (1973) опубликовали данные о распределении вольфрама в ультраосновных породах. Они определили, что включения гранатовых перидотитов и эклогитов из трубки Обнаженная содержат 0,3 г/т вольфрама. Такое же количество вольфрама содержат альпинотипные гипербазиты. В кимберлитах содержание вольфрама увеличивается и равно 1,0 г/т.

О.Е. Юшко-Захарова и И.П. Илупин (1973) опубликовали данные по распределению платины и палладия во включениях мантийных пород из кимберлитов. В гранатовых перидотитах и эклогитах соответственно содержится: платины 0,09 и 0,06 г/т, палладия 0,025 и 0,043 г/т.

Таблица 55

Содержание (г/т) меди, цинка и свинца в гранатовых перидотитах, эклогитах и кимберлитах

№ обр.	Порода	Cu	Zn	Pb
Л-71-232	Гранатовый перидотит	-	30	4
Л-71-227	То же	15	30	4
Л-71-177	"	8,8	30	4
Л-71-31	"	Следы	30	4
Л-71-198	Гранатовый пироксенит	1	70	4
Л-71-195	То же	5	70	5
АО-66-5а	Гранатовый перидотит	-	30	10
Л-69-120	То же	13,5	-	-
Л-71-159	"	14	-	-
Л-71-184	"	7,0	-	-
Л-71-187	"	6,9	-	-
Л-71-210	"	13	-	-
	Средний перидотит	9,2	40	5
Л-71-228	Эклогит	7,8	50	4
Л-71-66	"	105	40	4
Л-71-57	"	78	30	7
Л-69-30	"	-	30	4
Л-71-120	"	45	-	-
Л-71-173	"	45	-	-
Л-71-182	"	18	-	-
Л-71-202	"	38	-	-
Л-71-226	"	20	-	-
Л-71-62	Экстатитовый эклогит	7,8	-	-
Л-71-185	То же	5,8	-	-
	Средний эклогит	37	38	5
	Кимберлит, среднее (32)*	75	160	36

*В скобках указано количество анализов.

В заключение можно отметить, что данные о распределении халькофильных элементов в мантийных и коровых породах не отличаются полнотой. Только для золота имеется много данных. Очевидно, что геохимические исследования халькофильных элементов в коре и мантии должны быть продолжены.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Как известно, петрологическая модель верхней мантии и коры освещает два главных вопроса: 1) какими горными породами сложена кора и верхняя мантия и 2) при каких физико-химических условиях произошло формирование пород, т.е. при каких условиях температуры, давления, глубинности и режима подвижных и инертных компонентов.

Геохимическая модель верхней мантии и континентальной коры должна ответить на следующие два вопроса: 1) каково распределение химических элементов в вертикальном разрезе коры и мантии и 2) какие химические процессы обуславливают такое распределение химических элементов.

Выше подробно рассматривалось распределение ряда элементов в главных представителях мантийных и коровых пород. Очевидно, что этот материал может быть суммирован и рассмотрен для установления общих закономерностей.

Химический состав верхней мантии

В предыдущих главах показано распределение химических элементов в главных представителях мантийных пород: в наиболее глубоких гранатовых перидотитах и эклогитах, среднеглубинных шпинелевых перидотитах и мало-глубинных альпинотипных гипербазитах. Средние данные для земных представителей мантийных пород по всем изученным элементам собраны в табл. 56. Здесь же приведен средний состав хондрита.

Сравнение химических особенностей земных мантийных пород с каменными метеоритами показывает их несомненное геохимическое сходство. Такое сходство прослеживается по особенностям распределения всех литофильных элементов. Особенно близки к хондритам наиболее глубокие гранатовые перидотиты.

Так, если проследить значения геохимических отношений Si/Mg , Si/Al , Mg/Ca , K/Rb , K/Na , Ba/Sr , Th/U , La/Yb , Ti/Zr для хондритов и мантийных ультраосновных пород, то оказывается, что по соотношению всех литофильных элементов гранатовые перидотиты оказываются наиболее близкими, а в большинстве случаев и идентичными хондритам. Менее глубокие шпинелевые перидотиты и особенно альпинотипные гипербазиты обнаруживают уже некоторые отличия, иногда значительные, от хондритов. Геохимическое сходство гранатовых перидотитов с хондритами, по-видимому, не случайно и свидетельствует о генетическом родстве хондритов и гранатовых перидотитов. Все это заставляет считать приемлемой и правомерной хондритовую гипотезу среднего состава Земли. В то же время ахондритовую гипотезу среднего состава Земли следует отвергнуть. По геохимическим параметрам ахондриты резко отличаются от земных мантийных пород и очень близки по составу к малокальциевым океаническим толеитам.

Отмечая поразительное геохимическое сходство хондритов и гранатовых перидотитов, нельзя считать их составы тождественными. В хондритах присутствует значительное количество металлической и сульфидной фаз. В земных же ультрабазитах металлическая фаза отсутствует, а сульфидная представлена в ничтожных количествах. Из-за присутствия металлической и сульфидной фаз хондриты отличаются от гранатовых перидотитов по содержанию железа сидерофильных (V , Cr , Co , Ni) и халькофильных (Au , Cu) элементов. Поэтому, если и можно считать хондритовый материал средним для Земли,

Таблица 56

Средний состав мантийных пород

Компонент	Хондрит		Гранатовый перидотит	Эклогит	Шпинелевый перидотит	Альпийно-типный гипербазит	Океанический гипербазит	Состав мантии под континентами
	в целом	силикатная часть						
Главнейшие окислы (%)								
SiO ₂	38,04	47,04	44,04	45,26	44,88	40,49	45,7	44,1
Al ₂ O ₃	2,50	3,09	2,12	14,78	1,90	1,49	2,5	3,2
Fe ₂ O ₃	-	-	3,32	3,56	1,61	2,88	5,9	2,9
FeO	12,45	15,40	4,19	6,07	6,28	5,06	2,9	5,2
MgO	23,84	29,48	41,58	16,72	41,18	41,31	40,5	39,0
CaO	1,95	2,41	1,87	9,16	1,89	0,99	1,5	2,5
Na ₂ O	0,98	0,81	0,68	0,79	0,17	0,04	0,2	0,47
K ₂ O	0,17	0,11	0,10	0,19	0,03	0,01	0,1	0,08
П.п.п.	-	-	1,59	2,45	1,17	6,98	-	-
Щелочные элементы (г/т)								
Li	2,7		2,0	4,2	0,5	0,5	4	1,6
Na	6800		5000	9000	1300	250	1350	3800
K	750		800	910	210	58	230	560
Rb	2,5		3,4	3,7	0,75	0,24	0,5	2,3
Cs	0,1		0,1	-	-	0,006	-	-
K/Rb	300		240	245	283	240	-	240
Na/K	6,8		4,1	10	6,2	4,3	-	6,8
Na/Li	2520		2330	2330	2600	500	-	2400
Rb/Cs	30		29	-	-	40	-	-
Щелочноземельные элементы (г/т)								
Ca	13840		13300	65000	13400	7000	10500	17800
Sr	11		43	81	18	2,8	13,6	35
Ba	3,4		33	65	7,5	2,6	7,6	26
Ba/Sr	0,3		0,8	0,8	0,42	0,9	0,6	0,8
Радиоактивные элементы (г/т)								
Th	0,04		0,28	0,36	0,067	0,0153	0,70	0,20
U	0,014		0,10	0,13	0,023	0,0063	0,16	0,07
Th/U	2,8		2,8	2,8	3,0	2,4	4,5	2,8
K/U	7 × 10 ⁴		8,0 × 10 ³	7,0 × 10 ³	9,0 × 10 ³	9 × 10 ³	-	8 × 10 ³
Редкоземельные элементы (г/т)								
La	0,30		2,5	4,4	0,94	0,51	0,86	2,0
Ce	0,84		4,7	12,2	1,6	0,90	2,10	4,1
Pr	0,12		0,76	2,3	0,36	0,12	0,32	0,73
Nd	0,58		2,8	7,9	1,03	0,54	1,30	2,6
Sm	0,21		1,59	2,2	0,42	0,16	0,42	1,15
Eu	0,074		0,12	0,75	0,15	0,032	0,12	0,18
Gd	0,34		2,25	2,5	0,77	0,25	0,62	1,63
Tb	0,049		0,29	0,52	0,17	0,04	-	0,25
Dy	0,31		1,80	2,6	0,75	0,38	0,60	1,4
Ho	0,073		0,39	0,70	0,20	0,058	0,14	0,33

Таблица 56 (окончание).

Компонент	Хондрит		Гранатовый перидотит	Эклогит	Шпинелевый перидотит	Альпийно-типный гипербазит	Океанический гипербазит	Состав мантии под континентами
	в целом	силикатная часть						
Er	0,21		1,29	1,9	0,42	0,17	0,41	0,98
Tm	0,033		0,20	0,35	0,10	0,018	-	0,20
Yb	0,17		1,08	1,7	0,43	0,16	0,43	0,86
Lu	0,031		0,25	0,29	0,07	0,022	0,08	0,17
Y	1,8		1,80	14,7	1,4	1,22	3,45	2,90
ΣTR	5,14		16,80	55	7,9	4,04	11,00	19,5
Элементы с большим радиусом и зарядом (г/т)								
Ti	800		1300	2700	900	460	-	1240
Zr	33		50	-	35	33	-	50
Hf	1,3		1,5	-	-	-	-	-
Nb	0,41		6,7	6,6	3,6	0,3	-	5,1
Ta	0,28		2,8	2,8	1,8	0,3	-	2,2
Ti/Zr	24		26	-	26	33	-	25
Nb/Ta	1,4		2,8	2,7	2,3	1,0	-	2,3
Сидерофильные элементы (г/т)								
Sc	9		20	50	21	17	-	23
V	65		90	200	70	50	45	90
Mn	2000		1000	1000	1000	1000	-	1000
Cr	3000		3000	2000	3200	2470	3900	2900
Co	1000		112	75	134	110	120	115
Ni	16800		2500	750	2000	2000	2300	2100
Халькофильные элементы (мг/т)								
Au	180		4,2	3,0	4,3	3,2	1,4	4,0

то следует думать, что в недрах Земли он претерпел дифференциацию на силикатную и сульфидно-металлическую части и земные мантийные породы представляют собой силикатную часть каменных метеоритов. В связи с этим можно заметить, что в гранатовых перидотитах по сравнению с хондритами несколько увеличено количество относительно легкоплавких литофильных элементов: Ba, Sr, Th, U, TR, Ti, Zr, зато содержание тугоплавких сидерофильных и халькофильных элементов понижено. По-видимому, первичная дифференциация хондритового вещества может местами усиливаться. Так, если сравнить с хондритами мантийные эклогиты, то в последних содержание литофильных элементов еще больше увеличивается, а сидерофильных уменьшается.

Сравнение средних анализов главнейших представителей мантийных пород показывает, что распределение химических элементов в верхней мантии дифференцировано по глубине. Малоглубинные альпийнотипные, среднеглубинные шпинелевые и наиболее глубинные гранатовые гипербазиты различаются по своему химическому составу. Так, уже силикатные анализы показывают, что альпийнотипные гипербазиты по сравнению с гранатовыми содержат меньше кремнезема, количество алюминия уменьшается в них в 1,5 раза, а кальция — в 2 раза. Очень большая разница устанавливается в распределении щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов. Так, при сравнении с гранатовыми перидотитами в шпинелевых гипербазитах перечис-

ленные элементы уменьшаются в 4 раза, а в альпинотипных гипербазитах — в 10–30 раз.

Существует естественное объяснение обедненности малоглубинных гипербазитов литофильными элементами. Оно заключается в том, что шпинелевые перидотиты и альпинотипные гипербазиты считаются остаточными продуктами после выплавления базальтов. Становясь на такую точку зрения, следует пояснить, что механизмом простого селективного выплавления вряд ли можно добиться многократного обеднения силикатного остатка литофильными компонентами. Известно, что коэффициенты распределения компонентов между рас-

плавом и кристаллами ($K = \frac{\text{концентрация элемента в кристаллах}}{\text{концентрация элемента в расплаве}}$) обычно

невелики и отличаются от единицы на десятые или сотые доли. В результате одноактного процесса частичного плавления нельзя получить разницы в распределении компонентов в многократной степени. Можно обратиться к механизму зонной плавки и предположить, что частичное плавление перидотитов повторялось многократно, и, хотя каждый акт частичного плавления давал небольшой эффект, их суммирование привело к значительному уменьшению литофильных компонентов в гипербазитах. Если остановиться на таком объяснении, то следует предполагать, что процесс частичного подплавления альпинотипных гипербазитов многократно повторялся, причем каждый раз с обогащением и удалением ничтожнейших порций базальтового расплава. Такой механизм нам представляется неоправданно сложным и неосуществимым из-за трудностей многократного удаления интерстициального силикатного расплава. Вместо этого нами предлагается механизм кислотного выщелачивания, когда восстановленный флюидный раствор, обогащенный кислотными компонентами, выщелачивает щелочные элементы из гипербазита, причем эффект может достигать многократной степени¹.

Для следующей группы элементов — Ca, Al, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta — не наблюдается столь резкой разницы в распределении между отдельными представителями мантийных пород. Так, по сравнению с гранатовыми перидотитами в шпинелевых и альпинотипных гипербазитах уменьшается количество титана и циркония в 1,4 раза, ниобия — в 1,8, тантала — в 1,6, алюминия — в 1,5, кальция — в 1,8 раза. Такое небольшое уменьшение перечисленных элементов в шпинелевых перидотитах и альпинотипных гипербазитах можно связать с процессом выплавления базальтов. Как видно, коэффициенты обедненности остаточных перидотитов невелики. Кроме того, в выплавляемых базальтах отношения близких по химическим свойствам элементов Ti/Zr, Nb/Ta оказываются смещенными в пользу более легкоплавких членов, а не в пользу элементов с более основными свойствами. А значит, особенности дифференциации таких элементов, как Ca, Al, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, не противоречат механизму селективного плавления.

Наконец, в распределении сидерофильных (Fe, Sc, V, Mn, Cr, Co, Ni) и халькофильных элементов (Au, Cu) между отдельными представителями мантийных пород не устанавливается существенной разницы. В гранатовых, шпинелевых перидотитах и альпинотипных гипербазитах устанавливаются близкие средние цифры для этих элементов. Только относительно легкоплавким ванадием альпинотипные гипербазиты чуть обеднены. Возможно, дальнейшие исследования наметят разницу в распределении сидерофильных элементов в разном глубинных представителях мантийных пород, но имеющиеся данные не позволяют говорить об отчетливой дифференциации сидерофильных элементов в силикатной верхней мантии.

¹Заметим, что такой эффект подтвержден сейчас экспериментально (Фролова, Глазунов, Новиков, 1973).

Говоря о химическом составе верхней мантии Земли, следует иметь в виду, что она претерпела сложный путь развития и ее современное химическое строение не отвечает первичному. Можно выделить три крупных этапа эволюции мантийного вещества и соответственно обособить три возможных варианта среднего химического состава верхней мантии.

1. По-видимому, первому этапу аккумуляции космического и метеоритного материала в мантии отвечает хондритовый состав. Большое химическое сходство хондритов с земными мантийными породами говорит о правомерности хондритовой модели для среднего состава первичной мантии Земли.

2. Хондритовый материал в глубинах Земли претерпел дифференциацию, из него обособилась тяжелая сульфидно-металлическая часть и менее тяжелая силикатная часть, соответствующая составу гранатового перидотита. Гранатовый перидотит по сравнению с хондритом несколько обогащен литофильными элементами и сильно обеднен сидерофильными и халькофильными элементами.

Следует заметить, что, хотя в гранатовых перидотитах по сравнению с хондритами отмечается некоторая обогащенность всеми литофильными элементами, содержание щелочей Li, Na, K, Rb, Cs оказывается одинаковым. Возможно, обособляющаяся сульфидно-металлическая фаза содержит столько же щелочей, сколько и гранатовый перидотит, и следовательно, сульфидно-металлическое ядро может содержать достаточно большое количество щелочей, в частности калия. Так, в хондритах отношение $K/U = 7 \cdot 10^4$, а в гранатовых перидотитах $8,6 \cdot 10^3$; если считать, что по сравнению с хондритами в гранатовых перидотитах уран увеличивается в 10 раз, а калий остается на таком же уровне, то можно предполагать, что тяжелый сульфидно-металлический остаток должен резко обедняться ураном, но сохранять в своем составе достаточно большое количество калия, такое же, как в хондритах.

Верхняя мантия глубже 75 км сложена главным образом гранатовыми перидотитами, поэтому средний состав гранатового перидотита можно считать средним составом верхней мантии на глубине свыше 75 км.

3. Наконец, мы знаем, что самые верхи мантии претерпели дифференциацию, часть элементов была вынесена в кору. Остаточные ультраосновные породы — шпинелевые перидотиты и альпинотипные гипербазиты — обеднены целым рядом литофильных элементов. Их состав отличается от исходного вещества гранатовых перидотитов. Поэтому, если мы хотим говорить о среднем составе современного мантийного вещества от поверхности М до глубины 150–200 км, то необходимо учесть и состав пород, слагающих самые верхи мантии. Поскольку вопрос процентного соотношения мантийных пород сложен, то следует остановиться на самых простых соотношениях. Следует иметь в виду, что альпинотипные гипербазиты распространены в самых верхах мантии не повсеместно. Так, на древних платформах и среди ксенолитов в трубках аналогов альпинотипных гипербазитов нет. А в подвижных поясах это обычный член разреза. Поэтому следует говорить о локальном распространении альпинотипных гипербазитов. Более широко распространены шпинелевые перидотиты. Наконец, гранатовые перидотиты — наиболее распространенные породы в верхней мантии. Подсчитывая средний состав верхней мантии, мы приняли следующие соотношения: 5 частей гранатового перидотита, 3 части шпинелевого перидотита, 1 часть альпинотипного гипербазита и 1 часть эклогита. Подсчитанный средний состав мантии в интервале глубин от 40 до 150 км приведен в табл. 56.

Таким образом, в табл. 56 представлены три возможных варианта состава мантийного вещества: 1) средний хондрит как исходное вещество при образовании мантии Земли; 2) средний гранатовый перидотит как средний состав мантии на глубине свыше 75 км и 3) средний состав континентальной мантии с учетом ее дифференцированного строения от поверхности Мохоровичича до глубины 150 км, т.е. до поверхности астеносферы.

В геологической литературе имеются данные по среднему составу коры как в отношении распределения главных элементов, так и по распределению микроэлементов. Поскольку строение коры неоднородно и плохо изучено, то ее состав невозможно определить с большой точностью. Поэтому при всех попытках расчета химического состава коры приходится исходить из какой-то рабочей гипотезы или модели, которая определяет метод подсчета среднего состава коры. Из очень своеобразной гипотезы исходил Гольдшмидт (Coldschmidt, 1933), который считал, что ледниковые глины являются продуктом механической эрозии всех земных пород и поэтому могут считаться химическим эквивалентом среднего состава коры. Последующие исследования выявили, что при образовании глин все же проявились процессы осадочной дифференциации, в том числе и химической, в частности сорбция калия глинистыми частицами.

Другие подсчеты среднего состава коры исходили из ее магматической модели. Магматическая модель опирается на гипотезу, что кора создается магматическими процессами и сложена магматическими породами. Осадочные породы, как вторичные, могут не приниматься во внимание. Так, Кларк и Вашингтон (Clark, Washington, 1924) собрали 5159 анализов изверженных пород, подсчитали их средний состав и приравнивали его к среднему составу коры. Замечания последующих исследователей против такого подхода сводились к тому, что редким типам пород придавалось такое же значение, как и наиболее распространенным. Кроме того, ошибка могла таиться в том, что редкие типы пород анализируются чаще, чем обычные. Несколько другой путь использовал Полдervарт с сотрудниками (Poldervaart, 1955; Poldervaard, Green, 1959), который пользовался сложной моделью коры, выделяя океанические и субокеанические зоны, зоны подвижных областей и зоны континентального основания с учетом их площадного распространения. Средний состав коры вычислен только для главных элементов и соответствует гранодиориту.

Для малых элементов обобщения прежде всего касались вычисления их среднего содержания в главных типах пород: ультрабазитах, базальтах и гранитах (Виноградов, 1956, 1962б; Wedepohl, 1956; Taylor, 1964а). Из-за ограниченных материалов магматические модели среднего содержания микроэлементов в коре более просты. Так, Тейлор (Taylor, 1964а) приравнивал состав коры к одной части гранита и одной части базальта. А.П. Виноградов исходил, по-видимому, из более правомерных пропорций: двух частей гранита и одной части базальта.

Имеются данные по определению химического состава, в том числе и распределению малых элементов для крупных обнаженных участков коры: для Финляндии (Sederholm, 1925), Норвегии (Barth, 1961), Канадского щита (Shaw et al., 1967), Шотландии (Holland, Lambert, 1972). Большинство таких данных характеризует химический состав верхней части коры, ее гранито-гнейсового слоя. Оставалось неясным, можно ли распространять эти данные на всю кору, особенно на ее глубокие части.

Оценивая химический состав континентальной коры, мы исходим из ее метаморфической модели, считая, что геофизический "базальтовый и гранитный" слой консолидированной коры сложены не базальтами и не гранитами, а сложными гетерогенными комплексами метаморфических пород. В этом существенное отличие нашей геохимической модели коры от предшествующих. Для своего времени магматические модели коры отвечали накопленным фактическим данным и отражали существующие взгляды на состав коры. В последние годы представления о составе коры были углублены в связи с огромной работой по изучению метаморфических комплексов, слагающих глубинные этажи консолидированной коры. Появились данные по минералогическому, петрографическому и химическому составу глубинных метаморфических комплексов. Такие данные заставляют пересмотреть представления о составе континенталь-

ной коры и перейти от магматической ее модели к метаморфической. Конечно, аналитических данных для метаморфической модели еще немного, но прогресс в этой области должен определяться совершенством модели, а не количеством анализов.

В представлениях о глубинном строении коры следует опираться на геофизические данные и говорить о ее двухслойном строении.

Нижний — гранулит-базитовый — слой по своему строению неоднороден. Для континентальных платформ к главной составляющей этого слоя относятся комплексы метаморфических пород гранулитовой фации. В его нижней части можно выделить гораздо меньшую по объему толщу пород основного состава, относящихся к субфации эклогитоподобных пород, переходных от гранулитовой фации к фации мантийных эклогитов. В подвижных поясах гранулит-базитовый слой могут слагать толщи габброидов и амфиболитов, а также захороненные офолитовые комплексы. Мы называем нижний слой консолидированной коры гранулит-базитовым, потому что метаморфические комплексы гранулитовой фации являются преобладающими в его составе.

Особенности метаморфических процессов в комплексах пород гранулитовой фации указывают на то, что метаморфические преобразования происходят без привноса и выноса компонентов и имеют в основном изохимический характер, а значит, химический состав гранулит-базитового слоя определяется составом первично-магматических и первично-осадочных пород. В гранулитовых толщах Анабарского и Алданского щитов преобладающим распространением пользуются эндербиты (пироксеновые плагиогнейсы), пироксеновые основные кристаллические сланцы и гранулиты. Высокоглиноземистые, известковисто-силикатные и карбонатные породы пользуются гораздо меньшим распространением. Геохимические данные (особенности распределения малых элементов) показывают, что только высокоглиноземистые и известково-силикатные породы, несомненно, могут быть отнесены к первично-осадочным породам. Остальные метаморфические породы — основные кристаллические сланцы, эндербиты и гранулиты — по своим химическим особенностям отличаются от обычных осадочных пород и, наоборот, близки к магматическим — базальтам, андезитам, дацитам. Это значит, что первично гранулитовые толщи Анабарского и Алданского щитов были представлены базальт-дацит-андезитовым магматическим комплексом. Следует отметить, что раньше, учитывая лишь слоистую текстуру гранулитовых толщ, мы полагали, что здесь преобладают осадочные породы (Лутц, 1964). Теперь на основании геохимических данных следует думать о преобладании в гранулитовых толщах первично-вулканогенных пород.

В табл. 57 приведен средний состав метаморфических комплексов гранулитовой фации. Здесь же указаны средние составы гранита, гранодиорита и андезита. Сравнение колонок показывает, что состав гранулит-базитового слоя отличается от состава среднего гранита и гранодиорита, так же как и базальта. В какой-то мере он близок среднему составу андезита, хотя и имеет некоторые отличия от него.

В комплексах с изохимическим типом метаморфических преобразований мы возвращаемся к магматической модели. Но заметим, что комплекс магматических пород, слагающий первичную протокуру возрастом свыше 3 млрд. лет, довольно своеобразен. Здесь преобладающим распространением пользуются химические аналоги континентальных толеитов, андезитов и дацитов при умеренном распространении гранитов.

Верхний — гранито-гнейсовый — слой консолидированной коры также неоднороден по своему строению. Он включает комплексы метаморфических пород низких и средних ступеней, от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации, а также комплексы мигматитов и гранитные ядра молодых складчатых систем.

Происхождение метаморфических комплексов гранито-гнейсового слоя сложное. Как показывают геологические исследования, по генезису они являются суперкрупными, т.е. осадочно-вулканогенными толщами, претерпевшими

Таблица 57. Средний состав континентальной коры

Ком- по- нент	Гранулит-базитовый		Гранито-гнейсо- вый слой		Андезит	Гранодио- рит	Гранит	Состав кон- тинентальной коры
	1	2	1	2				
			Главнейшие		окислы (%)			
SiO ₂	58,2		66,7		59,5	66,9	71,2	62,4
Al ₂ O ₃	16,0		15,2		17,2	15,0	14,7	15,6
Fe ₂ O ₃	2,8		1,5		-	-	-	2,1
FeO	4,8		3,1		6,10	3,78	3,24	4,0
MgO	5,3		2,0		3,42	1,57	0,55	3,6
CaO	6,0		3,7		7,03	3,56	2,0	4,9
Na ₂ O	3,2		3,6		3,68	3,84	3,54	3,4
K ₂ O	2,0		3,0		1,60	3,07	4,18	2,5
Щелочные элементы (г/т)								
Li	12	6	20	10	10	25	30	16
Na	24000	4,8	29600	6	27300	28500	26300	26800
K	19000	24	27700	35	13300	25500	34700	23300
Rb	50	15	120	36	31	110	145	85
Cs	1,5	15	4	40	1,3	4	5	2,5
K/Rb	200	-	230	-	430	230	240	275
K/Na	0,8	-	0,9	-	0,5	0,9	1,4	0,86
Na/Li	2000	1500	1500	2730	2730	1100	1200	1600
Rb/Cs	33		30		24	28	29	33
Щелочноземельные элементы (г/т)								
Ca	42000	3	26000	2	50200	25400	14300	34000
Sr	265	5,4	378	8	385	440	285	321
Ba	540	17,4	777	25	270	500	600	658
Ba/Sr	2,0		2,0		0,70	1,14	2,1	2,0
Радиоактивные элементы (г/т)								
Th	2,7	9,2	14,6	52	2,2	10	17	8,6
U	0,7	7	2,0	20	0,69	2,7	4,8	1,3
Th/U	3,8	-	7,3	-	3,2	3,7	3,5	6,6
K/U	2,7 × 10 ⁴	-	1,4 × 10 ⁴	-	1,9 × 10 ³	9,4 × 10 ³	7,2 × 10 ³	1,8 × 10 ⁴
Элементы с большим радиусом и зарядом (г/т)								
Ti	5100	4	3000	2,3	4200	3400	2400	4000
Zr	177	3,5	144	2,9	110	140	180	160
Hf	3,5	2,3	3,0	2,0	2,3	3	4	3,2
Nb	12	1,7	-	-	4,3	-	-	-
Ta	1,2	0,42	-	-	-	-	-	-
Ti/Zr	29	-	21	-	38	24	13	25
Сидерофильные элементы (г/т)								
Sc	-		-		30	14	6	-
V	180	2,0	54	0,6	175	75	40	117
Mn	900	0,9	500	0,5	1200	600	400	700
Cr	70	0,025	55	0,018	56	30	10	62
Co	30	0,27	12	0,1	24	10	2	21
Ni	40	0,026	20	0,008	18	15	4	30
Халькофильные элементы (мг/т)								
Au	4,2	1,0	4,6	1,1	-	-	-	4,4
Cu	4000	-	1500	-	5400	2500	1000	27000

Примечание. 1 - полные химические составы; 2 - составы, нормированные по гранатовому перидотиту.

Средние анализы андезита, гранодиорита и гранита даны по Тейлору (Taylor, 1968).

последующий метаморфизм, гранитизацию и консолидацию. С одной стороны, их химический состав определяется составом исходных осадочных и магматических пород. Но метаморфизм таких пород относится к аллохимическому, т.е. происходит с изменением химического состава под действием ювенильных растворов. Значит, с другой стороны, состав гранито-гнейсового слоя зависит также от вклада вещества, привнесенного метаморфизующими растворами. Прослеживая метаморфические комплексы от низких к высоким ступеням, от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям, мы приходим к предельно метаморфизованным при таком типе метаморфизма породам — мигматитам и гранитам. Поэтому граниты можно считать теми образованиями, в которых влияние второго фактора — привноса вещества — проявлено в максимальной степени.

Многие исследователи прослеживают связи химического состава гранитов с исходным составом вмещающих пород. Но, как отмечает Д.С. Коржинский (1972), на одном уровне глубинности граниты демонстрируют поразительную устойчивость парагенетических соотношений, определяемую постоянной активностью щелочей и выдержанным составом ювенильных трансмагматических растворов. На разных уровнях глубинности режим растворов меняется, поэтому состав гранитов зависит и от глубины становления (Лутц, 1974б). Таким образом, химический состав ультраметаморфических продуктов в гранито-гнейсовом слое определяется тремя факторами: 1) составом первичных осадочно-вулканогенных пород, 2) составом ювенильных подкоровых растворов, 3) глубиной становления.

Поскольку в состав гранито-гнейсового слоя входят не только граниты, но и метаморфические комплексы низких ступеней метаморфизма с преимущественно натровым характером метаморфических преобразований, то средний состав гранито-гнейсового комплекса отличается от гранитного. Сравнение среднего состава гранито-гнейсового слоя со средними составами магматических пород показывает, что он ближе всего отвечает среднему гранодиориту или является промежуточным между гранитом и гранодиоритом.

Рассматривая распределение химических элементов в двухслойной коре, мы видим, что состав гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев различен. Это обусловлено, по-видимому, различием ведущих химических процессов при формировании каждого слоя. Химический состав гранулит-базитового слоя определяется прежде всего магматическими процессами — выплавлением серии глубинных магм от толеитов до андезитов и дацитов, излиянием их на поверхность и формированием первичной базальт-андезитовой протокоры очень древнего возраста. Последующее захоронение этой коры и региональный метаморфизм не изменяют существенно химического состава гранулит-базитового слоя. Поэтому магматический способ дифференциации мантийного вещества является определяющим при формировании гранулит-базитового слоя. Процессы, принимающие участие в формировании гранито-гнейсового слоя, несколько иные. Сначала гранито-гнейсовый слой также формируется как осадочно-вулканогенная толща. Но метаморфизм этой толщи уже относится к другому типу — аллохимическому метаморфизму, обусловленному подкоровыми растворами, привносящими в метаморфическую толщу целый ряд элементов, в результате чего осадочно-вулканогенная толща гранитизируется и существенно изменяет свой состав. Можно полагать, что различия в составе гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев обуславливаются главным образом различиями в типах их метаморфизма и, значит, тем вкладом вещества в гранито-гнейсовый слой, который вносят ювенильные подкоровые растворы.

Общий состав континентальной коры мы получаем, складывая составы гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев в равных соотношениях.

Дифференциация мантийного и корового вещества

Чтобы обсудить вопрос о дифференциации мантийного и корового вещества в процессе становления континентальной коры, следует сравнить составы гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев с наименее дифференцированным мантийным материалом — гранатовым перидотитом. Для этого состав гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев следует представить в цифрах, нормированных по гранатовому перидотиту. Такие цифры приведены в табл. 57; они показывают, насколько коровый материал обогащен или обеднен тем или иным элементом по сравнению с верхней мантией.

Сравнение химического состава гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев континентальной коры с гранатовыми перидотитами обнаруживает ряд особенностей и закономерностей. Так, можно прийти к выводу, что химические элементы распределяются в коре и верхней мантии резко дифференцированно. По сравнению с мантией кора очень сильно обогащена щелочными, щелочноземельными, редкоземельными и радиоактивными элементами. Другие элементы, такие, как Al, Ca, Ti, Zr, Hf, Nb, обогащают кору в умеренной степени, наконец, сидерофильными и халькофильными элементами земная кора обеднена. Целый ряд закономерностей можно обнаружить и внутри каждой группы элементов. Более наглядно некоторые особенности дифференциации мантийного вещества можно представить на графиках.

Особенности распределения щелочных элементов в коре и мантии представлены на рис. 27. По сравнению с мантийным гранатовым перидотитом гранулит-базитовый слой обогащен щелочами более чем в 10 раз. Еще в большей степени щелочи накапливаются в гранито-гнейсовом слое. Можно видеть также, что накопление сильных щелочей K, Rb, Cs происходит исключительно интенсивно и тем больше, чем выше щелочные свойства элементов.

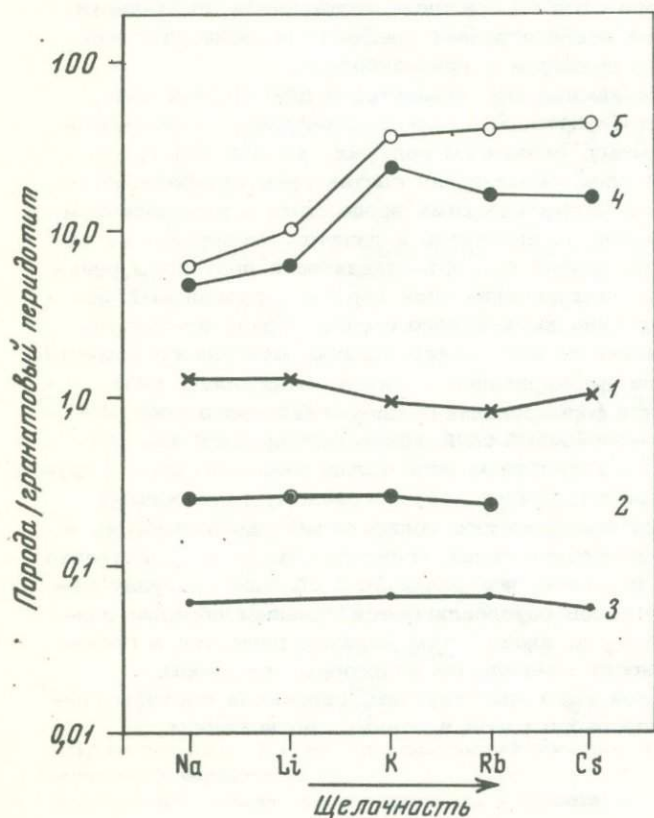
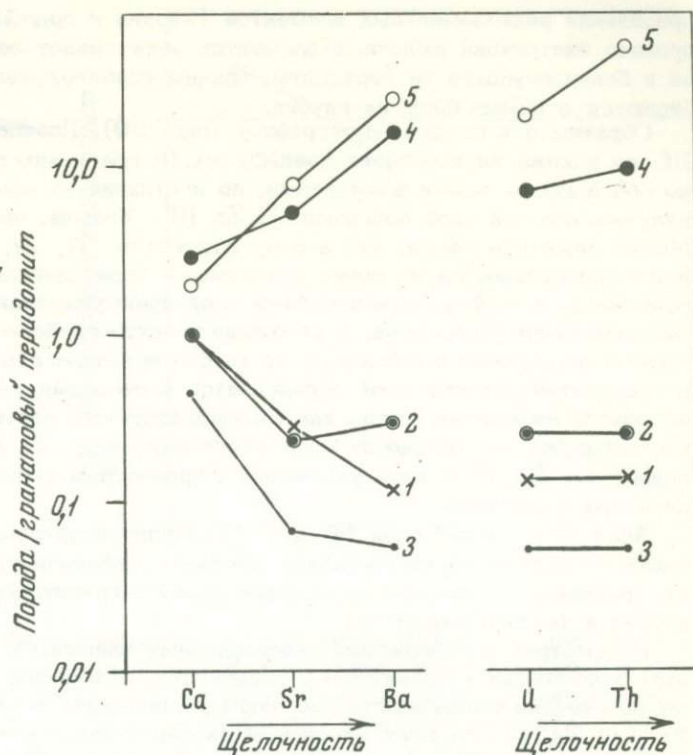


Рис. 27. Нормированное распределение щелочей в мантийных и коровых породах

1 — хондрит; 2 — шпинелевый перидотит; 3 — альпийский гипербазит; 4 — гранулит-базитовый слой; 5 — гранито-гнейсовый слой

Рис. 28. Нормированное распределение щелочноземельных и радиоактивных элементов в мантийных и коровых породах

Условные обозначения см. на рис. 27



Распределение щелочноземельных и радиоактивных элементов представлено на рис. 28. Эти элементы также интенсивно накапливаются в коре, причем в гранито-гнейсовом слое больше, чем в гранулит-базитовом. В парах Sr-Ba и Th-U устанавливается преимущественное накопление элемента с более сильными основными свойствами, в первой паре — бария, во второй — тория, т.е. их дифференциация коррелируется с кислотно-щелочными свойствами элементов. Причем именно на этих парах элементов можно видеть, что ни гравитационный, ни температурный эффекты не играют роли в дифференциации этих элементов. Так, в паре Sr-Ba в коре преимущественно накапливается тяжелый барий, а в паре Th-U — более тугоплавкий торий. В то же время, как и в предыдущей группе щелочных элементов, эффект накопления коррелируется с кислотно-основными свойствами элементов. Аналогичная картина наблюдается и в распределении редких земель.

Для щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов можно сделать ряд общих выводов. Все перечисленные элементы накапливаются в коре, причем в гранито-гнейсовом слое больше, чем в гранулит-базитовом. Во всех группах элементов накопление сильных оснований возрастает, причем в гранито-гнейсовом слое больше, чем в гранулит-базитовом. Их накопление однозначно коррелируется с кислотно-основными свойствами. В то же время механизмы гравитационного или температурного их разделения оказываются неприемлемыми.

Как можно видеть из графиков (см. рис. 27, 28), мантийные остаточные породы — шпинелевые перидотиты и альпинотипные гипербазиты — обеднены щелочными, щелочноземельными и радиоактивными элементами. Однако их линии не являются зеркальным отражением коровых линий, т.е. по распределению рассматриваемых элементов породы не являются дополнительными. И шпинелевые перидотиты, и альпинотипные гипербазиты равномерно обеднены всеми элементами, тогда как коровый материал резко обогащен наиболее щелочными элементами. Такая особенность давно была замечена еще на графиках рас-

пределения редкоземельных элементов (Хэскин и др., 1968). По-видимому, процесс экстракции щелочных элементов захватывает не только верхи мантии, но и более глубокие ее горизонты, причем наиболее щелочные элементы собираются с самых больших глубин.

Обратимся к следующему графику (рис. 29). Поведение элементов Ti, Zr, Hf не похоже на поведение предыдущих. По сравнению с мантией кора несколько обогащается этими элементами, но в отличие от предыдущих диаграмм гранулит-базитовый слой обогащен Ti, Zr, Hf больше, чем гранито-гнейсовый. Можно заметить также, что в ряду элементов Ti, Zr, Hf в коре преимущественно накапливаются не более основные, а более легкоплавкие элементы. Если вспомнить, что гранулит-базитовый слой преимущественно сложен первично-магматическими породами, а геохимия гранито-гнейсового слоя определяется метаморфизирующими растворами, то можно предполагать, что вклад Ti, Zr, Hf в гранулит-базитовый слой определяется процессами выплавления силикатных расплавов из мантии, тогда как метаморфизирующие растворы, по-видимому, не экстрагируют, не переносят и не обогащают кору Ti, Zr, Hf. Значит, накопление Ti, Zr, Hf в коре управляется процессами селективного плавления силикатных расплавов.

Аналогично ведут себя Nb и Ta. Гранулит-базитовый слой несколько обогащен относительно легкоплавким ниобием и обеднен тугоплавким танталом. По сравнению с гранулит-базитовым слоем в гранито-гнейсовом содержание ниобия и тантала снижается.

Рассматривая содержание сидерофильных элементов в коре по нормированным отношениям к гранатовому перидотиту, можно все сидерофильные элементы по степени обедненности ими коры расположить в следующем порядке: V, Fe, Mn, Co, Mg, Cr, Ni. Если процессом дифференциации этих элементов управляет механизм селективного выплавления, то, по-видимому, это ряд тугоплавкости силикатных соединений этих элементов.

Распределение сидерофильных элементов в коре по сравнению с мантией показано на рис. 30. На диаграмме можно видеть, что гранулит-базитовый слой несколько обогащен относительно легкоплавкими V, Fe и резко обеднен тугоплавким Cr, Co, Ni, Mg; промежуточную позицию занимает Mn. Гранито-гнейсовый слой обеднен сидерофильными элементами еще больше, чем гранулит-базитовый, поэтому можно полагать, что метаморфизирующие растворы не экстрагируют и не выносят из мантии Cr, Co, Ni.

Поведение халькофильных элементов Au, Cu схоже с поведением сидерофильных. Кора ими обеднена, причем гранито-гнейсовый слой обеднен больше, чем гранулит-базитовый.

Таким образом, подводя итоги, можно видеть, что распределение химических элементов в коре и мантии очень дифференцировано.

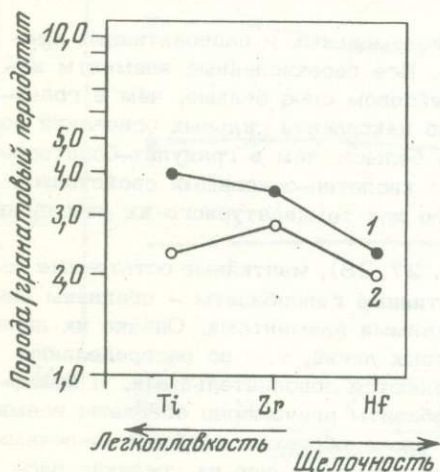
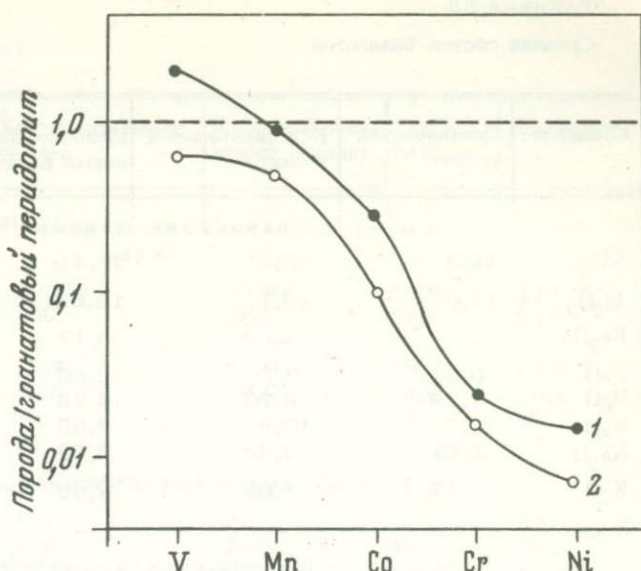


Рис. 29. Нормированное распределение титана; циркония и гафния в коре

1 - гранулит-базитовый слой; 2 - гранито-гнейсовый слой

Рис. 30. Нормированное распределение сидерофильных элементов

Условные обозначения см. на рис. 29



В формировании гранулит-базитового и гранито-гнейсового слоев есть и общие черты. Дометаморфическая их история сходна, первоначально оба они формируются как осадочно-вулканогенные комплексы. Поэтому магматические процессы являются первыми в дифференциации мантийного вещества и наращивании континентальной коры. Необходимо подробно остановиться на химических особенностях мантийных магм и дифференциации мантийного вещества в результате магматических процессов.

В предыдущих главах рассмотрены геохимические особенности распределения элементов в главнейших магматических породах основного состава: океанических и континентальных толеитах, щелочных оливиновых базальтах, кимберлитах и калиевых базальтах. Как показано в главе 2, существует много доводов в пользу того, что генерация магм этих пород происходит на различной глубине: толеитов — 20–50 км, щелочных оливиновых базальтов — 50–100, кимберлитов — 150–200, калиевых базальтов — 200–300 км. В табл. 58 сведены все геохимические данные по этим породам и выведены средние их составы. Различия химических составов рассматриваемых основных пород можно прежде всего связать с различной глубиной выплавления, и здесь можно выявить целый ряд очень важных закономерностей.

Поскольку речь идет о дифференциации мантийного вещества в результате магматических процессов, то исследование лучше всего проводить на диаграммах, где состав базальтов выражен через нормированные значения по отношению к гранатовому перидотиту. Такие цифры сразу показывают, какими элементами и насколько обогащается или обедняется магматический расплав относительно среднего состава мантийного вещества.

На рис. 31 представлена диаграмма распределения щелочных элементов в магматических породах. Можно видеть, что с глубиной выплавления от толеитов к щелочным оливиновым базальтам, кимберлитам и калиевым базальтам увеличивается содержание в магмах всех щелочных элементов, и особенно сильных щелочей K, Rb, Cs. И только в океанических толеитах, малоглубинных и насыщенных кремнеземом породах тенденция меняется на обратную: щелочи почти не накапливаются, а их распределение свидетельствует о преобладании более кислотных членов, а не более щелочных. Одновременно накапливается кремнезем и появляются кварцсодержащие разновидности толеитов.

Аналогичное строение имеют диаграммы распределения Sr–Ba, Th–U (рис. 32). С глубиной генерации магм от толеитов к щелочным оливиновым

Таблица 58

Средний состав базальтов

Компонент	Океанический толеит	Континентальный толеит	Щелочно-оливиновый базальт	Калиевый базальт	Кимберлит
		Главнейшие окислы (%)			
SiO ₂	49,3	48,9	47,41	44,30	27,64
Al ₂ O ₃	17,0	15,7	18,62	17,00	3,17
Fe ₂ O ₃	-	-	4,17	3,59	5,40
FeO	8,61	10,7	5,80	6,71	2,75
MgO	7,19	8,70	4,79	6,05	24,31
CaO	11,7	10,8	8,65	7,85	14,13
Na ₂ O	2,73	2,32	3,99	3,90	0,20
K ₂ O	0,17	1,02	1,66	7,33	1,35
П.п.п.	-	-	-	-	18,73
		Щелочные элементы (г/т)			
Li	9	10	11	24	20
Na	17200	20300	30000	29000	1640
K	1400	8500	13800	60450	11300
Rb	1,2	20	33	430	55
Cs	0,016	0,5	2	50	3,0
K/Rb	1170	425	418	140	200
K/Na	0,09	0,41	0,46	2,1	7,0
Na/Li	1900	2030	1250	1200	820
Rb/Cs	70	40	16	8,6	18
		Щелочноземельные элементы (г/т)			
Ca	83400	77200	60550	55000	99000
Sr	123	450	669	1500	600
Ba	18,7	244	500	5180	920
Ba/Sr	0,15	0,54	0,74	3,4	1,5
		Радиоактивные элементы (г/т)			
Th	0,18	0,4	4,61	40,0	21,3
U	0,10	0,2	1,14	6,0	1,9
Th/U	1,8	2,0	4,0	6,6	11,0
K/U	$1,4 \times 10^4$	$4,2 \times 10^4$	$1,2 \times 10^4$	$1,0 \times 10^4$	$0,6 \times 10^4$
		Редкоземельные элементы (г/т)			
La	4,3	17	47	110	80,2
Ce	15	66	-	235	138
Pr	2,5	8,5	14,6	23	16,4
Nd	14,0	32	-	100	74,3
Sm	4,7	6,9	15	13,5	10,1
Eu	1,8	2,7	9	1,5	2,3
Gd	7,1	5,9	4,4	9,0	6,5
Tb	1,4	1,08	1,17	0,5	0,53
Dy	-	-	-	5,0	4,18
Ho	1,7	1,11	1,4	-	0,53
Er	4,8	3,3	2,8	1,5	1,37
Tm	0,8	0,44	-	-	0,23
Yb	4,0	2,7	3,0	0,5	1,28
Lu	0,7	-	-	-	0,20
Y	40	25	30	-	8,1
ΣTR	103	170	130	-	345

Таблица 58 (окончание)

Компонент	Океанический толеит	Континентальный толеит	Щелочно-оливиновый базальт	Калиевый базальт	Кимберлит
Элементы с большим радиусом и зарядом (г/т)					
Ti	8100	10900	17900	4700	11500
Zr	90	130	285	175	310
Hf	2	2	3,5	-	-
Nb	-	5,4	61,0	39,7	98,4
Ta	-	0,5	5,0	3,6	6,4
Ti/Zr	90	80	62	27	37
Nb/Ta	-	12	12	11	17
Сидерофильные элементы (г/т)					
Sc	60	33	26	-	20
V	290	250	244	44	140
Mn	1300	1300	1100	1100	1200
Cr	300	162	127	92	1000
Co	32	40	32	38	75
Ni	100	85	76	40	940
Халькофильные элементы (мг/т)					
Au	0,77	4,0	10,0	6,3	4,2

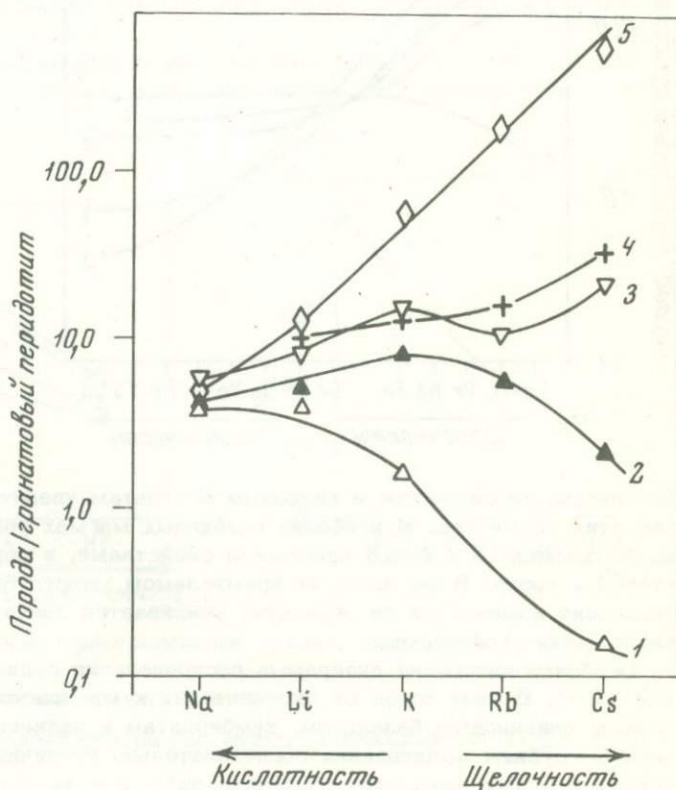


Рис. 31. Нормированное распределение щелочей в базальтах

1 — океанический толеит; 2 — континентальный толеит; 3 — щелочной оливиновый базальт; 4 — кимберлит; 5 — калиевый базальт

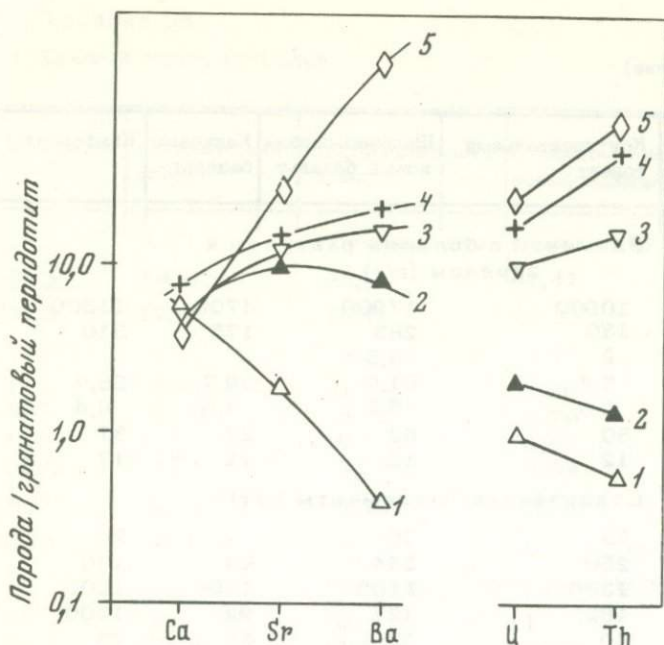


Рис. 32. Нормированное распределение щелочноземельных и радиоактивных элементов в базальтах

Условные обозначения см. на рис. 31.

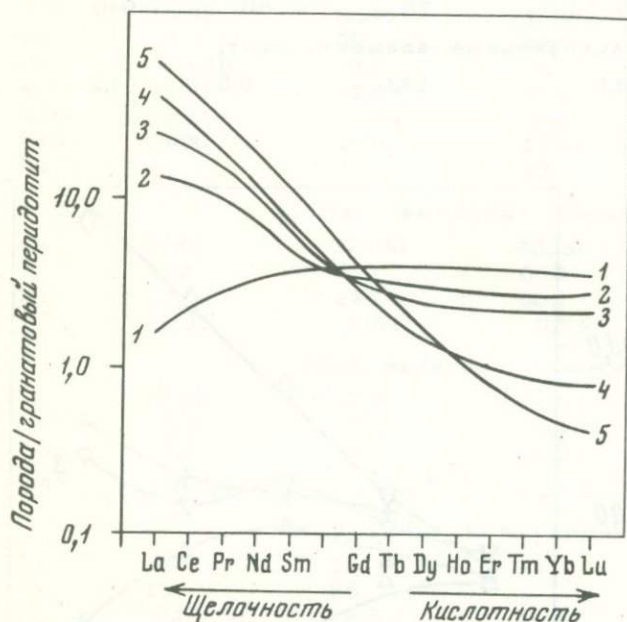


Рис. 33. Нормированное распределение редкоземельных элементов в базальтах

1 - океанический толеит; 2 - континентальный толеит; 3 - щелочной оливиновый базальт; 4 - кимберлит; 5 - калиевый базальт

базальтам, кимберлитам и калиевым базальтам увеличивается общее содержание этих элементов. В наиболее глубинных магмах резко усиливается содержание элементов с более основными свойствами, в первой паре - бария, во второй - тория. В насыщенных кремнеземом малоглубинных толеитах общая тенденция изменяется на обратную, усиливается значение элементов с более кислотными свойствами.

Особенно интересна диаграмма распределения редкоземельных элементов (рис. 33). В ряду пород от океанических к континентальным толеитам, щелочным оливиновым базальтам, кимберлитам и калиевым базальтам с увеличением глубины выплавки последовательно увеличивается содержание основных цервовых элементов из начала ряда, и в этом ряду последовательно

снижается содержание редких земель, обладающих более кислотными свойствами, из конца ряда. Можно также заметить, что у более глубоких магм увеличивается контрастность распределения редких земель. У кимберлитов и калиевых базальтов наиболее велика разница в распределении редкоземельных элементов из начала и конца ряда. Наконец, на диаграмме видно, что если все базальты концентрируют преимущественно наиболее основные щелочные земли, и тем больше, чем глубже они выплавляются, то в насыщенных толеитах, наоборот, несколько повышены содержания редких земель с кислотными свойствами из конца ряда.

Диаграмма распределения Ti, Zr, Hf (рис. 34) отличается от предыдущих. От океанических к континентальным толеитам и к щелочным оливиновым базальтам происходит накопление Ti, Zr, Hf, но в более глубоких кимберлитах и калиевых базальтах содержания этих элементов падают. Причем в основных магмах происходит преимущественное накопление не более основных Zr и Hf, а более легкоплавкого титана. Можно заметить, что в ряду базальтов от океанических к континентальным толеитам, щелочным оливиновым базальтам, кимберлитам и калиевым базальтам последовательно изменяется наклон линий, соединяющих точки титана и циркония. Одновременно из табл. 58 можно видеть, что в этой же последовательности уменьшается отношение Ti/Zr. Такая особенность свидетельствует о том, что селективность выплавления титана и циркония с глубиной уменьшается. В самых глубоких магмах титан и цирконий выплавляются одинаково.

То обстоятельство, что поведение титана и циркония отличается и даже противоположно поведению щелочных элементов, хорошо видно на диаграмме (рис. 35). В ряду разноглубинных магм от океанических к континентальным толеитам, щелочным оливиновым базальтам, кимберлитам и калиевым базальтам эффект экстракции и обогащения наиболее сильными щелочами усиливается, так как отношение Rb/K увеличивается. И в этом же ряду эффект селективного выплавления более легкоплавкого титана по сравнению с цирконием (отношение Ti/Zr) уменьшается.

Базальты обеднены сидерофильными элементами по сравнению с мантийными породами. Как для коры в целом, так и для базальтов и кимберлитов норми-

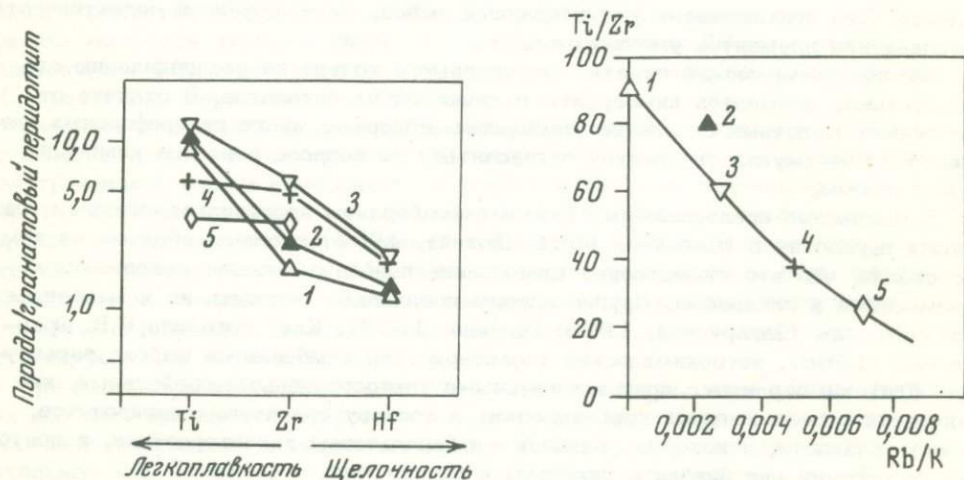


Рис. 34. Нормированное распределение титана, циркония и графния в базальтах

Условные обозначения см. на рис. 31

Рис. 35. Корреляционная диаграмма между соотношениями Ti/Zr и Rb/K для базальтов

Условные обозначения см. на рис. 31

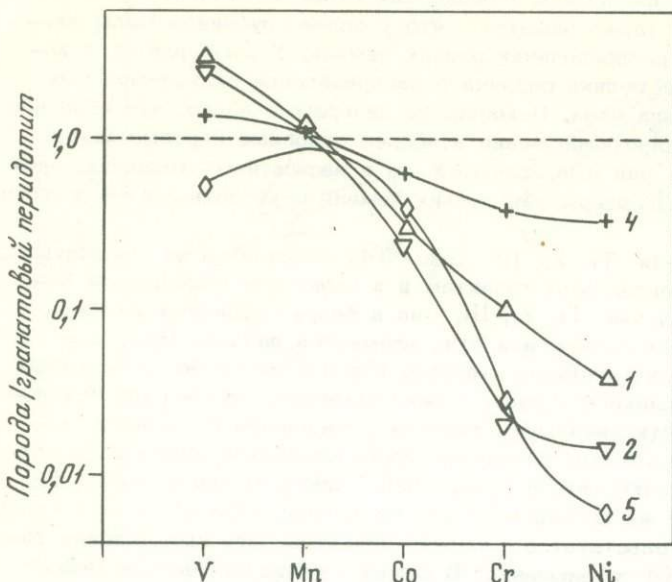


Рис. 36. Нормированное распределение сидерофильных элементов в базальтах

Условные обозначения см. на рис. 31

рованные отношения сидерофильных элементов по гранатовому перидотиту предполагаются в следующий ряд: V – Fe – Mn – Co – Mg – Cr – Ni. По-видимому, это ряд тугоплавкости соответствующих силикатных соединений перечисленных элементов.

На рис. 36 показано распределение сидерофильных элементов в базальтовых породах. Можно видеть, что базальты несколько обогащены относительно легкоплавкими V, Fe, Mn и обеднены тугоплавкими Co, Mg, Cr, Ni. Заметим, что малоглубинный океанический толеит больше всего обогащен легкоплавким ванадием и меньше всего обеднен тугоплавкими Cr и Ni. В более глубинных щелочных базальтах контрастность распределения сидерофильных элементов снижается. Это подтверждает уже сделанный вывод, что с глубиной селективность выплавления элементов уменьшается.

На диаграмме можно видеть, что впервые и только по распределению сидерофильных элементов кимберлиты отличаются от базальтов. В отличие от глубинных щелочных базальтов кимберлиты содержат много сидерофильных элементов. Поэтому здесь следует остановиться на вопросе генезиса кимберлитовой магмы.

Большинство исследователей считают кимберлиты эффузивным аналогом слюдяных перидотитов (Соболев, 1951; Дютойт, 1957) главным образом на том основании, что это существенно оливиновая порода с низким содержанием кремнезема и глинозема. Другие авторы предлагают относить их к щелочным базальтоидам (Заварицкий, 1955; Гапеева, 1958). Как показала Е.В. Францессон (1968), петрохимические характеристики кимберлитов широко варьируют. Есть кимберлиты с ярко выраженными ультраосновными свойствами, химический состав которых приближает их к составу гранатовых перидотитов, а есть разности, в которых усиливаются базальтовые характеристики, и поэтому по составу они близки к пикритам и базанитам.

Как показано в предыдущих главах, по особенностям распределения щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов, а также по распределению Ti, Zr, Hf, Nb, Ta кимберлиты не имеют ничего общего с настоящими мантийными ультраосновными породами и, наоборот, близки щелочным базальтам, занимая промежуточное положение между щелочными оливиновыми базальтами и калиевыми базальтами. В то же время в отличие от базальтов кимберлиты содержат большое количество магния и сидерофильных элементов. Как видно из рис. 36, кимберлиты по распределению

сидерофильных элементов действительно оказываются промежуточными между базальтами и гранатовыми перидотитами.

Нам представляется, что кимберлитовая магма начинает выплавляться в мантии на глубине 150–200 км как силикатная жидкость щелочного калиевого базальта. В силу каких-то особых причин не происходит обособления и отделения этой базальтовой жидкости от тугоплавкого ультраосновного остатка, частично он захватывается базальтовой магмой и выносится на поверхность. В результате кимберлиты, обладая всеми геохимическими особенностями щелочных базальтов, содержат большое количество Mg и тугоплавких сидерофильных компонентов — Cr, Co, Ni, а общий состав кимберлитов оказывается варьирующим от базанитов до ультрабазитов. С особенностями происхождения кимберлитовой магмы тесно связано и происхождение алмазов. Известно (Соболев, 1971), что в алмазе включены минералы остаточной дунит-гарцбургитовой ассоциации. По-видимому, во время выплавления силикатной жидкости щелочно-базальтового состава происходит перекристаллизация (в том числе и собирательная кристаллизация) дунит-гарцбургитового остатка. В этот же момент идет рост крупных кристаллов алмаза, которые захватывают минералы остаточных дунит-гарцбургитов. Впоследствии и алмазы, и часть остаточного гипербазита выносятся кимберлитовой магмой на поверхность. По особенностям распределения подавляющего числа химических элементов — Li, Na, K, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, U, TR, Ti, Zr, Nb, Ta — кимберлиты следует относить к группе щелочных базальтоидов.

На рис. 37 показано в очень обобщенном виде строение континентальной коры и верхней мантии. Здесь же приведены кривые распределения некогерентных элементов — K, Rb, Th, относительно легкоплавких — V, Ti и тугоплавких — Mg, Cr в нормированных значениях по гранатовому перидотиту. Рис. 37 представляет собой предельно упрощенную схему строения и состава континентальной коры и мантии. Он необходим нам для того, чтобы, зная средний состав каждого слоя и его мощность, рассчитать примерный баланс содержаний отдельных элементов и сказать, может ли современная континентальная кора сформироваться за счет дифференциации самой верхней части мантии, или такая дифференциация должна охватывать большие объемы мантийного вещества и проникать на большую глубину. Мы принимаем следующие средние мощности каждого слоя: гранито-гнейсового — 20 км, гранулит-базитового — 20, альпинотипных гипербазитов — 10, шпинелевых перидотитов — 35, гранатовых перидотитов — 200 км.

Умножая отклонения среднего содержания элемента от среднего гранатового перидотита на мощность слоя, мы получаем условные цифры, позволяющие сравнивать массы компонентов в каждом слое, в относительных единицах. Расчеты показывают, что обеднения литофильными элементами самых верхних членов мантии — шпинелевых перидотитов и альпинотипных гипербазитов — недостаточно, чтобы объяснить большую обогащенность коры щелочными, щелочноземельными, редкоземельными и радиоактивными элементами. И значит, дифференциация этих элементов захватывает не только верхи мантии, но и глубокие ее горизонты.

При рассмотрении распределения элементов в мантии, коре и магматических породах, прежде всего бросается в глаза резкая дифференциация щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов и исключительное накопление их в коре, особенно в гранито-гнейсовом слое. Такое поведение этих элементов требует специального объяснения.

Нами (Лутц, 1974а) была высказана гипотеза глубинного кислотного выщелачивания как механизма, объясняющего сильную экстракцию этих элементов из мантии и исключительное накопление их в коре. Необходимо подробно остановиться на этой гипотезе.

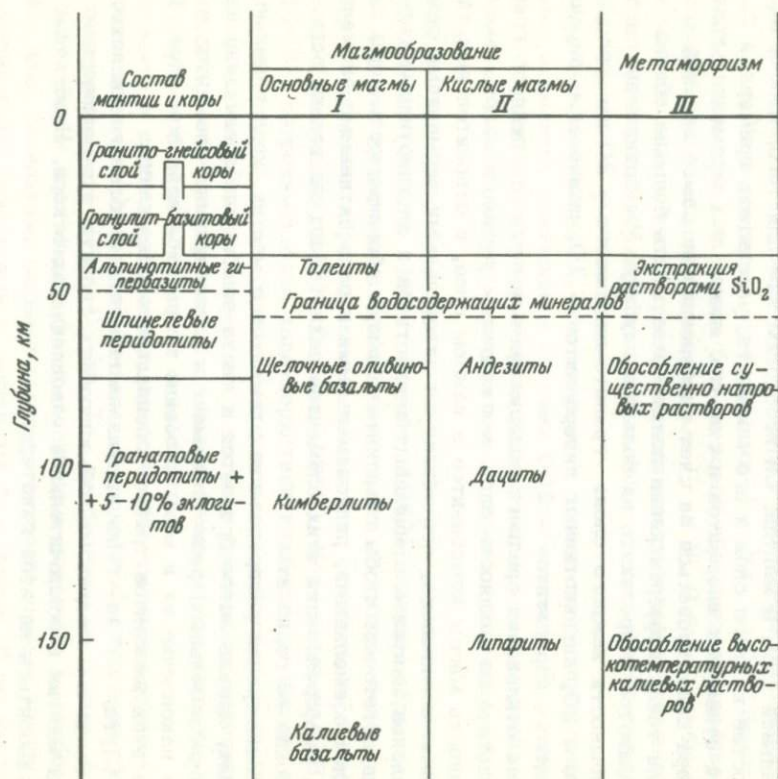


Рис. 37. Схематический разрез верхней мантии и коры континентов

Объяснения см. в тексте

Гипотеза мантийного кислотного выщелачивания как механизма дифференциации щелочных элементов

Факт исключительного накопления щелочных элементов в коре давно обращал на себя внимание. Особое поведение таких элементов, как K, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, U, TR, неоднократно обсуждалось при рассмотрении происхождения базальтовых магм. Известно, что главные типы базальтовых магм образуются при частичном плавлении перидотитов. Этот процесс смоделирован экспериментально. Выплавление элементов из перидотита происходит селективно, расплав обогащается глиноземом, железом, кальцием, в небольшой степени кремнеземом, марганцем, титаном и обедняется магнием, хромом, никелем, кобальтом. Но кроме элементов, подчиняющихся механизму селективного плавления и согласующихся с такими качествами элементов, как легкоплавкость и тугоплавкость, в природных базальтах обнаруживается большая группа элементов, не укладывающихся в модель частичного, селективного плавления. Это K, Na, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, U, TR; они интенсивно накапливаются в глубинных магмах. Такие элементы были названы некогерентными (Green, Ringwood, 1966), поскольку их поведение не согласуется с механизмом частичного плавления или механизмом кристаллизационной отсадки и дифференциации магматического расплава.

В мантийных породах — шпинелевых и гранатовых перидотитах и пироповых эклогитах — некогерентные элементы присутствуют в ничтожных количествах. В магматических породах их содержания увеличиваются в десятки и сотни раз, особенно в глубоко генерированных магмах — щелочных базальтах и кимберлитах. Резкие различия в содержании некогерентных элементов устанавливаются и внутри различных серий магматических пород. Наконец, резкая дифференциация щелочных элементов устанавливается и при сравнении среднего состава континентальной коры и мантии.

При объяснении поведения некогерентных элементов при выплавлении глубинных магм следует учесть два важных обстоятельства: 1) щелочной характер некогерентных элементов, занимающих в ряду кислотно-основных свойств крайне щелочную позицию, и 2) чрезвычайно восстановительный характер мантийной среды, метаново-водородный характер ювенильных растворов и как следствие этого их определенно кислотный характер. Кислотный характер мантийных флюидов должен приводить к выщелачиванию оснований.

Кислотно-основные свойства элементов принято оценивать по энергии ионизации атомов или по величине электроотрицательности, которая характеризует способность атомов к отдаче или присоединению электронов. Все элементы укладываются по электроотрицательности в следующий ряд: F, O, Cl, N, Br, I, C, S, Au, H, P, Ir, Rh, Os, Pt, As, B, Co, Ni, Fe, Nb, Ga, Cr, Ti, Mn, Ta, Zr, Hf, Sc, U, Y, Mg, Th, Sr, Ca, Li, Na, La, Ba, Ra, K, Rb, Cs. Электроотрицательность определяется в ионизированных газах. А.А. Маракушев (19726) считает, что для природных процессов лучше оценивать кислотно-основные свойства элементов по энергиям ионизации в водных растворах относительно потенциала водородного иона в реакциях: $MeO + 2H^+ = Me^+ + H_2O$ (Me — металл). В общих чертах приведенный выше ряд кислотно-основных свойств элементов сохраняется, но в зависимости от температуры и давления взаимное расположение отдельных элементов может меняться местами.

Нетрудно заметить, что некогерентные элементы Cs, Rb, K, Li, Ba, Sr, Th, U, La занимают наиболее щелочной край в ряду кислотно-основных свойств элементов. Наоборот, когерентные элементы Cr, Ni, Co, Ga, Ge занимают среднее положение в ряду и по своим кислотно-основным свойствам приближаются к амфотерам, достаточно безразличным к кислотно-щелочной обстановке.

Фация мантийных эклогитов и гранатовых перидотитов отличается особо восстановительным характером среды. Такие окисленные формы, как гематит,

магнетит, там невозможны. Как нами было показано (Лутц, 1965), даже на границе с эклогитовой фацией при реакциях эклогитизации окисленные формы трехвалентного железа восстанавливаются до двухвалентного. Восстановительная обстановка способствует сохранности графита в пироповых перидотитах (Францессон, Лутц, 1970), а в глубинных частях мантии — и алмаза. В алмазной субфации восстановительные условия усиливаются еще больше, так как даже часть хрома присутствует там в двухвалентной форме и входит в состав оливина, замещая магний (Meyer, Boyd, 1970). С восстановительным характером мантийной среды тесно связан и особый состав мантийных флюидных растворов, в котором преобладают и играют существенную роль восстановленные формы: H_2 , CH_4 , C.

Непосредственные определения газообразных веществ (см. гл. 3) в гранатовых перидотитах и кимберлитах показывают, что в верхней мантии водород является абсолютно преобладающей газовой составляющей.

Таким образом, флюидная фаза, обособляющаяся в мантии и способствующая процессам расплавления, составлена главным образом водородом.

Как показывает диаграмма состояния воды в параметрах $Eh-pH$ (Гаррелс, 1968), с понижением окислительного потенциала в восстановительной среде равновесие $2H_2O = 2H_2 + O_2$ смещается в сторону водорода. При заданных T и P и константе диссоциации $K = \frac{[H]^2[O]}{[H_2O]}$, с уменьшением $[O]$ должно происхо-

дить увеличение $[H]^2$, соответственно увеличивается количество водородных ионов, что ведет к увеличению кислотности раствора. Реакции восстановления ($C_r^{+3} + H = C_r^{+2} + H^+$) также ведут к увеличению водородных ионов и кислотности. Таким образом, метано-водородные растворы в восстановительных условиях верхней мантии обладают очень высокими кислотными свойствами.

Исключительно кислые растворы не могут существовать длительное время в равновесии с окружающей средой — горными породами. Такие растворы должны выщелачивать из окружающей среды щелочные элементы и таким образом выравнивать свою кислотность-щелочность до нейтральной.

В наиболее общей форме процессы выщелачивания исследованы Д.С.Коржинским (1965) в работе "Вывод термодинамических потенциалов открытых систем с внешне задаваемыми кислотностью и восстановленностью". Вместо потенциалов конкретных кислот вводится в качестве параметра состояния μ_{H^+} ,

что определяет величину кислотности-щелочности растворов. Следует отметить два важных обстоятельства: 1) степень диссоциации компонентов зависит от кислотности растворов, т.е. интенсивность выщелачивания возрастает с кислотностью растворов, и 2) с повышением кислотности степень диссоциации основных окислов возрастает, а кислотных падает, т.е. компоненты выщелачиваются дифференцированно. Применительно к материалу данной работы можно сделать следующие выводы.

1. Интенсивность процесса выщелачивания увеличивается с глубиной, поскольку с глубиной парциальное давление кислорода падает, увеличивается активность водородных ионов (μ_{H^+}) и кислотные свойства растворов.

2. Процесс выщелачивания происходит избирательно и определяется величиной энергии ионизации соответствующего элемента с переводом иона в раствор по реакции $MeO + 2H^+ = Me^{+2} + H_2O$ (Me — металл). Низкие энергии ионизации имеют щелочные элементы, именно они должны выщелачиваться наиболее легко. В целом же относительная степень выщелачивания элементов должна укладываться в ряды кислотно-основных свойств элементов.

С увеличением μ_{H^+} и с усилением кислотности растворов выщелачивание наиболее щелочных элементов усиливается, поэтому отношения близких по сво-

им свойствам элементов, например K/Na, K/Rb, Ba/Sr, Th/U, должны с глубиной смещаться в сторону более щелочного члена.

Дифференцированная степень выщелачивания может быть выражена отношениями элементов, близких по химическим, но различающихся по кислотно-основным свойствам. Отношения K/Na, K/Rb, Ba/Sr, Th/U, La/Yb зависят от кислотности флюидного раствора, в обобщенном виде от μ_{H^+} . Последняя сопряжена с окислительно-восстановительными условиями и непосредственно зависит от глубины. Отсюда величины геохимических отношений в выплавляемых магмах можно непосредственно связать с глубиной.

В поисках механизма, который объяснил бы накопление некогерентных элементов в базальтовых магмах, в геологической литературе предложено две возможные гипотезы: 1) избирательное извлечение этих элементов из вмещающих пород в результате ассимиляции (Green, Ringwood, 1966) и 2) механизм зонной плавки (Виноградов, 1962а; Ярошевский, 1964).

В порядке критических замечаний к этим гипотезам следует сказать, что процесс ассимиляции корового материала не играет большой роли и не влияет существенно на состав базальтовых и кимберлитовых магм. В противном случае изменения прежде всего коснулись бы петрогенных элементов. Одновременно можно видеть, что в наиболее глубоких магмах — кимберлитах и калиевых базальтах — отношения некогерентных элементов (Rb/K, Ba/Sr, Th/U, La/Yb) аномально высоки и превышают такие же отношения в обычных породах из основания коры. И ассимиляцией коровых пород нельзя объяснить столь аномальные отношения некогерентных элементов в глубоких магмах.

Механизм зонной плавки, являющийся многократно повторенным процессом селективного плавления, не способен объяснить некоторые особенности поведения некогерентных элементов, в частности преимущественное накопление тугоплавкого тория относительно легкоплавкого урана. Зонная плавка не может объяснить смещения в парах близких элементов в сторону щелочных в связи с глубиной, кроме того, при разной степени накопления элементов приходится говорить об автономных столбах проплавленных пород для каждого элемента.

Может быть предложен и третий механизм, а именно глубинное магматическое кислотное выщелачивание. Процессом кислотного выщелачивания можно объяснить: 1) исключительное накопление некогерентных элементов в магматических породах по сравнению с породами мантийного субстрата и хондриитами; 2) преимущественное накопление наиболее щелочных элементов в глубоководно генерированных магмах; 3) смещение показательных отношений элементов в связи с глубиной.

Режим газово-флюидной фазы в мантийных условиях является определяющим для процессов магмообразования. Обычно температура в верхней мантии никогда не достигает столь высоких значений, чтобы обеспечить сухое плавление ультраосновных пород. Поскольку летучие, и главным образом вода, сильно снижают температуру плавления, то образуются магмы с пониженной температурой плавления, содержащие в своем составе летучие. Количество летучих, главным образом воды, определяет и лимитирует количество выплавляемой магмы.

Режим газово-жидкой фазы в мантии обсуждался А.А. Маракушевым. Им показано, что в связи с падением окислительного потенциала кислорода с глубиной изменяются равновесные отношения воды и водорода, причем доля воды во флюиде прогрессивно падает, а доля водорода возрастает.

Такие соотношения схематически показаны на рис. 38. В точке А из перидотита выплавляется базальт, содержащий 4% воды, он использует и впитывает в себя всю имеющуюся здесь воду. В точке Б выплавляется базальт с 3% воды, но поскольку общее содержание воды уменьшается в 10 раз, то и объем выплавляемой магмы в точке Б значительно уменьшается. Одновременно в расплаве точки Б растворено в 10 раз больше водорода, и следова-

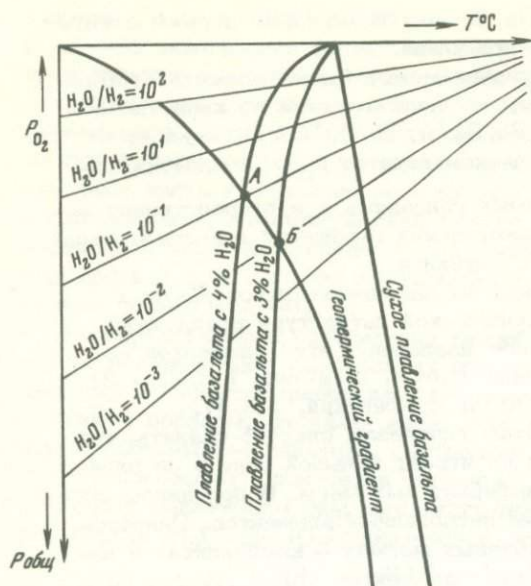


Рис. 38. Схема изменения соотношений воды и водорода с глубиной
Объяснения см. в тексте

тельно, кислотность такого расплава будет гораздо выше. Поскольку мантийный субстрат в точках А и Б одинаков, то для сохранения равновесных соотношений расплавов и вмещающих пород расплав в точке Б должен выщелочить, растворить из вмещающих пород больше щелочей и тем восстановить свою кислотность—щелочность до нормальной. Это явление мы и называем кислотным магматическим выщелачиванием. В результате более глубинные базальты оказываются обогащенными щелочами и сильными основаниями.

Геологические данные согласуются с такими представлениями. Наиболее обильными оказываются относительно неглубокие магмы — толеиты. Они содержат магнетит, т.е. формируются в условиях окислительной среды и относительно водонасыщены. Объемы более глубинных магм — щелочных базальтов — оказываются гораздо меньшими. Наконец, объемы наиболее глубинных магм — калиевых базальтов и кимберлитов — оказываются совсем незначительными. Они не содержат магнетита, т.е. формируются в восстановительной среде, они насыщены водородом и метаном и в наибольшей степени обогащены щелочными, щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами.

От малоглубинных толеитов к более глубинным щелочным оливиновым базальтам и к самым глубинным калиевым базальтам и кимберлитам последовательно увеличивается общее содержание щелочей, а отношение K/Na и K/Rb в этой же последовательности смещается в сторону более щелочного элемента. Аналогично ведут себя и остальные некогерентные элементы — Sr и Ba , Th и U , TR . В такой же последовательности происходит увеличение содержания этих элементов, а показательные геохимические отношения Ba/Sr , Th/U , La/Yb смещаются с глубиной магмообразования в сторону более сильного основания.

Можно утверждать, что в процессе магмообразования из мантийного материала происходит экстракция и перенос вверх таких литофильных элементов, как Na , K , Rb , Cs , Li , Sr , Ba , TR , Th , U .

Механизм мантийного кислотного выщелачивания не только распространяется на магматические продукты, но может объяснить особый состав глубинных ювенильных растворов, участвующих в процессах регионального метаморфизма коры, и эволюцию растворов по мере продвижения их вверх.

Надо заметить, что в подвижных поясах базальтовый магматизм и региональный метаморфизм никогда не происходят одновременно. Обычно базальто-

вый магматизм геосинклинального этапа много позже сменяется региональным метаморфизмом и региональной гранитизацией. Магма в момент выплавления поглощает всю флюидную фазу, и в это время невозможно отделение ювенильных подкорковых растворов, производящих региональный метаморфизм. В геосинклинальный этап происходит только внедрение и излияние базальтовых магм. В следующий орогенный этап базальтовый магматизм стихает. По видимому, в мантии, где выплавляются базальтовые магмы, эмульсия базальтовых капелек застывает и поэтому может происходить отделение ювенильных подкорковых растворов, которые проникают в кору и производят региональный метаморфизм и региональную гранитизацию. Такой процесс отделения флюидных растворов возможен только глубоко в мантии, ниже границы устойчивости водосодержащих амфиболов. Выше этой границы базальтовые расплавы не отдают воду, она идет на образование роговой обманки. Может быть поэтому в срединно-океанических хребтах, где астеносфера залегает неглубоко, не происходит отделения ювенильных растворов и нет регионального метаморфизма и наращивания гранито-гнейсового слоя.

Поскольку в мантии идут процессы перекристаллизации, то застывшие базальтовые капли не сохраняются, при перекристаллизации они дезинтегрируются в мантийном субстрате, отделившиеся же ювенильные растворы перемещаются вверх.

По мере подъема ювенильных подкорковых растворов вверх они окисляются. Это сопровождается двумя эффектами. Во-первых, термическим разогреванием растворов; по мнению А.А. Маракушева, именно окисление ювенильных растворов является источником тепла и энергии, производящих эффективный региональный метаморфизм. Во-вторых, по мере окисления водорода, а частично и его улетучивания снижается кислотность и повышается щелочность ювенильных растворов, и если разогревание не позволяет осадить щелочи, то в самых верхах мантии или в низах коры такой ювенильный раствор имеет щелочную реакцию и должен растворять и обогащаться кислотными компонентами, и в первую очередь кремнеземом.

Таким образом, поведение ювенильных газово-жидких растворов на разной глубине различно. На большой глубине в мантии восстановительная обстановка обуславливает высокое содержание водорода в жидкой фазе, ее высокую кислотность и выщелачивание и экстракцию щелочей и сильных оснований из мантийных пород. При перемещении такого раствора вверх из-за окисления и улетучивания водорода возрастает щелочность раствора, и он начинает растворять и экстрагировать из вмещающих пород кремнезем. Ювенильные подкорковые растворы, обогащенные щелочами и кремнеземом, проникают в кору и производят гранитизацию континентальной коры. Частично в гранулит-базитовом, а главным образом в гранито-гнейсовом слое ювенильные растворы охлаждаются и осаждают щелочные элементы и растворенный кремнезем, что проявляется как гранитизация коры, т.е. насыщение ее натрием, калием, кремнеземом, а также щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами.

Региональная гранитизация тесно связана с региональным метаморфизмом и обуславливается ювенильными подкорковыми растворами, несущими щелочи и кремнезем в сбалансированных отношениях.

Таким образом, режим летучих веществ в верхней мантии и коре контролирует состав глубинных магм и состав подкорковых ювенильных растворов, определяющих геохимические особенности регионально метаморфизированных толщ гранито-гнейсового слоя континентальной коры. Механизмом кислотного выщелачивания можно объяснить экстракцию щелочей и сильных оснований силикатными расплавами и ювенильными растворами из ультраосновного мантийного субстрата. Процесс экстракции оснований усиливается с глубиной. В самых же верхах мантии в связи с изменением режима летучих процесс растворения сильных оснований изменяется на обратный — растворения кремнекислоты. Так, уже на уровне выплавления малоглубинных толеитовых магм идет

мобилизация элементов повышенной кислотности, в том числе и кремнезема, и образуются насыщенные и кварцсодержащие толеиты. Аналогично и подкоровые ювенильные растворы глубоко в мантии экстрагируют сильные основания, в верхах же мантии в связи с окислением и улетучиванием водорода для выравнивания баланса щелочных и кислотных компонентов раствора начинают насыщаться кремнекислотой. В коре идет осаждение экстрагированных щелочей и кремнезема в сбалансированных соотношениях. Поэтому кора по сравнению с мантией оказывается обогащенной кремнеземом, а также щелочными, щелочноземельными, редкоземельными и радиоактивными элементами.

Основные особенности химического состава верхней мантии и континентальной коры

Необходимо подвести итоги нашей работы и сформулировать общие выводы, касающиеся геохимической модели верхней мантии и континентальной коры и особенностей химических процессов, обусловивших дифференциацию мантийного и корового материала.

Исследования химического состава континентальной коры и верхней мантии показывают, что в процессе их формирования мантийное вещество претерпело сильнейшую дифференциацию. Земная кора и верхняя мантия имеют резко различный состав. В свою очередь строение и коры и мантии неоднородно и дифференцировано по глубине.

Так, состав верхней мантии от поверхности Мохоровичича и до глубины 150–200 км не является однородным. Верхнюю мантию слагают породы ультраосновного и основного состава. Фациальные (разноглубинные) разновидности ультраосновных пород различаются по своему минералогическому, петрографическому и химическому составу.

Глубокие горизонты верхней мантии сложены главным образом гранатовыми перидотитами с подчиненным количеством мантийных эклогитов. Мантийные эклогиты по составу отличаются от коровых эклогитов и не являются химическими аналогами базальтов. По распределению химических элементов они резко отличаются от базальтов и очень близки гранатовым перидотитам.

Гранатовые перидотиты слагают верхнюю мантию с глубины 75 км и уверенно прослеживаются до глубин 150–200 км. Земные породы с более глубоких горизонтов неизвестны. Группа гранатовых перидотитов в свою очередь тоже не однородна по составу, среди этих пород выделяются разновидности гранатовых лерцолитов, гарцбургитов, верлитов, дунитов и пироксенитов. Через гранатовые пироксениты они смыкаются с энстатитовыми эклогитами, причем состав минералов, а также распределение малых элементов в гранатовых перидотитах и эклогитах оказываются очень близкими. Средний состав всех мафических пород, объединенных под общим названием гранатовых перидотитов, характеризует состав мантии на глубинах свыше 75 км. Химический состав главнейших пород континентальной мантии приведен в табл. 56.

Таким образом, можно прийти к следующим выводам. Мантийный субстрат под континентами представлен дифференцированным материалом. Слагающие его породы – гранатовые перидотиты, эклогиты, шпинелевые перидотиты и альпинотипные гипербазиты – различаются по содержанию и распределению химических элементов. Первичным веществом современной дифференцированной мантии можно считать средний хондрит. Геохимическое сходство хондритов с земными мантийными породами позволяет считать такое предположение вполне правомочным. При первичной дифференциации хондриты разделялись на тяжелую – сульфидно-металлическую часть и легкую – силикатную, последняя отвечала составу гранатового перидотита. Гранатовые перидотиты представляют наименее дифференцированное мантийное вещество, близкое по химическому составу к среднему хондриту. Менее глубинные шпинелевые перидотиты,

особенно альпинотипные гипербазиты, отличаются крайне низкими содержаниями литофильных элементов и могут рассматриваться как остаточные породы после выплавления толеитовых базальтов.

В связи с описанием состава и строения верхней мантии под континентами возникает вопрос: каковы строение и состав мантии под океанами? Здесь следует сказать, что данных о строении и составе верхней мантии в океанах намного меньше, чем в континентальных областях. Достоверно известно по геофизическим данным, что если на континентах верхняя мантия начинается на глубинах 35–50 км, то в океанах кора более тонкая и мантия начинается с глубины 10–20 км.

Большое количество ультраосновных пород поднято сейчас при драгировании дна океанов в областях срединно-океанических рифтов. Океанические гипербазиты являются представителями вещества верхней мантии в океанах. Их состав показывает, что по распределению химических элементов они похожи на континентальные шпинелевые перидотиты и частично на гранатовые. Так же как и на континентах, в океанах шпинелевые перидотиты на глубине сменяются гранатовыми. Включения гранатовых перидотитов обнаружены в щелочных базальтах Гавайских островов. В то же время в океанической мантии отсутствует такой член, как альпинотипные гипербазиты.

Следует заметить, что в геологии сейчас имеются представления о том, что офиолитовые комплексы с альпинотипными гипербазитами в геосинклинальных поясах являются реликтами океанического дна в составе континентальной коры. По-видимому, такая точка зрения неправомерна. Альпинотипные гипербазиты, так же как и ассоциирующие с ними базальты, существенно отличаются по химическому составу от океанических гипербазитов и базальтов, и между ними нельзя ставить знак равенства. Таким образом, континентальные офиолитовые серии и комплексы пород океанических рифтов различаются по составу слагающих их пород.

Магматизм океанов отличается от магматизма континентов. Там обильно представлены океанические толеиты. Они выплавляются на меньшей глубине, чем континентальные, и отличаются от них по химическому составу. В гораздо меньших объемах в океанах представлены щелочные оливиновые базальты и трахиты. Еще более щелочные (и более глубинные) магматические породы в океанах неизвестны. Из кислых магм в океанических рифтах известны андезиты и риодациты. Процессы регионального метаморфизма в океанической коре представлены очень слабо и ограничиваются фацией зеленых сланцев.

Все это заставляет думать, что процессы дифференциации мантийного вещества в океанах проявлены слабо. Выплавление магм происходит лишь в самых верхах мантии и не захватывает ее глубоких горизонтов. Так как метаморфизм океанической коры слабый, то, по-видимому, подкоровые ювенильные растворы почти не выделяются. В составе океанической мантии отсутствуют предельно остаточные ультраосновные породы – аналоги альпинотипных гипербазитов.

Континентальная кора представляет собой сложное и гетерогенное сооружение. Поскольку о глубинном строении коры и мантии мы судим по геофизическим данным, то вслед за геофизиками мы придерживаемся двухслойной модели консолидированной континентальной коры. Выделяется нижний гранулит-базитовый слой и верхний гранито-гнейсовый.

На древних платформах гранулит-базитовый слой представлен комплексами метаморфических пород гранулитовой фации метаморфизма. В его основании выделяется маломощный базитовый слой, представленный эклогитоподобными породами, переходными к мантийным эклогитам. Выше залегают более разнообразные, дифференцированные толщи осадочно-вулканогенных пород, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Комплексы таких пород обнажаются на глубоко эродированных площадях древних щитов, например Алданском и Анабарском.

В подвижных поясах гранулит-базитовый слой может быть представлен комплексом амфиболитов и габброидов или захороненными офилитовыми сериями. Но даже и в молодых складчатых системах в их фундаменте обнаруживаются древние комплексы метаморфических пород гранулитовой фации. Все это заставляет считать метаморфические комплексы гранулитовой фации преобладающими в составе нижнего гранулит-базитового слоя континентальной коры.

Метаморфические комплексы гранулитовой фации, как правило, имеют очень древний возраст и знаменуют собой древнейший этап дифференциации мантийного вещества, когда формировалась первая континентальная протокора. Ее состав довольно своеобразен. Сложена она преимущественно химическими аналогами континентальных толеитов, андезитов и риодацитов. Первично-осадочные породы в ее составе занимают подчиненное положение и представлены высокоглиноземистыми, известково-силикатными и частично карбонатными породами.

В составе древних метаморфических толщ гранулитовой фации совершенно отсутствуют разности щелочных и ультращелочных пород. Отсутствуют также химические аналоги альпинотипных гипербазитов. Ультраосновные кристаллические сланцы гранулитовой фации по химическому составу соответствуют включениям шпинелевых перидотитов.

Региональный метаморфизм гранулитовых комплексов отличается целым рядом особенностей. На территории Сибирской платформы он проявился только в архее. Петрологи, изучавшие гранулитовые комплексы Алданского и Анабарского щитов, выявили целый ряд фактов, совокупность которых специалистам по геотектонике еще предстоит объяснить.

Гранулитовый фундамент Сибирской платформы — это суперкристалльный комплекс, т.е. осадочно-вулканогенная толща, претерпевшая глубокий региональный метаморфизм. Судя по параметрам метаморфизма T и P , их сопряженным вариациям и высоким значениям гидростатического давления до 12 кбар, все гранулитовое основание Сибирской платформы (а его поперечник, включая Анабарскую и Алданскую плиту, свыше 2500 км) было когда-то погружено на глубину 30–40 км.

Тот же процесс широкого площадного и глубокого опускания мы устанавливаем, изучая ксенолиты в трубках взрыва. Повсеместно отмечаются образцы из основания коры, в которых фиксируются реакции эклогитизации полевошпатовых гранулитовых пород. Главной причиной таких реакций эклогитизации считается значительное увеличение давления, а следовательно, фиксируется глубокое погружение гранулитового комплекса.

Метаморфизм гранулитового основания Сибирской платформы является изохимическим в отличие от аллохимического метаморфизма подвижных зон. Парагенетический анализ метаморфических образований свидетельствует об инертном поведении подавляющего числа элементов, в том числе щелочей и кислорода. Последний довод в этом плане внесли работы В.И.Кицула и В.С.Шкодинского (1971, 1972), которые показали, что и вода при гранулитовом метаморфизме была инертной, а гранитообразование в гранулитовой фации является изохимическим, оно не связано с привнесением гранитных компонентов, а осуществляется на месте как процесс метаморфической дифференциации вещества, количество же жильного материала целиком зависит от количества инертной воды в гранулитовой толще.

До гранулитового метаморфизма осадочно-вулканогенная толща, по-видимому, не проходила стадий обычного аллохимического метаморфизма орогенного этапа зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фаций и соответствующей региональной гранитизации. Об этом свидетельствуют следующие факты. На обычных этапах орогенического метаморфизма метаморфическая толща приобретает целый ряд геохимических особенностей (показательные отношения элементов для амфиболитовой фации), которые при изохимическом метаморфизме гранулитовой фации должны были бы сохраняться, однако

не фиксируются в породах гранулитовой фации. Устанавливается геохимическое сходство комплексов гранулитовой фации с первично-осадочными и вулканогенными толщами и существенное отличие ее от амфиболитовой фации. При аллохимическом метаморфизме амфиболитовой фации и сопутствующей ей региональной гранитизации происходит мощное и повсеместное уничтожение первично-осадочных текстур. В то же время гранулитовая фация демонстрирует поразительно много примеров хорошей сохранности осадочных текстур и первичных соотношений пород.

Все это заставляет усомниться в том, что перед гранулитовым метаморфизмом толща прошла все стадии аллохимического метаморфизма в подвижном поясе.

Можно задать вопрос: в каких геотектонических структурах возможно осуществление таких геологических событий, как очень глубокое и равномерное погружение огромных по площади участков коры, их равномерный прогрев при сопряженном соответствии температуры, давления и глубины погружения, изохимический характер метаморфизма без привноса и выноса элементов? На такой вопрос можно ответить, что осуществление всех этих условий возможно, например, в талассократонах.

Замечено, что нигде нет прогрессивных постепенных переходов от амфиболитовой фации к гранулитовой. В местах их совместного нахождения всегда амфиболитовая фация оказывается наложенной на гранулитовую, т.е. знаменует собой новый этап метаморфизма, отделенный от гранулитового метаморфизма большим отрезком времени. По-видимому, постепенных переходов между этими фациями и не может быть, поскольку они относятся к различным типам регионального метаморфизма и отличаются главнейшими контролирующими факторами, составами газообразных веществ, различным режимом подвижных и инертных компонентов. Так, контролирующими факторами гранулитового метаморфизма является высокая температура и сопряженное с ней высокое давление, связанное с погружением пород, углекислый состав флюидной фазы, инертное поведение всех компонентов. Для орогенной амфиболитовой фации контролирующим фактором являются нагретые ювенильные растворы, причем изменения температуры не сопряжены с изменением давления, не углекислый, а преимущественно водный состав растворов, подвижное поведение большого числа элементов, особенно воды и щелочей.

Гранито-гнейсовый слой континентальной коры формируется и наращивается главным образом в подвижных поясах. Полный цикл развития геосинклинального подвижного пояса подразделяется на два этапа. Первый — собственно геосинклинальный, с преобладанием опусканий, обильным основным вулканизмом, накоплением мощных осадочно-вулканогенных толщ. Второй — орогенный этап связан с подъемом области, горообразованием и широкими процессами регионального метаморфизма и гранитизации. Региональный метаморфизм оказывается, как правило, синорогенным. В ряду метаморфических фаций от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой граниты являются завершающим звеном, продуктом предельного метаморфизма (ультраметаморфизма) орогенного этапа.

В комплексах метаморфических пород гранито-гнейсового слоя метаморфизм относится к аллохимическому типу и связан с притоком глубинных подкоровых растворов, несущих тепло и привносящих в кору ряд химических элементов — кремнезем и особенно щелочи, так что состав пород в процессе метаморфизма претерпевает существенные изменения.

Выделяемые в гранито-гнейсовом слое метаморфические фации и метаморфические ступени являются температурными и не связаны с глубиной. Скорее следует говорить о латеральной, а не вертикальной смене метаморфических фаций. Так, зона эвгеосинклинали, как правило, становится ареной проявления метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, что связано с поступлением относительно неглубоких, малонагретых, существенно натровых растворов. В области миеосинклинали проникают более глубинные,

более нагретые, существенно калиевые растворы. Можно говорить и о временной смене натровых растворов существенно калиевыми. Региональная гранитизация начинается с пород, близких гранодиоритам и плагиогранитам, на смену которым приходят нормальные калиевые микроклиновые граниты. Последними формируются анатектические граниты аляскинского типа. Гранитизация сопровождается "дебазификацией", осветлением всего метаморфического комплекса. Весь комплекс метаморфических пород орогенного этапа от зеленослацевой до высокотемпературной амфиболитовой фации мы относим к гранито-гнейсовому слою, поскольку геофизический "гранитный" слой охватывает всю верхнюю часть консолидированной коры.

В период орогенеза могут претерпеть повторный, а иногда и многократный метаморфизм породы кристаллического основания. Обычно такая переработка осуществляется не по всей массе пород кристаллического основания, а по зонам глубинных разломов, раскалывающих кристаллическое основание. В таких зонах под действием ювенильных подкоровых растворов происходит наложенный метаморфизм амфиболитовой и более низких фаций, сопровождающийся гидратацией и гранитизацией пород. Примером наложенных полиметаморфических комплексов может служить ламуйская серия Анабарского щита или становая серия (ее северная часть) Алданского щита. По-видимому, такие полиметаморфические гранитизированные комплексы наращивают гранито-гнейсовый слой снизу, это своего рода корни гранито-гнейсового слоя, пронизывающие нижележащий гранулит-базитовый слой.

Таким образом, комплексы пород гранито-гнейсового слоя формируются в подвижных поясах сначала как осадочно-вулканогенные комплексы, потом они проходят стадию аллохимического метаморфизма, гранитизации и наконец консолидации.

Иногда повторному метаморфизму и гранитизации подвергаются и более древние метаморфические комплексы гранулит-базитового слоя. Характерно, что общий состав таких полиметаморфических зон внутри гранулит-базитового слоя претерпевает существенные изменения. Изменения химического состава однозначно связываются с процессами привноса вещества подкоровыми ювенильными растворами.

Состав коры и мантии контрастно различен. В коре очень сильно увеличивается содержание щелочных, щелочноземельных, радиоактивных и редкоземельных элементов. Умеренно увеличивается содержание кремнезема, глинозема, кальция и уменьшается количество магния, хрома, никеля, кобальта, ванадия. Составы главных подразделений верхней мантии и континентальной коры существенно различаются, причем разница в содержании отдельных элементов достигает десятков и сотен раз.

Дифференциация мантийного вещества и наращивание континентальной коры определяются геологическими процессами. Три класса геологических процессов формируют континентальную кору: магматизм, региональный метаморфизм и поверхностное выветривание, или осадочная дифференциация.

Ведущее значение в дифференциации мантийного вещества и отделении корового материала принадлежит магматизму. Подавляющее большинство магм основного и среднего состава выплавляется глубоко в мантии. Причем состав всех магматических пород отличается от пород мантийного субстрата.

Другой процесс, формирующий континентальную кору, — это региональный метаморфизм.

Различаются два типа регионального метаморфизма. Первый тип — изохимический метаморфизм, связанный с глубоким погружением пород, их прогревом и перекристаллизацией. Второй, гораздо более распространенный тип — аллохимический метаморфизм, который происходит под мощным воздействием глубинных растворов, несущих тепло, и связанный с привносом вещества ювенильными подкоровыми растворами. Именно второй тип аллохимического метаморфизма характерен для огромных подвижных поясов, в которых происходит наращивание коры.

Рассматривая поведение химических элементов при дифференциации мантийного и корового вещества, можно выделить две крупные группы.

Первая группа включает в себя Ca, Al, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc, V, Fe, Mn, Mg, Cr, Co, Ni. Поведение этих элементов можно объяснить процессом их селективного выплавления из мантии. Среди них выделяется подгруппа относительно легкоплавких — Ca, Al, Ti, Zr, Nb, V, которыми земная кора несколько обогащена по сравнению с мантией, и относительно тугоплавких — Mg, Cr, Co, Ni, которыми кора обеднена по сравнению с мантией. Дифференциация этих элементов объясняется процессами селективного выплавления силикатных расплавов. Метаморфизующие растворы, по-видимому, не мобилизуют и не перераспределяют эти элементы, так как гранито-гнейсовый слой по сравнению с гранулит-базитовым оказывается не обогащенным, а обедненным всеми перечисленными элементами, как легкоплавкими, так и тугоплавкими.

Вторая группа элементов включает в себя Li, Na, K, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, U, TR. Этими элементами кора обогащена в многократной степени, причем верхний, гранито-гнейсовый слой больше, чем нижний, гранулит-базитовый. Наоборот, для верхней мантии характерны очень низкие концентрации перечисленных элементов. Экстракция щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов из мантии объясняется процессом кислотного выщелачивания, связанным с особым, существенно водородным составом мантийных газовой-жидких флюидов.

Таким образом, выделяется два химических механизма дифференциации мантийного вещества: селективное выплавление и кислотное выщелачивание. Поведение элементов, дифференцирующихся тем или другим способом, различно. Так, с увеличением глубины генерации магматических расплавов контрастность экстракции элементов второй группы (некогерентных) усиливается. В то же время селективность выплавления относительно легкоплавких и тугоплавких элементов первой группы (когерентных) с глубиной выплавления снижается.

Механизм кислотного выщелачивания объясняет обогащенность глубинных магм щелочными, щелочноземельными, редкоземельными и радиоактивными элементами.

Этот же механизм кислотного выщелачивания объясняет особую обогащенность мантийных растворов перечисленными элементами и многократную обогащенность гранито-гнейсового слоя щелочными, щелочноземельными, редкоземельными и радиоактивными элементами.

Как для магматического, так и для метаморфического процесса дифференциации мантийного и корового вещества огромное значение имеет режим летучих газовой-жидких веществ. Целый ряд самых общих особенностей выплавления магм, изменения их состава с глубиной, особенностей состава подкоровых растворов и особенностей регионального метаморфизма связан с режимом газовой-жидких веществ в мантии и коре. Так, глубоко в мантии в связи с прогрессивным уменьшением количества воды и увеличением водорода изменяется режим выплавления основных магм. Количество выплавляемой магмы с глубиной уменьшается, одновременно с глубиной увеличивается щелочность магм в связи с усилением процесса кислотного выщелачивания.

Гранулит-базитовый слой континентальной коры формируется сначала как комплекс осадочно-вулканогенный, с преимущественным развитием магматических пород толеит-андезит-дацитового состава. Магматический способ дифференциации мантийного вещества определяет формирование гранулит-базитового слоя континентальной коры. Гранито-гнейсовый слой образуется иначе. В его формировании большое значение имеет привнос вещества метаморфизующими растворами, что связано с общим процессом дегазации мантии, отделением ювенильных подкоровых растворов, экстрагирующих из мантийного вещества щелочные элементы и кремнезем, с переносом их в кору. Про-

цессы магматической и метаморфической дифференциации мантийного вещества происходят не одновременно, а последовательно связаны друг с другом.

Мы рассмотрели химический состав верхней мантии и континентальной коры и показали, что в процессах дифференциации мантийного вещества и формирования континентальной коры ведущее место принадлежит процессам магматизма и региональному метаморфизму. Следует отметить, что ряд проблем формирования континентальной коры по-прежнему остается нерешенным и в частности — связь магматических и метаморфических процессов с тектоническими явлениями. Те магматические и метаморфические процессы, в результате которых происходит формирование и наращивание континентальной коры, провоцируются какими-то более общими глубинными процессами, периодически возникающими на больших глубинах. Необходимо создать теорию высокой степени общности, способную связать воедино тектонические, магматические и метаморфические процессы, происходящие в земной мантии и коре.

- Агафонов Л.В., Андреева Г.А. Газы в альпинотипных гипербазитах Анадырско-Корякской складчатой системы. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 3.
- Акимов А.П., Семенов Г.С. Содержание радиоактивных элементов в кимберлитах Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 4.
- Аношин Г.Н., Золотарев Б.П., Цимбалист В.Г. Золото в породах толеит-базальтовой формации. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 3.
- Балашов Ю.А., Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Сушевская Н.В. Разделение редкоземельных элементов при дифференциации верхней мантии океанов. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1.
- Башарина Л.А. Состав газов современных извержений. Междунар. геохим. конгресс. Тезисы докладов, М., 1971.
- Берзина И.Г., Лутц Б.Г., Акимов А.П. Содержание и распределение урана в породах глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 1.
- Благулькина В.А. О распределении некоторых рассеянных и редких элементов в кимберлитах. — Геохимия, 1971, № 5.
- Бобривич А.П., Бондаренко М.И., Гневушев М.А., Красов Л.М., Смирнов Г.И., Юркевич Р.К. Алмазные месторождения Якутии, М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Борисенко Л.Ф., Миллер А.Д., Фишер Э.И. О распространенности золота в ультрабазитах. — Геохимия, 1972, № 2.
- Бурков В.В., Подпорина Е.К. О редких элементах в кимберлитовых породах. — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 1.
- Бурков В.В., Подпорина Е.К. Первые данные о редких землях в кимберлитовых породах. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 4.
- Вахрушев В.А., Цимбалист В.Г. Золото в ультраосновных породах Земли. — Геохимия, 1972, № 9.
- Велинский В.В., Пинус Г.В. Некоторые общие вопросы генезиса альпинотипных гипербазитов. — Труды Ин-та геол. и геоф. Сиб. отд. АН СССР, 1973, вып. 213.
- Велинский В.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р. Особенности химизма гипербазитов. — Докл. АН СССР, 1973, т. 191, № 1.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., "Мир", 1969.
- Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия, 1956, № 1.
- Виноградов А.П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. — Геохимия, 1962а, № 3.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород. — Геохимия, 1962б, № 7.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962в, № 11.
- Гапеева Г.М. Положение кимберлитов в генетической классификации горных пород. — Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.
- Гаррелс Р.М. Растворы, минералы, равновесия. М., "Мир", 1968.
- Герлинг Э.К., Ященко М.Л., Варшавская Э.С. Связь между первичным изотопным составом стронция и возрастом пород гранитного состава. — Геохимия, 1968, № 1.
- Герман Л.Л. Метаморфические породы гранулитовой фации в Ганальском хребте Камчатки. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3.
- Гладких В.С. Петрохимические и геохимические особенности толеитовых базальтов Воронежской антеклизы. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1971а, т. XVI, № 2.
- Гладких В.С. Некоторые вопросы петрологии щелочных оливиновых базальтов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971б, № 9.
- Горшков Г.С. Явления вулканизма и верхняя мантия. — В кн. "Химия земной коры", т. 2. М., "Наука", 1964.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
- Денисов Е.П. Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах. — В сб. "Кора и верхняя мантия Земли". Докл. сов. геол. на 23-й сессии Междунар. геол. конгресса, Проблема 1. М., "Наука", 1968.

- Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дисс. М., 1973а.
- Дмитриев Л.В. Петрология и геохимия ультрабазитовых срединных океанических хребтов. — В сб. "Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей". Новосибирск, 1973б.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970.
- Дютойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Знаменский Е.Б., Нестеренко Г.В., Цыханский В.Д., Конусова В.В. Распространенность ниобия и тантала в трапах. — В сб. "Проблемы геохимии". М., "Наука", 1965.
- Золотарев Б.П., Кравченко С.М., Соболев С.Ф. О корреляции содержаний калия и урана в четвертичных базальтоидах Большой Курильской островной дуги. — В сб. "Петрология и металлогения базитов". М., "Наука", 1973.
- Илупин И.П., Лутц Б.Г. Химический состав кимберлитов и происхождение кимберлитовой магмы. — Сов. геология. 1971, № 6.
- Иодер Х.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Золото в кимберлитовых породах и ультраосновных включениях. — Геохимия, 1973, № 12.
- Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Редкие щелочи в кимберлитовых породах. — Труды ЦНИГРИ, 1974, вып. 6.
- Кицул В.И., Шкодзинский В.С. Метаморфизм и гранитообразование в докембрии Алданского щита. — В сб. "Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии". Новосибирск, 1971.
- Кицул В.И., Шкодзинский В.С. Инертность — подвижность компонентов в условиях метаморфизма и мигматитообразования гранулитовой фации и критерии ее расчленения (на примере Алданского щита). — В сб. "Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма", т. 2. Новосибирск, 1972.
- Книппер А.Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпинотипных перидотитов. — В сб. "Вулканизм и тектогенез", Докл. сов. геол. на 23-й сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 2. М., "Наука", 1968.
- Книппер А.Л., Марков М.С. О возрастном взаимоотношении пород внутри офиолитового комплекса. — В сб. "Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей". Новосибирск, 1973.
- Коржинский Д.С. Вывод термодинамических потенциалов открытых систем с внешне задаваемыми кислотностью и восстановленностью. — В сб. "Проблемы геохимии". М., "Наука", 1965.
- Коржинский Д.С. Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов. — В сб. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования". Л., "Наука", 1967.
- Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", т. 1. М., "Наука", 1972.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Общие структурные закономерности и проявления гранитоидного магматизма. — В сб. "Проблема связи тектоники и магматизма". М., "Наука", 1969.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.Л. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонитов Кольского полуострова. М., "Недра", 1965.
- Куширо И., Симидзу Н., Накамура И. Частичное плавление перидотитов в присутствии воды и генезис магм. Междунар. геохим. конгресс. Тезисы докладов. М., 1971.
- Лебедев-Зиновьев А.А., Илупин И.П. Щелочные элементы в кимберлитах Якутии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 8.
- Летников Ф.А., Шкандрий Б.О. О степени сохранности первичного состава докембрийских пород при развитии метаморфических процессов. — В сб. "Литология и осадочная геология докембрия". М., "Недра", 1973.
- Ли Л., Корнев Т.Я. Содержание золота в гипербазитах Енисейского края. — Геохимия, 1972, № 11.
- Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., "Наука", 1964.
- Лутц Б.Г. Реакции эклогитизации в глубинных породах. — Геология рудных месторождений, 1965, № 5.
- Лутц Б.Г. Верхняя мантия и формирование континентальной коры. — Вестник АН СССР, 1973, № 10.

- Лутц Б.Г. Некорегентные элементы в магмах глубинного генезиса и в мантийном субстрате. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1974а, т. XLIX, № 2.
- Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1974б.
- Лутц Б.Г., Гладких В.С., Пятенко И.К., Викторова М.Е. К распределению ниобия и тантала в ультраосновных включениях в связи с вопросом их генезиса. — Сов. геология, 1974, № 9.
- Лутц Б.Г., Минеева И.Г. Уран и торий в кимберлитах. — Геохимия, 1973, № 11.
- Максимов Е.П. Серии мезозойских щелочных и субщелочных пород Центрального Алдана. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 5.
- Максимович З.В. Геохимия альпинотипных ультраосновных пород Югославии. — В сб. "Первый международный геохимический конгресс", т. 1, 1972.
- Максимович З., Максимович С. Литий, натрий, калий в альпинотипных ультраосновных породах. — В сб. "Распространенность элементов в земной коре". М., "Мир", 1972.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1965.
- Маракушев А.А. Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграции щелочей в земной коре. — В сб. "Связь поверхностных структур земной коры с глубинными". Киев, "Наукова думка", 1971.
- Маракушев А.А. Общие вопросы метаморфизма. — В сб. "Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма", т. 2, Новосибирск, 1972а.
- Маракушев А.А. К термодинамике кислот и оснований. — В сб. "Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза". Свердловск, 1972б.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В сб. "Первый международный геохимический конгресс", т. 3, кн. 1, 1972.
- Марков М.С. К проблеме становления гранитного слоя островных дуг. — В кн. "Вулканизм и тектогенез". Докл. сов. геол. на 23-й сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 2. М., "Наука", 1968.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. — В сб. "Вулканизм, гидротермы и глубины Земли". Петропавловск-Камчатский, 1971.
- Маршинцев В.К., Сукнева Л.С. Скандий в минералах и породах кимберлитовых тел Якутии. — Геохимия, 1970, № 12.
- Милашев В.А. Родственные включения в кимберлитовой трубке Обнаженная. — Зап. Всес. Мин. об-ва, 1960, вып. 89, серия 2.
- Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах (статистическое исследование относительной распространенности и распределения). М., "Недра", 1969.
- Минеев Д.А. Иттрий и лантаноиды в горных породах, минералах и рудах. Автореф. докт. дисс. М., 1972.
- Мэйсон Б. Метеориты. М., "Мир", 1965.
- Осокин Е.Д., Лебедев-Зиновьев А.А. Уран в щелочных породах СССР. — В сб. "Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород". М., "Наука", 1973.
- Паланджян С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1971.
- Перчук Л.Л., Суворова В.А. Термодинамический расчет фугитивности CO и CO₂ в области фазового перехода графит — алмаз. — В кн. "Фазовые равновесия и процессы минералообразования". М., "Наука", 1972.
- Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.-Л., "Наука", 1964.
- Петерсилье И.А., Карпова И.П., Мандрыкина Ю.А. Органическое вещество в изверженных и метаморфических горных породах. — Сб. "Генезис нефти и газа". М., "Недра", 1967.
- Петерсилье И.А., Каржавин В.К. Газы и органические соединения в магматическом процессе. — В сб. "Первый международный геохимический конгресс", т. 3, кн. 1, 1972.
- Пинус Г.В. Альпинотипные гипербазиты как индикатор состава вещества верхней мантии. — В сб. "Связь поверхностных структур земной коры с глубинными". Киев, "Наукова думка", 1971.
- Пономаренко А.И. О включении глубинной породы флогопит-оливин-пикроильменитового состава из кимберлитов Якутии и ее взаимоотношение с пироповым перидотитом. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 6.
- Пономаренко А.И., Харьков А.Д., Илупин И.П. Включения ильменитовых гипербазитов в кимберлитах Якутии. — Сов. геология, 1971, № 10.

- Рид Х.Х. Граниты и граниты. — В сб. "Проблемы образования гранитов". М., ИЛ, 1950.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химический состав земной коры. — В сб. "Связь поверхностных структур земной коры с глубинными". Киев, "Наукова думка", 1971.
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. — В кн. "Природа метаморфизма". М., "Мир", 1967.
- Сахама Т.Г. Рассеянные элементы в породах южной финской Лапландии. — В сб. "Редкие элементы в изверженных горных породах". М., ИЛ, 1952.
- Соболев В.С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии и Северной Америки. М., Гостеолтехиздат, 1951.
- Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. — В кн. "Тринадцатое чтение им. В.И.Вернадского, 12 марта 1971 г.". М., "Наука", 1973.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1.
- Соболев Н.В. Ксенолиты эклогита с рубином. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 6.
- Соболев Н.В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. — В сб. "Кора и верхняя мантия Земли". Докл. сов. геол. на 23-й сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 1. М., "Наука", 1968.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Автореф. докт. дисс. М., 1971.
- Соболев Н.В., Кузнецова Н.К. Минералогия алмазоносных эклогитов. — Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 6.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород. Л., "Наука", 1970.
- Ставров О.Д., Уханов А.В. Щелочные элементы и фтор в породах и минералах мантии. — Геохимия, 1971, № 3.
- Таусон Л.В., Захаров М.Н. Геохимия вулканоплутонической ассоциации калиевых базальтоидов в Юго-Восточном Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 3.
- Тейлор С. Геохимия андезитов. — В сб. "Распространенность элементов в земной коре". М., "Мир", 1972.
- Тихомирова Н.И. О распределении редких элементов в метаморфических и гранитизированных породах на Урале. — В сб. "Редкометальность некоторых метаморфизированных и гранитизированных комплексов". М., "Наука", 1969.
- Тихомирова Н.И. Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации. — Геохимия, 1971, № 2.
- Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д. Петрология калиевых щелочных пород. М., "Наука", 1971.
- Уханов А.В. Никель в ультраосновных включениях из кимберлитовых трубок Северной Якутии. — Геохимия, 1968, № 12.
- Уханов А.В. Включения ультраосновных пород в кимберлитах. Междунар. геохим. конгресс. Тезисы докл. М., 1971.
- Уханов А.В., Пчелинцева Н.Ф. Золото в ультраосновных породах. — Геохимия, 1972, № 9.
- Уханов А.В., Рассказова В.С. Новые данные о содержании вольфрама в ультраосновных породах. — Геохимия, 1973, № 6.
- Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. М., "Недра", 1968.
- Францессон Е.В., Лутц Б.Г. О находке графитосодержащего пиропового перидотита в кимберлитовой трубке Мир. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6.
- Фролова Л.П., Глазунов О.М., Новиков В.М. Форма концентрации калия и натрия в гипербазитах. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5.
- Хильтова В.Я., Шулешко И.К., Савельев А.А. Поведение петрогенных окислов и малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме осадочных пород. — В сб. "Первый международный геохимический конгресс", т. 3, кн. 1, 1972.
- Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М., "Мир", 1968.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
- Шейнманн Ю.М. К проблеме генерации магм. — Сов. геология, 1969, № 2.
- Шейнманн Ю.М. Калий и развитие земной коры. — Земля и Вселенная, 1972, № 3.
- Шека С.А., Моисеенко В.Г., Фоминых В.Г. Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 2.
- Эрланк А. Связь между содержанием калия и рубидия в земных породах. — В сб. "Распространенность элементов в земной коре". М., "Мир", 1972.
- Юшко-Захарова О.Е., Илупин И.П. Распространение платины и палладия в мантийных включениях из кимберлитов. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5.
- Ярошевский А.А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. — В сб. "Химия земной коры", т. 2. М., "Наука", 1964.

- Ahrens L.H., Pinson W.H., Kearns M.M. Associating of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1952, v. 2, 229-242.
- Ahrens L.H., Ehge R.A. The K/Cs ratio in some basic rocks. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 25, 91-100.
- Ahrens L.H., Von Michaelis H. Fractionation of some abundant lithophilic elements ratio on Chondrites. - In "Origin and distribution of the elements". N.Y., Pergamon Press, 1968.
- Alsop H.L., Nicolaysen L.O. Rb/K ratio and Sr isotopic of mineral in eclogitic and perioditic rocks. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1969, v. 5, 231-244.
- Aumento F., Hyndman R.D. Uranium content of the oceanic upper mantle. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1971, v. 12, N 4.
- Barth T.F.W. Abundance of the elements, areal averages and geochemical cycles. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, v. 23, 1-8.
- Birch F. Speculations on the Earth's thermal history. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1965, v. 76, 133-154.
- Bloxam T.W., Lewis A.D. Ti, Zr and Cs in some British Pillow Lavas and their petro-genetic affinities. - *Nature, Phys. Sci.*, 1972, N 78.
- Bonatti E., Honnorez L. Equatorial Mid-Atlantic ridge. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1970, v. 9, 247-256.
- Bonatti E., Honnorez L., Ferrare G. Periodotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic ridge. - *Philos. Trans. Roy. Soc. London, A*, 1971, v. 268, 385-402.
- Brett R. The Earth's core: speculations on its chemical equilibrium with the mantle. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, 203-221.
- Brooks K.S. The concentrations of Zr and Hf in some igneous and metamorphic rocks and minerals. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, N 3.
- Cann L.R. Br, Sr, Zr, Hf in some ocean floor basaltic rocks. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1970, v. 10, N 1.
- Garswell D.A. Possible primary upper mantle peridotite in Norwegian basalt gneiss. - *Litos.*, 1968, v. 1, 322-355.
- Chen Ju-Chin. Geochemistry of eclogite nodules from the Roberts Victor kimberlites. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1969, v. 50, N 34.
- Chen Ju-Chin. V, Ni, Co-variations in eclogites from Roberts Victor Mine South Africa. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, N 8.
- Clark F.W., Washington H.S. The composition of the Earth crust. - *U.S. Geol. Survey Profess. Paper*, 1924, v. 127.
- Clark S.P. Abundances of uranium, thorium, potassium. *Handbook of Physical Constants*. N.Y., 1966.
- Compston W., Lovering I.F. The Sr isotopic geochemistry of granulitic and eclogitic inclusions from the basic pipes at Delegate, Australia. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, N 691.
- Condic K.C. Composition of the Ancient North American Crust. - *Science*, 1967, v. 155.
- Cotteried D., Greenland L.P., Campbell E.Y. Variation of Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, K, Cs in two diabasegranophyre suites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, N 9.
- Crocket J.H., Keays R.R. Precious metal abundances in some carbonaceous and enstatite chondrites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 32, N 10.
- Curie K.L. Variations in the Hf/Zr ratio of high grade metamorphic rocks from South Ontario. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1968, v. 4, N 4.
- Davis G.L., Alrich L.T., Tilton G.R. The age of rocks and mineral. - *Year-book Carnegie Inst. Wash.*, 1956, v. 55.
- Dawson J.B. Basutoland kimberlites. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1962, v. 73, N 5.
- Dawson J.B. Recent researches on kimberlite and diamond geology. - *Econ. Geol.*, 1964, v. 63, N 5.
- Dawson J.B., Powell D.C., Reid A.M. Ultrabasic xenoliths and lava from the Lashaine Volcano, Northern Tanzania. - *J. Petrol.*, 1970, v.11, N 3.
- DeTuxe E. Metamorphic lineages of orogenic plutonism. - *Geol. mijnbouw.*, 1965, v. 44, 105-132.
- DeTuxe E. The facies groups and facies series of metamorphism and their relation to physical conditions in the earth's crust. - *Lithos.*, 1968, N 41, v. 4.

- Drury S.A. The geochemistry of Precambrian granulite facies from the Lewisian complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland. - *Chem. Geol.*, 1973, v. 11, N 3.
- Eade K.E., Fahrig W.E., Maxwell L.A. Composition of Crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism. - *Nature*, 1966, v. 211, 1245-1249.
- Ehmann W.D., Rebagay F.V. Zr and Hf in meteorites. -- *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, 649-558.
- Eisenman G. On the elementary origin of equilibrium ionic specificity. Symposium on Membrane Transport and Metabolism. Kleinzeller A., Kotyk A. (Eds). N.Y., Acad. Press, 1962.
- Engel A.E., Engel C.G. Chemical characteristics of oceanic basalt and the upper mantle. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1965, v. 76, 719-734.
- Erlank G.J., Hofmeier P. K. K/Rb and K/Cs ration in karroo dolerites from South Africa. - *J. Geophys.*, 1966, v. 71, N 22.
- Eskola P. On the granulites of Lapland. - *Amer. J. Sci.* 1952, Bowen, v. pt. 1.
- Fisher D.E. Homogenized fission track analysis of uranium in some ultramafic rocks. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, N 5.
- Fitton J.G. The generation of magmas in island arcs. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1971, v. 11, N 1.
- Flower M.F.L. Rare earth element distribution in lavas and ultramafic xenoliths. - *Contrib. Mineral and Petrol.*, 1971, v. 31, 335-346.
- Floyd P.A. Geochemical characteristics of spilitic greenstones from southwest England. - *Nature, Phys. Sci.*, 1972, v. 239, N 92.
- Forbes R.B., Kuno H. Peridotite inclusions and basaltic host rocks. - In "Ultramafic and Related rocks". P.J. Willie (Ed). N.Y., Wiley and Sons Inc., 1967.
- Frey F.A., Haskin M.A. Rare earth abundances in some ultramafic rocks. - *J. Geophys. Res.* 1971, v. 76, N 8.
- Gangadhazan E.V. Trace element content of kimberlites of South India. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1969, v. 50, N 4.
- Gast P.W. Limitations on the composition of the upper mantle. - *J. Geophys. Res.*, 1960, v. 65, 1289-1297.
- Gast P.W. Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of the earth's mantle. - *Science*, 1965, v. 147, 878-860.
- Goldschmidt V.M. Über die Massenverteilung im Erdinneren, verglichen mit der Struktur gewisser Meteoriten. - *Naturwiss.* 1933, Bd. 10, H. 41.
- Goles G.G. Trace elements in ultramafic rocks. *Ultramafic and Related Rocks*. John Wiley and Sons, 1967, p.352-362.
- Green H.W. A CO₂ charged asthenosphere. - *Nature, Phys. Sci.*, 1972, v. 238, N 79.
- Green T.H., Brunfeld A.O., Heier K.S. Rare earth element distribution in anorthosite and associated rocks. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1969, v. 2.
- Green T.H., Morgan J.W., Heier K.S. Thorium, uranium and potassium in peridotite inclusions and their host basalts. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1968, v. 4, N 2.
- Green D.H., Ringwood A.E. Petrology of the Upper Mantle. - *Dept Geophys. and Geochem. Austral. Nat. Univ.*, 1966, N 444.
- Griffin W.L., Nurthy V.R. Distribution of K, Rb, Sr, Ba in some minerals. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, 1388-1414.
- Gupuy C. Rb et Cs dans biotite sanidine et verre des ignimbrites de Toscane Italie. - *Chem. J.*, 1968, v. 3, N 4.
- Gurney J.J., Berg G.W., Ahrens L.U. Observations on caesium enrichment and the K/Rb/Cs relationship in eclogites from South Africa. - *Nature*, 1966, v. 210, N 5040.
- Gurney J.J., Mathias M., Siebert C. Kyanite eclogites from the Rietfontein kimberlite pipe. Mier coloured reserve. Gordonia Cape province, South Africa. - *Contrib. Mineral and Petrol.*, 1971, v. 30, N 1.
- Hallberg J.A., Williams D. Archean mafic ultramafic rocks Estern goldfield Region Australia. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1972, v. 15, 191-220.
- Harris P.G., Hutchison R., Paul D.K. Plutonic xenoliths and their relation to the upper mantle. *Phil. - Trans. Roy. Soc. London*, 1972, v. 19, 19.

- Harris P.G., Middlemost A.K. The evolution of kimberlites. - *Litos.*, 1971, v. 3, 77-88.
- Harris P.G., Reay A., White D.J. Chemical composition of the upper mantle. - *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, 6369-6369.
- Hart S.R. K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. - *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A, v. 268.
- Hart S.R., Broks C., Krogh T.E., Davis G.L., Nava D. Ancient and modern volcanic rocks; a trace element model. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1970, v. 10, N 1.
- Hart S.R., Nalwalk A.J. K, Rb, Cs, Sr relationship in submarine basalts. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, N 2.
- Heier K.S. Radioactive elements in the continental crust. - *Nature*, 1965, v. 208, 479-480.
- Heier K.S. U, Th, K, in eclogitic rocks. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, v. 27, N 8.
- Heier K.S., Compston W. K/Rb ratios of eclogites. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1966, v. 1, N 5.
- Heier K.S., Thorensen K. Geochemistry of high grade metamorphic rocks. North. Norway. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, N 1.
- Hess H.H. Caribbean research project. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1960, v. 71, 235-240.
- Hess H.H. History of ocean basins. - *Geol. Soc. America*, 1962, *Buddington* v. 599-620.
- Hess H.H. The ocean crust of the upper mantle. - *Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council (U.S.)*, 1964, v. 1188, 165-175.
- Hess H.H. Caribbean Geological Investigations. - *Geol. Soc. America Mem.*, 1966, v. 98, 310.
- Higuchi H., Nagasawa H. Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1969, v. 7, N 3.
- Holland J.G., Lambert R.St.J. Chemical petrology and K-Ar ages of the Lewisian gneisses of Rona, near Skye, Scotland. - *Geol. Mag.* 1972, v. 109, N 4.
- Hurley P.M. Absolute abundance and distribution of Rb, K, and Sr in the Earth. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, 273-283.
- Hurley P.M., Fairbairn W., Pinson W.U. Rb, Sr isotope evidence in the origin of potash-rich lavas of Western Italy. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1966, v. 5, N 5.
- Hutchison R., Dawson J.B. Rb and Sr in ultrabasic xenoliths and host rocks Lashaine volcano, Tanzania. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1970, v. 9, N 1.
- Hutchison R., Paul D.K., Harris P.G. Chemical composition of the upper mantle. - *Mineral. Mag.*, 1970, v. 37, N 290.
- Jackson E.D. Xenoliths fragments of the upper mantle in the eruptive rocks of Hawaii (Abstr.). - *Trans. Geophys. Union*, 1967, v. 48, N 1.
- Jackson E.D. The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Island. Upper Mantle Rept-XXIII Sess. Internat. Geol. Congr., v. 1. Prague, 1968.
- Jackson E.D., Wright T.L. Xenoliths in the Honolulu Volcanic Series Hawaii. - *J. Petrol.*, 1970, v. 11, N 2.
- Jakes P., White A.S.R. K/Rb ratios of rocks from island areas. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, N 8.
- Jamieson B.G., Clark D.B. Potassium and associated elements in tholeiitic basalts. - *J. Petrol.*, 1970, N 2, v. 11.
- Janse A.J.A. Kimberlites and related rocks of the Nama plateau, South Africa. Ph.D. thesis, University of Leeds, U.K., 1964.
- Kleeman D.S., Green D.H., Lovering I.K. Uranium distribution in ultramafic inclusions from Victorian basalt. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1969, v. 5, 449.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. - *Bull. Volcanol.* 1959, v. 2, N 20.
- Kuno H. High-altitude basalt. - *J. Petrol.*, 1960, v. 1, 121.
- Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. - *J. Petrol.*, 1972, v. 13, N 2.
- Kushiro I. Origin of some magmas on ocean and circum-oceanic regions. - *Tectonophysics*, 1973, v. 17, N 3.

- Kushiro I, Shomizu N., Nikamuro Y., Akimoto S. Compositions of co-existing liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures: a preliminary report. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1972, v. 14, N 1.
- Lambert J.B., Heier K.S. The vertical distribution of the Th and U in the continental crust. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, v. 47, N 1.
- Lambert J.B., Heier K.S. Estimates of the crust abundances of thorium, uranium and potassium. - *Chem.*, 1968, v. 3, N 4.
- Lewis J.B., Spöner C.M. K/Rb ratios on Precambrian granulite terranes. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, N 5.
- Lovering J.F., Morgan L.W. Uranium and thorium abundances in possible upper mantle material. - *Nature*, 1963, v. 197, N 4863.
- MacDonald G.J.F. Chondrites and the chemical composition of the Earth. In "Research in Geochemistry". P.H. Abelson (Ed.), 1959, p. 476-494.
- MacDonald C.J.F. Hawaiian lavas and the upper mantle. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1965, v. 44, N 1.
- MacGregor I.D. Stability fields of spinel and garnet peridotites in the synthetic system $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$. *Carnegie Inst. Wash. Year. Book*, 1964-1965, N 64.
- MacGregor I.D. The effect of pressure on the minimum melting composition in the system $MgO-SiO_2-TiO_2$. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, v. 47, N 1.
- MacGregor I.D. The use of mafic and ultramafic inclusions in defining the depth of origin of basaltic magmas (abstr.). - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1967, v. 48, N 1.
- MacGregor I.D. Mafic and ultramafic inclusions as indicators of depth of origin of basaltic magmas. - *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 12.
- MacTaggart K. On the origin of ultramafic rocks. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, v. 82, N 1.
- Mason B. Composition of the Earth. - *Nature*, 1966, v. 211, 616-618.
- Manson V. Geochemistry of basaltic rocks. - In "Basalts". H.H. Hess and A. Poldervaart (Eds). Interscience, 1967.
- Masuda A. Geothermal and petrogenetic implications of the analysis of the distributional relationship between thorium and uranium. *Tectonophysics*, 1965, v. 2, N 69.
- Mathias M., Siebert J.C., Rikwood P.C. Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite. - *Contribs. Mineral and Petrol.*, 1970, v. 26, N 2.
- Mauton W.L., Tatsumoto M. Isotopic composition of Rb, Sr in nodule from Roberts Victor. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1969, v. 50, N 4.
- Melson W.G., Jarosewich E., Bowen V.T., Thompson G. St. Peterans St. Paul rocks. - *Science*, 1967, v. 155, 1532-1535.
- Melson W.G., Thompson G. Petrology of transform fault zone and adjacent segment. - *Philos. Trans. Roy. Soc. London, A*, 1971, v. 268, 432-441.
- Meyer H.O., Boyd F.R. Inclusions in diamonds. - *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 1970, v. 68.
- Middleton G.U. Chemical composition of sandstone. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1960, v. 71, 1011-1026.
- Mitchell R.H., Crockett J.H. The isotopic composition of strontium in some South African kimberlites. - *Contribs. Mineral and Petrol.*, 1970, v. 30, N 4.
- Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic ridges. - *Contribs. Mineral and Petrol.*, 1969, v. 23, 117-127.
- Moore J.G. Water content of basalt erupted on the ocean floor. - *Contribs. Mineral and Petrol.*, 1970, v. 28, N 4.
- Morgan J.W., Lovering J.F. Uranium and thorium in some basic and ultrabasic rocks of possible deep-seated origin. - *Activ. Anal. Geochim. and Cosmochim. Oslo*, 1971, p. 445-454.
- Morioka M., Kogoshi K., Uyeda S. Uranium, thorium and potassium contents of St. Paul's rocks. - *Geochim. J.* 1971, v. 5, N 1.
- Muller O. Sodium, potassium and cesium concentrations in U.S. G.S. standards peridotite PCC-1, dinite DTS- and diabase W-1 by neutron activation analysis. *Earth and Planet. Sci. Letters.*, 1970, v. 8, N 4.
- Murthy R., Compston W. Trace element studies. - *Trans. Amer. Geophys. Union.*, 1965, v. 52, N 5.

- Murthy V.R., Stuber A.M. Potassium-rubidium ratios on mantle and derived rocks. - In "Ultramafic and Related Rocks", P.J. Wyllie (Ed.), N.Y., Willey and Sons, Inc., 1967.
- Nasagawa H., Wakita W., Higuchi H., Onima N. Rare earth in peridotite nodules. - Earth and Planet. Sci. Letters, 1969, v. 4, N 6.
- Nash W.P., Wilkinson J.F.C. Shonkin Sag laccolith Montana. II. Bulk rock geochemistry. - Contribs. Mineral. and Petrol., 1971, v. 33, N 2.
- Nicholls G.D. Geochemical studies in the ocean as evidence for the composition of the mantle. - In: S.K. Runcorn (ed). Mantles of the Earth and Terrestrial Planets. Interscience Publ. N.Y., 1967.
- Nicholls J., Carmichael I.S.E., Stormer J.C., Jr. Silica activity and P total in igneous rocks. - Contribs. Mineral. and Petrol., 1971, v. 33, N 1.
- Nicholls J., Carmichael I.S.E. The equilibration temperature and pressure of various lava types with spinel and garnet-peridotite. - Amer. Mineralogist, 1972, v. 57, N 5-6.
- Ninkovich D., Hays J.D. Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. - Earth and Planet. Sci. Letters, 1972, v. 16, 331-345.
- Noddack L., Noddack W. Die Häufigkeit der chemischen Elemente. - Naturwiss., Jahrg., 1930, v. 18, H. 35.
- O'Hara M.S. The bearing of phase equilibrium studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of the basic and ultrabasic rocks. - Earth Sci. Rev., 1968, v. 4, N 2.
- O'Hara M.S., Mercy E.L. Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotite. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1963, v. 65, 251-314.
- Paul D.K., Hutchison R. Potassium and rubidium in ultramafic xenoliths. - Geochim. et cosmochim. acta, 1970, v. 34, N 11.
- Pearce J.A., Cann J.R. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis Ti, Zr and Y. - Earth and Planet. Sci. Letters, 1971, v. 12, N 3.
- Philpotts A., Schnetzler C.C. Submarine basalts; some K, Rb, Ba, Th data bearing. - Earth and Planet. Sci. Letters, 1969, v. 7, N 3.
- Philpotts L.A., Schnetzler C.C. Phenocryst-matrix partition coefficients to K, Rb, Sr, Ba with applications to anorthosite and basalt. - Geochim. et cosmochim. acta, 1970, v. 34, N 3.
- Philpotts J.A., Schnetzler C.C., Thomas H.H. Petrogenetic implications of some new geochemical data on eclogitic and ultrabasic inclusions. - Geochim. et cosmochim. acta, 1972, v. 36, N 10.
- Pinson W.H., Ahrens L.H. The abundances of Li, Sc, Sr, Re, Zr in chondrites and some of ultramafic rocks. - Geochim. et cosmochim. acta, 1953, v. 4, 251.
- Poldervaart A. Chemistry of the Earth's crust. - Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, v. 62, 119-144.
- Poldervaart A., Green J. Abundance of major elements in the Earth's crust. - Geotimes, 1959, v. 3, N 8.
- Rankama K. On the geochemical differentiation in the Earth's crust. - Bull. Comm. géol. Finlande, 1946, N 137.
- Reed J.C., Morgan B.A. Chemical alteration and spilitization of the green stone Virginia. - J. Geol., 1971, v. 79, N 5.
- Rickwood P.C., Mathias M., Siebert C. A study of garnets from eclogite and peridotite xenoliths from kumberlite. - Contribs. Mineral. and Petrol., 1968, v. 19, 271-301.
- Ringwood A.E. Some aspects of thermal evolution of the Earth. - Geochim. et cosmochim. acta, 1960, v. 20.
- Ringwood A.E. Chemical and genetic relationships among meteorites. - Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 24, 159-197.
- Ringwood A.E. Chemical evolution of the terrestrial planets. - Geochim. et cosmochim. acta, 1966, v. 30, N 1.
- Roedder E. Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing modules and phenocrysts from basalts. - Amer. Mineralogist, 1965, v. 50.
- Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T. Olivine of dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks. - Amer. Mineralogist, 1954, v. 39, N 9-10.
- Sederholm J.J. The average composition of the Earth's crust in Finland. - Bull. Comm. géol. Finlande, 1925, N 12, 1-20.
- Schindewole U., Wahlgren M. The rhodium, silver and indium content of some chondritic meteorites. - Geochim. et cosmochim. acta, 1960, v. 18, N 1/2.

- Shaw D.M. U, K, Th, K the Canadian Precambrian shield and possible mantle composition. Origin and distribution of the elements. L.H. Ahrens (Ed.). London, Pergamon Press, 1968.
- Shaw D.M., Reilly G.A., Miysson J.R., Pattenden G.E., Campbell F.E. An estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian shield. - *Canad. J. Earth Sci.*, 1967, v. 4, N 5.
- Sighinolfi G.P. K-Rb ratio in high grade metamorphism: a confirmation of the hypothesis of a continental crustal evolution. - *Contribs. Mineral and Petrol.*, Springer, 1969, v. 21, N 4.
- Sighinolfi G.P. Investigations into the deep levels of the continental crust: petrology and chemistry of the granulite facies of Bahis (Brazil). - *Att Soc. Toscana sci. natur.*, A, 1970, v. 77, 327-341.
- Sighinolfi G.P. Investigations into the deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, N 10.
- Smithson S.B., Heier K.S.K. U and Th distribution between normal and charnockitic facies of a deep granitic intrusion. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1971, v. 12, N 3.
- Steinmann G. Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirge. *Compt. Rend. 14 Congr. Geol. Internat. Madrid*, v. 2, 1926.
- Stuber A.M. Abundance of K, Rb, Sr and Sr isotopes in ultramafic rocks. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, 534-553.
- Stuber A.M., Murthy V.R. Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1966, v. 30, N 12.
- Stuber A.M., Goles G.C. Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, N 1.
- Tatsumoto M.C., Hedge E., Egel E.J. K, Sr, Rb, U and Sr in oceanic tholeiitic basalt. - *Science*, 1965, v. 150, 876-878.
- Tatsumoto M., Nicolaysen L.O. Distribution of Pb, U, Th, in eclogite inclusions in kimberlite. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1969, v. 50, N 324.
- Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1964a, v. 28, 1273-1285.
- Taylor S.R. Chondritic Earth model. - *Nature*, 1964b, v. 202, 281-282.
- Taylor S.R. Trace element abundances and the chondritic earth model. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1964c, v. 28, 1989-1998.
- Taylor S.R. Geochemistry andesites. In "Origin and distribution of the element". L.H. Ahrens (Ed.). N.Y., Pergamon Press, 1968.
- Taylor S.R., Ahrens L.H. The significance of K/Rb ratios for theories of tektite origin. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, v. 15, 370-372.
- Thayer T.P. Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of Mid-oceanic ridges. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, 1515-1522.
- Tilton G.L., Reed G.W. Radioactive heat production in eclogite and some ultramafic rocks. - In "Earth Science and Meteorites". Amsterdam, 1963.
- Turekian K.K. The chromium and nickel distribution in basaltic rocks and eclogites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, v. 27, N 7.
- Touret J. Le facies granulite metamorphisme en milieu carbonique. - *C. r. Acad. sci. Paris*, 1970, v. 271, N 25.
- Touret J. Le facies granulite en Norvege meridionale. - *Litos.*, 1971, v. 4, N 4.
- Turekian K.K., Phinney W.C. The distribution of Ni, Co, Cr, Cu, Ba and between biotite-garnet pairs in metamorphic sequence. - *Amer. Mineralogist*, 1962, v. 47, 1434-1441.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, v. 72, 175-192.
- Urey H.C., Graig H. The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, v. 4, 36-82.
- Vincent E.A., Crockett L.H. Studies in the geochemistry of gold. - *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 18, 1960, N 1-2.
- Vinogradov A.P., Dmitriev L.V., Udintsev G.B. Distribution of trace elements in crystalline rocks of rift zones. - *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, v. 268, N 1192.
- Wakita H., Nagasawa H., Uyeda S., Kuno H. Uranium and thorium contents in ultrabasic rocks. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1967, v. 2, N 4.

- Wasserburg G.L, Macdonald G.J.F., Hoyle F. Relative contributions of U, Th, K to heat production in the Earth. - Science, 1964, v. 143, 465-467.
- Wedepohl H. Einige Untersuchungen zur Geochemie des Pleis. - Forsch. Mineral., 1956, 33, H. 2, 145.
- Wedepohl K.H. Chemical fractionation in the sedimentary environment. - In "Origin and distribution of the element". N.Y., Pergamon Press, 1968.
- Wedepohl K.H. Geochemische Bilanzen. - Abhandl. Akad. Wiss. und Lit. math.-naturwiss. Kl., 1972, v. 18, N 2, 111.
- White R.W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. - Contribs Mineral and Petrol., 1966, v. 12, N 3.
- White R.W. Ultrabasic rocks and the composition of upper mantle. - Earth and Planet. Sci. Letters, 1967, v. 3, 11-18.
- Whitfield L.M., Rogers L.L., Adams L.A. The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks. - Geochim. et cosmochim. acta, 1959, v. 17, 268-271.
- Whitney P.R. Variations of the K/Rb ration in migmatites paragneisses of the Northwest Adirondacks. - Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, 1203-1211.
- Willie P.L. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. - Tectonophysics, 1969, v. 7, 437-445.
- Willie P.L. Ultramafic rocks and the upper mantle. - Min. Soc. Amer. Spec. Papers, 1970, v. 3, 3-32.
- Wiseman L.D.H. St. Paul rocks and the problem of the upper mantle. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc. London, 1966, v. 11, 519.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ	
Каменные метеориты как возможные представители мантийного вещества	5
Земные ультраосновные породы как представители мантийного вещества	8
Альпинотипные гипербазиты	8
Океанические гипербазиты	9
Глубинные включения в кимберлитовых и базальтовых трубках взрыва	10
Вертикальная и латеральная неоднородность верхней мантии	13
Петрологическая модель вещественного состава верхней мантии	16
Глава 2. КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА, ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ	
Континентальный магматизм	19
Региональный метаморфизм	24
Гранито-гнейсовый слой континентальной коры	27
Гранулит-базитовый слой континентальной коры	28
Глава 3. ГАЗОВО-ВОДНЫЙ РЕЖИМ В МАНТИИ И КОРЕ	
Состав газообразных веществ в верхней мантии и коре	30
Режим летучих компонентов и особенности глубинного магмообразования	36
Глава 4. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ	
Силикатный состав верхней мантии	38
Силикатный состав континентальной коры	44
Глава 5. МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ	
Распределение щелочных элементов	51
Щелочные элементы в мантийном субстрате и магматических породах	51
Щелочные элементы в метаморфических породах континентальной коры	65
Распределение щелочноземельных элементов - стронция и бария	74
Стронций и барий в мантийных породах	74
Стронций и барий в глубинных магматических породах	76
Распределение редкоземельных элементов	80
Редкие земли в мантийных породах	80
Редкие земли в глубинных магматических породах	85
Распределение радиоактивных элементов - урана и тория	86
Уран и торий в мантийных породах	86
Уран и торий в глубинных магматических породах	90
Уран и торий в регионально метаморфизованных комплексах континентальной коры	92
Распределение титана, циркония, гафния	95
Содержание титана и циркония в мантийных и коровых породах	95
Соотношение циркония и гафния в мантийных и коровых породах	100
Распределение ниобия и тантала	101
Распределение элементов группы железа	107
Распределение халькофильных элементов	117

Глава 6. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Химический состав верхней мантии	123
Химический состав континентальной коры	128
Дифференциация мантийного и корового вещества	132
Гипотеза мантийного кислотного выщелачивания как механизма дифференциации щелочных элементов	143
Основные особенности химического состава верхней мантии и континентальной коры	148
Литература	155

Борис Георгиевич Луцк

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Утверждено к печати Ордена Ленина Институтом
физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР

Редактор издательства И.М. Ерофеева
Художественный редактор В.А. Чернецов
Технический редактор Г.В. Лазарева

Подписано к печати. 18/II - 75 г. Т - 02138
Усл. печ. л. 14,7. Уч.-изд. л. 14,8.
Формат 70 × 108 1/16. Бумага офс. № 1.
Тираж 1400 экз. Тип. зак. 1647
Цена 1р. 48к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 48 к.

1661



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»