

А. А. БЕУС

ГЕОХИМИЯ ЛИТОСФЕРЫ

(ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва, 1972

552

Б35

УДК 550.4 + 551.14

Д 34
Б 54

Беус А. А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). М., «Недра», 1972, стр. 296.

В книге обобщены и статистически обработаны данные о распределении породообразующих элементов в литосфере. Дается описание основных принципов изучения распределения химических элементов в горных породах, включая краткую характеристику статистических методов обработки геохимической информации и анализ представительности геохимических данных, а также рассматриваются понятия о глобальных, региональных и локальных параметрах распределения химических элементов в литосфере. Дан анализ параметров, принятых при подсчете среднего состава литосферы. Подробно разбирается проблема распространенности горных пород в земной коре. При этом отмечается, что геологические данные о количественных соотношениях горных пород на поверхности Земли еще не вышли из разряда весьма приближенных исчислений, лимитируя возможности точного подсчета состава литосферы и определяя приближенный характер всех современных геохимических моделей земной коры. Основная часть книги посвящена изложению и интерпретации фактического материала, характеризующего распределение двенадцати породообразующих элементов (кислорода, кремния, алюминия, железа, магния, кальция, натрия, калия, титана, марганца, фосфора и водорода) в магматических, метаморфических и осадочных горных породах, а также в различных оболочках литосферы в целом. В большом количестве таблиц содержатся оценки параметров распределения породообразующих элементов в различных типах пород по регионам земного шара. Впервые выводы об особенностях распределения породообразующих элементов в делаются на основе анализа информации, включающей более 11 000 химических анализов горных пород и охватывающей все континенты земного шара. Описывается средний состав горных пород и оболочек литосферы. Оценки средних составов горных пород основываются на статистических параметрах распределения отдельных элементов, приведенных в главе III. Предлагаемая приближенная геохимическая модель литосферы исходит из результатов подсчета среднего состава оболочек, при этом отношении «гранитной» и «базальтовой» оболочек принято равным 1 : 2.

На основе анализа соотношений породообразующих элементов в отдельных типах и разновидностях ультраосновных и основных пород делаются выводы об относительной глубине их формирования, при этом обосновывается неоднородность состава верхней мантии. Обращается внимание на преемственность химического состава сланцев, гнейсов и гранодиоритов, позволяющую предполагать возможность палингеного переплавления метаморфических пород в гранодиориты без привноса или выноса сколько-нибудь значительных количеств породообразующих элементов. В то же время подчеркивается, что преобразование любых типов метаморфических пород в граниты требует их коренной переработки, которая должна сопровождаться привносом значительных количеств кремнезема, калия и кислорода, а также выносом большей части железа, магния и кальция. Средний химический состав «гранитной» оболочки очень близок составу гранодиоритов. «Базальтовая» оболочка по составу приближается к составу диорита. Диориту близок и средний состав литосферы.

В заключении книги сделана попытка теоретического объяснения процессов дифференциации внешних оболочек Земли, приведших к образованию литосферы. Перераспределение химических элементов в гравитационном поле Земли в соответствии с удельными объемами частиц, играющих ведущую роль в миграции этих элементов в земной коре и мантии, рассматривается как главный фактор дифференциации в пределах внешних оболочек планеты. Миграция кремне-кислородных комплексов и ионов калия из мантии в верхние зоны литосферы является наиболее ярким проявлением процесса перераспределения, ведущим к образованию гранитов и «гранитной» оболочки в целом. С этой точки зрения граниты, а также связанная с ними рудная минерализация рассматриваются как продукты взаимодействия (метасоматического или с переплавлением) растворов мантийного происхождения, несущих кремнекислородные комплексы, калий и редкие щелочи, а также ряд рудных компонентов, с метаморфическими и магматическими породами литосферы.

Таблиц 199, иллюстраций 27, список литературы — 336 названий.

43499 (175911) П
БИБЛИОТЕКА
научно-исследовательского
института геологии
АН СССР в Пущино

2-9-4

16-72

552

Быстрое и успешное развитие геохимических исследований различных направлений в настоящее время стало возможным благодаря трем главным факторам:

а) совершенствованию аналитической техники — появилась возможность быстрого и сравнительно дешевого аналитического определения почти всех химических элементов таблицы Менделеева с высокой чувствительностью и точностью, не доступной всего десять лет назад;

б) развитию экспериментальной техники, что обусловило значительный прогресс в экспериментальных исследованиях в области высоких температур и давлений, позволило изучить физико-химические параметры некоторых природных магматических и гидротермальных систем и подойти к объяснению принципиальных геохимических закономерностей некоторых высокотемпературных процессов;

в) систематическому и глубокому проникновению в геохимию математических методов обработки информации, что позволяет осмыслить непрерывно увеличивающийся поток количественной геохимической информации.

На очереди стоит важная задача — создание математически обоснованных геохимических моделей. В этом направлении пока сделаны лишь первые шаги, однако результаты столь интересны, что можно утверждать: геохимическая наука стоит перед новой многообещающей стадией развития, стадией, когда геохимия должна будет рассматриваться как точная наука, опирающаяся на данные весьма точных определений и широко использующая физико-химический и математический аппараты.

Одна из важных и интересных задач геохимии с момента ее возникновения — создание геохимической модели Земли и слагающих ее геосфер, из которых наибольшим вниманием исследователей всегда пользовалась земная кора — единственная часть земного шара, доступная непосредственному изучению геолога и геохимика.

Начиная с Ф. У. Кларка (1847—1931 гг.), блестящая плеяда исследователей — В. И. Вернадский, А. Е. Ферман, Р. Дэли, В. М. Гольдшмидт, Я. Седергольм, И. Фогт и др. — работала над этой проблемой, оставив неоценимое наследство, к которому продолжают обращаться геохимики более молодых поколений.

В современный период изучение химического состава нашей планеты неразрывно связано с именами ведущих геохимиков — А. П. Виноградова, А. Б. Ронова, С. Нокколдса, Л. Аренса, С. Тэйлора, А. Поддерваарта, М. Флейшера, Ф. Викмана, К. Турекяна, К. Ведыполя, Д. Грина и др. Почти ежегодно публикуются новые сводные подсчеты среднего состава земной коры, учитывающие непрерывно обновляющуюся информацию. Появились первые геохимические модели верхней мантии (А. П. Виноградов, А. Рингвуд, Д. Грин и др.), послужившие основой для разработки гипотезы механизма образования земной коры. Качественно новый этап геохимических исследований рассматриваемого направления возник в результате возможности сравнения состава земных пород с породами Луны.

Новый этап познания строения и состава нашей планеты требует и нового углубленного подхода к построению геологически и математически обоснованной геохимической модели литосферы, без которой вряд ли возможно правильное понимание особенностей строения земной коры, мантии Земли и происходящих в них глобальных геологических процессов. Математическое описание особенностей распределения химических элементов в литосфере позволит оценить представительность имеющейся на данном этапе геохимической информации, а также станет основой для суждения о вероятностных колебаниях состава отдельных структурных единиц и оболочек земной коры. Естественно, задача создания математически обоснованной геохимической модели литосферы не может быть решена силами одних геохимиков без участия геологов и геофизиков. Слишком много белых пятен имеется в проблеме количественных взаимоотношений главных типов горных пород, слагающих литосферу. Только первые шаги сделаны в глубинном геофизическом зондировании земной коры и верхней мантии.

Представляется, что проблема создания математически обоснованной геохимической модели литосферы будет осуществляться следующими этапами в сопредельных областях геохимии, геологии и геофизики.

1. Разработка математически обоснованных моделей химического состава отдельных типов горных пород литосферы для различных глобальных геологических обстановок и возраста.

2. Детальное изучение количественных отношений различных типов горных пород литосферы на основе анализа геологических карт по типичным регионам различного геологического строения. Создание математически обоснованной модели петрографического строения литосферы.

3. Продолжение и детализация геофизического зондирования глубоких частей литосферы с целью получения точных данных о распре-

делении плотностей и скоростей прохождения сейсмических волн в различных ее участках. Продолжение экспериментальных исследований физических параметров метаморфических и магматических пород различного типа в области высоких давлений и температур.

Предлагаемая работа представляет собой первый этап в создании математически обоснованной модели литосферы. В ней рассматриваются и статистически описываются особенности распределения химических элементов в различных типах пород литосферы для отдельных регионов, крупных структурных единиц земной коры и «гранитной» оболочки литосферы в целом. В отличие от более ранних подсчетов средних составов горных пород (Ф. Кларк, Р. Дэли, С. Нокколдс, А. Полдерваарт, Д. Грин и др.), которые не учитывали территорию Советского Союза, в предлагаемой работе приведены данные по разным континентам.

Рассматриваемая в работе модель химического состава литосферы все еще является приближенной. Как и прежние модели, она основывается на еще недостаточно достоверных геологических данных. До появления новой геологической информации о количественных отношениях магматических и метаморфических пород в пределах литосферы существенный прогресс в этой области вряд ли возможен.

В процессе работы автор неоднократно обращался ко многим коллегам как в Советском Союзе, так и за рубежом за советом и с просьбами о предоставлении геохимической информации и всегда получал необходимое содействие. Всем им он выражает свою глубокую благодарность. В работе по подготовке материалов для монографии в течение четырех лет принимала участие жена автора И. И. Уварова. Лишь при ее постоянной помощи автор смог закончить книгу.

ГЛАВА I

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

1. СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Геологическая история каждого конкретного участка земной коры и литосферы в целом находит четкое отражение в особенностях химического состава слагающих геологических комплексов, проявляясь в закономерном распределении во времени и пространстве парагенетических ассоциаций химических элементов, а также в особенностях распределения отдельных химических элементов в каждом типе геологических образований.

На современном этапе изучения земной коры получение объективной информации о химическом составе горных пород и закономерностях распределения химических элементов в пределах конкретных ее участков является необходимой стадией процесса геологического исследования, без которой невозможно выявление ведущих факторов, определявших особенности развития изучаемой территории.

При этом для обоснованного суждения об особенностях распределения химических элементов в тех или иных геологических образованиях необходимо иметь математически обработанные данные, характеризующие статистические закономерности распределения каждого элемента и позволяющие при помощи соответствующих статистических операций производить оценку достоверности полученных результатов, сравнение исследуемых распределений, а также вычислять вероятность появления в данной геохимической совокупности любых содержаний, интересующих исследователя [17].

Использование статистических методов в геологии и геохимии на современном уровне состояния этой проблемы в первую очередь должно повышать достоверность и точность выводов, основанных на всестороннем анализе фактического материала. При этом необходимо подчеркнуть, что статистические методы не могут применяться без четкого представления о сущности геологических и геохимических задач, для решения которых предполагается их использование. Применение методов математической статистики без учета природных

геологических факторов может привести к грубым просчетам и ошибкам.

Основу методов математической статистики, используемых в геологии и геохимии (как и в других областях), составляет теория вероятностей. Знакомство с основными положениями теории вероятностей служит необходимой предпосылкой применения статистических методов, позволяющей правильно использовать закономерности математической статистики в приложении к анализу природных явлений. Применяя статистические законы распределения случайных величин к изучению особенностей распределения химических элементов в природных образованиях, геохимики получили возможность математического описания этих закономерностей и, как следствие этого, математического обоснования связи между распределением химических элементов в тех или иных природных образованиях и их генезисом.

Важнейшее положение теории вероятностей, используемое математической статистикой, — понятие о функции распределения случайной величины¹. Функция распределения, являющаяся универсальной характеристикой случайной величины, позволяет дать полное математическое описание любой совокупности случайных величин, объединенных каким-либо общим признаком качественного или количественного характера. Поскольку совокупности, обладающие одинаковыми свойствами, имеют и равные функции распределения, последние могут использоваться как объективный критерий при оценке однородности или разнородности различных совокупностей.

При использовании методов математической статистики в геохимических исследованиях полезно использование понятий о геохимической совокупности и геохимической выборке [17].

Геохимической совокупностью может быть названа совокупность значений содержания химического элемента, с исчерпывающей полнотой отражающая статистические закономерности распределения этого элемента в конкретных природных образованиях. В практике исследованию подвергаются отдельные выборки из общей геохимической совокупности, содержащие ограниченное (конечное) число членов (результатов определения содержания химического элемента) и отвечающие понятию о «геохимической выборке».

В зависимости от статистического закона распределения случайной величины функция ее распределения характеризуется определенным числом и типом статистических параметров. Выявление закона (вида) распределения и вычисление параметров распределения

¹ Могут быть рекомендованы следующие руководства, освещающие основные проблемы теории вероятностей: Н. В. Смирнов, И. В. Дунин-Барковский, 1959 г. [104]; Ван дер Варден, 1960 г. [23]; Б. В. Гнеденко, 1954 г. [40]; Г. Крамер, 1948 г. [60]; R. Miller, J. Kahn, 1962 г. [258]; И. П. Шапоров, 1965 г. [123].

случайной величины в исследуемой геохимической совокупности является первой и главной задачей статистической обработки геохимической информации. Поскольку исследователь всегда имеет дело лишь с геохимическими выборками, с той или иной степенью достоверности представляющими изучаемую геохимическую совокупность, в процессе статистической обработки выборки могут быть получены лишь приближенные оценки (характеристики) соответствующих параметров распределения. Эти оценки параметров тем более отличаются от истинных, чем меньше объем геохимической выборки и больше вариации значений исследуемой случайной величины. Однако возможность определения в каждом конкретном случае точности вычисленных оценок позволяет успешно использовать их для общей характеристики данной совокупности в целом.

Таким образом, с помощью вычисленных оценок параметров распределения на основе известной функции распределения может решаться целый ряд геологических и геохимических задач, основанных на использовании закономерностей распределения химических элементов в природных образованиях. Перечислим простейшие из этих задач, имеющие отношение к теме настоящей работы.

1. Определение статистических оценок параметров распределения содержаний химических элементов с целью математического обоснования геохимических выводов, полученных в процессе исследования конкретных природных объектов.

2. Обоснование геохимической общности или различия конкретных геохимических (геологических) объектов.

3. Вероятностная оценка колебания содержаний химических элементов с целью описания и геохимической классификации геологических образований.

4. Выявление статистической зависимости между варьирующими геохимическими признаками, характеризующими определенный природный объект (задача корреляции и регрессии).

Решение поставленных достаточно простых с точки зрения математической статистики задач требует лишь элементарных знаний из области теории вероятностей и математической статистики.

При исследовании конкретных геохимических выборок, характеризующих определенные природные образования, первым этапом статистического анализа является установление закона (вида функции) распределения содержаний химического элемента, определенных путем анализа соответствующих проб.

Каждый из статистических законов распределения характеризуется специфическим типом вариационной кривой и определенными параметрами, позволяющими всесторонне описать совокупность, распределенную в соответствии с данным законом. Из достаточно большого разнообразия вариационных кривых (рис. 1) в практике геохимических исследований наиболее часто встречаются кривые типа I и II. Симметричная кривая I типа (гауссова кривая) характеризует нормальный закон распределения вероятностей, наиболее замечательная особенность которого — равная вероятность положи-

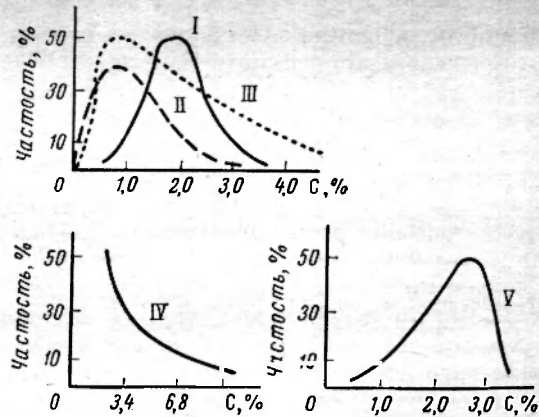


Рис. 1. Типы вариационных кривых

тельных и отрицательных отклонений от среднего значения (рис. 2). Последнее в случае нормального распределения соответствует наиболее часто встречающемуся в данной геохимической совокупности содержанию (мода статистической кривой).

Параметрами нормального распределения являются среднее арифметическое (μ), дисперсия (σ^2) и среднее квадратическое (стандартное) отклонение (σ). Уравнение, описывающее кривую нормального распределения, имеет вид

$$Y = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$$

Случайная величина x может принимать любое значение в пределах от $-\infty$ до $+\infty$. Вся площадь, ограниченная сверху нормальной кривой (рис. 2), принимается равной единице. В этом случае вероятность того, что x находится между двумя определенными значениями a и a_1 , равна части площади под этой кривой, ограниченной ординатами точек a и a_1 , и выражается в долях единицы.

На практике в процессе статистического анализа конкретных геохимических выборок используются приближенные оценки перечисленных параметров — оценка среднего арифметического (\bar{x}),

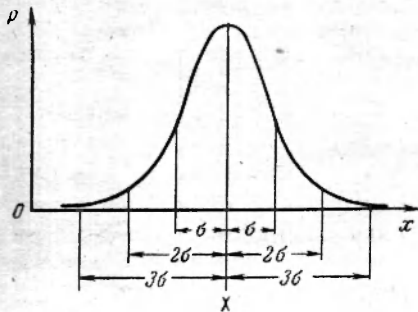


Рис. 2. Кривая нормального распределения вероятностей

оценка дисперсии (S^2) и оценка среднего квадратического (стандартного) отклонения (S) содержаний.

Нормальный закон распределения имеет очень важное значение в теории вероятностей и математической статистике. На основе этого закона составлен ряд статистических таблиц, широко используемых при статистическом анализе совокупностей, подчиняющихся нормальному закону распределения.

Нормальное распределение вероятностей образуется в условиях, когда распределение случайной величины определяется достаточно большим количеством взаимонезависимых и примерно равнодействующих факторов. Однако в природе подобные условия выполняются далеко не всегда. В результате эмпирические кривые, характеризующие распределение в конкретных геохимических выборках, в большинстве случаев имеют асимметричный вид, отличный от кривой нормального распределения. Естественно, для описания этих распределений, существенно отличающихся от нормального, формулы, основанные на нормальном законе, а также расчетные статистические таблицы, в основу которых положен нормальный закон распределения вероятностей, использованы быть не могут.

Наибольшее распространение среди статистических кривых асимметричного вида в геохимии имеют кривые II типа (см. рис. 1), отличающиеся левосторонней, или так называемой положительной, асимметрией. Характерным свойством подобных распределений является изменение формы кривой на симметричную при замене содержаний, составляющих распределение, их логарифмами. В результате оказалось возможным и в этом случае использовать все закономерности, основанные на функции нормального распределения. Только все статистические операции следует производить не с содержаниями, а с их логарифмами.

Таким образом, возникло представление о весьма важном для геохимических построений законе логарифмически-нормального (логнормального) распределения [87, 88, 127, 128, 91—93]. Оценками параметров логнормального распределения (в отличие от распределений, подчиняющихся нормальному закону) являются среднее арифметическое, дисперсия и среднее квадратическое (стандартное) отклонение логарифмов содержаний (или других численных значений).

Нормальным и логнормальным законами распределения не исчерпывается разнообразие распределений химических элементов в природных объектах. Так, в совокупностях, отличающихся весьма неравномерным распределением содержаний, в ряде случаев имеют место вариационные кривые III типа с положительной асимметрией, превышающей асимметрию логнормального распределения [111].

Наблюдаются также распределения, вариационная кривая которых отличается правосторонней (отрицательной) асимметрией. Описание распределений, характеризующихся вариационными кривыми III и I типов (см. рис. 1), по сравнению с распределениями, подчиняющимися нормальному или логнормальному закону, представляет значительно более сложную задачу, которая не рассматривается

в настоящей работе. М. И. Толстой [111] предложил для описания подобных распределений относительно простую и поддающуюся программированию схему расчета кривых Пирсона, позволяющую с достаточной точностью оценивать параметры сложных распределений рассматриваемых типов.

Ниже даны формулы и уравнения, использованные в настоящей работе при статистической обработке геохимических данных.

Для нормального закона

Для логнормального закона

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N x_i}{N} \quad (1)$$

$$\overline{\lg x} = \frac{\sum_{i=1}^N \lg x_i}{N} \quad (1a)$$

$$S^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \quad (2)$$

$$S_{\lg}^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\lg x_i - \overline{\lg x})^2 \quad (2a)$$

$$S = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \quad (3)$$

$$S_{\lg} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\lg x_i - \overline{\lg x})^2} \quad (3a)$$

$$V = \frac{S}{\bar{x}} \quad (4)$$

$$V = \sqrt[3]{10^{\overline{\lg^2 x}} - 1} \quad (4a)$$

$$\sigma_v = \frac{S}{\bar{x} \sqrt{N}}; \quad \pm \lambda_{5\%} = \frac{2S}{\sqrt{N}} \quad (5)$$

$$N = \left(\frac{zV\bar{x}}{\lambda} \right)^2 \quad (6)$$

$$A = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3}{N \cdot S^3} \quad (7)$$

$$A_{\lg} = \frac{\sum_{i=1}^N (\lg x_i - \overline{\lg x})^3}{N \cdot S_{\lg}^3} \quad (7a)$$

$$E = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4}{N \cdot S^4} - 3 \quad (8)$$

$$E_{\lg} = \frac{\sum_{i=1}^N (\lg x_i - \overline{\lg x})^4}{N \cdot S_{\lg}^4} - 3 \quad (8a)$$

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{6}{N}} \quad (9)$$

$$\sigma_{A_{\lg}} = \sqrt{\frac{6}{N}} \quad (9a)$$

$$\sigma_E = 2 \sqrt{\frac{6}{N}} \quad (10)$$

$$\sigma_{E_{\lg}} = 2 \sqrt{\frac{6}{N}} \quad (10a)$$

$$\frac{A}{\sigma_A} \leq 3; \quad \frac{E}{\sigma_E} \leq 3 \quad (11)$$

$$\frac{A_{\lg}}{\sigma_{A_{\lg}}} \leq 3; \quad \frac{E_{\lg}}{\sigma_{E_{\lg}}} \leq 3 \quad (11a)$$

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2}; \quad S_1^2 > S_2^2 \quad (12)$$

$$F = \frac{S_{1 \lg}^2}{S_{2 \lg}^2}; \quad S_{1 \lg}^2 > S_{2 \lg}^2 \quad (12a)$$

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{N_1} + \frac{S_2^2}{N_2}}} \quad (13)$$

$$t = \frac{\overline{\lg x_1} - \overline{\lg x_2}}{\sqrt{\frac{S_{\lg}^2}{N_1} + \frac{S_{\lg}^2}{N_2}}} \quad (13a)$$

$$z = \frac{\bar{x} - a}{S} \quad (14)$$

$$z = \frac{\lg a - \overline{\lg x}}{S_{\lg}} \quad (14a)$$

$$a_{\min}^{\max} = \bar{x} \pm tS \quad (15)$$

$$\lg a_{\min}^{\max} = \overline{\lg x} \pm tS_{\lg} \quad (15a)$$

$$P_{x > a} = 0,5 - \Phi(z) \quad (16)$$

где x_i — частное значение содержания;

\bar{x} ; $\overline{\lg x}$ — среднее арифметическое содержаний (логарифмов содержаний);

$\lg x_i$ — частное значение логарифма содержания;

N — количество проб (объем выборки);

s^2 — дисперсия содержаний;

s_{\lg}^2 — дисперсия логарифмов содержаний;

S — стандартное отклонение содержаний;

S_{\lg} — стандартное отклонение логарифмов содержаний;

V — коэффициент вариации содержаний;

$\sigma_{\bar{x}}$ — стандартное отклонение среднего арифметического содержаний;

$\pm \lambda_{5\%}$ — ошибка среднего арифметического (с 5%-ным уровнем значимости);

A ; A_{\lg} — асимметрия распределения содержаний (логарифмов содержаний);

E ; E_{\lg} — эксцесс распределения содержаний (логарифмов содержаний);

σ_A ; $\sigma_{A_{\lg}}$ — стандартное отклонение асимметрии распределения содержаний (логарифмов содержаний);

σ_E ; $\sigma_{E_{\lg}}$ — стандартное отклонение эксцесса распределения содержаний (логарифмов содержаний);

$\frac{A}{\sigma_A}$; $\frac{E}{\sigma_E}$ — критерий согласия с нормальным (логнормальным) распределением;

F — критерий Фишера;

t — критерий Стьюдента;

z — аргумент интегральной функции Лапласа;

a — значение (содержание), вероятность появления которого в геохимической совокупности подлежит оценке;

a_{\min}^{\max} — граничные значения (содержания) в геохимической совокупности, оцениваемые с заданной вероятностью;

$P_{x > a}$ — вероятность появления значений (содержаний) больших, чем заданное.

Методика пользования этими формулами изложена во всех исследованиях и руководствах по математической статистике, посвященных применению математических методов в геологии и геохимии.

Таким образом, операции по статистической обработке конкретных геохимических выборок практически сводятся к проверке соответ-

ствия эмпирических распределений тому или иному закону распределения и вычислению оценок параметров распределения случайной величины x в данной геохимической совокупности. Известные оценки параметров распределения в дальнейшем служат основой для решения ряда геологических и геохимических задач и оценки представительности выводов, основанных на анализе конкретной геохимической информации.

2. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Проблема представительности информации в геохимии практически сводится к оценке того, насколько полно данная проба или серия проб (выборка) отражает действительные особенности распределения химических элементов в опробованном объекте. Как известно, главной особенностью геохимических исследований, ведущей к появлению неточных и даже ошибочных выводов, является резкое несоответствие объема исследуемых проб и представляемых ими геологических тел. На последние обычно распространяются закономерности распределения химических элементов, изученные по ограниченному количеству проб, часто даже без попытки оценки представительности используемых данных. Как справедливо замечает Б. И. Белов: «...если, кроме того, учесть, что не существует научнообоснованных правил отбора проб, обеспечивающих наперед заданную близость эмпирических и природных распределений, то становится ясна причина возможных ошибок, возникающая из отождествления этих распределений» [41, стр. 71].

С учетом вышесказанного наиболее оправдан подход ко всем геохимическим оценкам как к относительным величинам, обладающим определенным уровнем колеблемости, зависящим от природных факторов, метода отбора проб и метода определения содержания компонента в пробах.

Образно говоря, проникновение математической статистики в геохимию начинается с отбора проб. С этой точки зрения главное требование геохимического опробования — случайность отбора каждой единичной пробы. Геохимические выборки, в которых нарушена случайность отбора проб, не могут представлять соответствующие совокупности. В согласии с этим требованием, в частности, отвергается в свое время выдвинутый Кларком и Вашингтоном принцип соответствия количества опубликованных анализов количественной роли проанализированных типов горных пород на поверхности земной коры [163, 165]. Принцип случайности отбора в данном случае мог бы быть соблюден, если бы различные типы горных пород земной коры не различались визуально. В действительности же исследователями в масштабе земной коры производился направленный отбор и исследование проб из конкретных, интересовавших их типов горных пород.

В результате этого экзотические типы горных пород изучались в степени, значительно превосходящей их количественную значимость в земной коре. Так, С. П. Соловьев [106] отметил, что из

собранных им более 4000 анализов магматических пород СССР около 10% принадлежало щелочным породам, а это более чем в 20 раз превышает действительную распространенность щелочных пород на территории Советского Союза.

Однако, несмотря на декларируемый отказ от использования принципа Кларка и Вашингтона при оценке количественной роли различных типов пород, геохимии стихийно продолжают следовать этому принципу в отношении разновидностей в пределах отдельных типов, а в ряде случаев и в отношении типов (например, гранитов и гранодиоритов во многих обобщениях). Безвыходность ситуаций в данном случае обусловлена полным отсутствием достоверных геологических данных о количественных соотношениях разновидностей всех типов горных пород. Учитывая обычное отсутствие резких различий между разновидностями горных пород, опасность отклонений от принципа случайности отбора проб в случае разновидностей несколько меньше, чем в случае типов горных пород. Однако и здесь ее нельзя сбрасывать со счета.

Наиболее совершенный метод случайного отбора проб — равномерное опробование, это главное при проведении любых видов полевых геохимических исследований. Б. И. Белов [11] показал, что равномерное опробование является единственной системой опробования, в которой математическое ожидание концентраций равно m_0/V_0 , где m_0 — масса рассматриваемого элемента в геологическом теле, V_0 — объем геологического тела. Б. И. Белов рассмотрел возможность использования для геохимических целей точечного опробования, что весьма важно для всех региональных и глобальных геохимических построений.

Как известно, почти вся имеющаяся информация о химическом составе горных пород основывается на пробах малой массы (от 0,1 до 1 кг), которые могут быть названы точечными. Таким образом, статистические параметры распределения химических элементов, вычисленные по результатам аналитического исследования подобных проб, и в первую очередь дисперсия и стандартное отклонение распределения, должны быть отнесены к пробам, каждая из которых представляет собой лишь весьма малый (точечный) объем опробованного геологического тела. Оценки параметров распределения изменяются существенным образом при изменении способа опробования. Например, если геохимические пробы будут составляться путем объединения отдельных мелких проб, отобранных с определенной площади, резко уменьшается дисперсия распределения содержаний и соответственно уменьшается ошибка оценки среднего арифметического. При этом в ряде случаев логарифмически-нормальный закон распределения содержаний изменяется на нормальный.

Таким образом, законы распределения концентраций вещества и статистические параметры распределения содержаний не имеют реального смысла, если они оторваны от способа опробования. Математически это положение обосновано Б. И. Беловым [11]. Несопоставимость оценок дисперсии и стандартного отклонения, полученных

из выборок, составленных из частных проб малой массы («точечных» проб) и объединенных проб, следует иметь в виду при геохимических построениях. В качестве конкретного примера подобного рода можно указать на исследование К. Ида и др. [180], которые на основе серии объединенных проб, каждая из которых представляла определенную часть изученной территории, оценили средний состав Канадского щита в районе Северного Квебека. В таблицах, характеризующих распределение различных химических элементов в метаморфических породах, можно видеть, как выборки, представляющие состав гнейсов по результатам анализа частных проб малой массы и объединенных проб, резко различаются по стандартному отклонению содержания при сходстве оценок среднего арифметического.

Может возникнуть вопрос о правомерности объединения в одну выборку результатов силикатного анализа проб малой массы при колебании от 0,1 до 1,0 кг, поскольку при составлении выборок в большинстве случаев приходится пользоваться результатами анализов несистематически отобранных проб, опубликованными в литературе. Ответом на этот вопрос в какой-то мере могут служить результаты экспериментального опробования неравномерно-зернистых порфировидных гранитов Хангилай-Шилинского массива в Восточном Забайкалье [14]. Из фациально разнородных заметно измененных послемагматическими процессами гранитов этого массива было отобрано четыре серии проб: 0,1; 0,3; 1,0 и 3,0 кг и генеральная выборка объемом 168 проб. Все пробы были проанализированы на бериллий, олово, литий и рубидий. Статистическая обработка результатов анализов показала отсутствие значимого различия в содержании каждого из определенных компонентов в выборках проб разного веса (табл. 1). Таким образом, точечные пробы от 0,1 до 3,0 кг оказались равнозначными даже для редких элементов, обладающих большими дисперсиями распределения концентраций, чем порообразующие.

Большое значение при геохимических обобщениях и подсчетах имеет такой элементарный вопрос, как оценка точности вычисленных параметров. Очень часто в практике геохимических исследований еще пользуются оценками среднего арифметического содержания элементов, не имея представления об их истинной точности¹. При этом возможны ошибочные суждения и выводы, которые, будучи приняты на веру, могут оказать отрицательное влияние на качество и результаты исследования.

Необходимость оценки точности вычисленных характеристик (в частности, точности средних содержаний каких-либо элементов) при анализе результатов геохимических исследований может быть иллюстрирована на следующем простом примере. В метасоматически измененных гранитах Майкульского массива (Центральный Казахстан)

¹ Практически все оценки среднего содержания элементов в горных породах (кларки), которые берут за основу при вычислении среднего состава литосферы, до последнего времени определялись без оценивания вероятностной ошибки среднего.

Таблица 1

Сравнение среднего арифметического (\bar{x}), % и стандартного отклонения (S) содержаний Be, Sn, Li₂O, Rb₂O в гранитах Хангилай-Шилинского массива Забайкалья

По С. П. Рогожину, 1966 г.

| Выборка | Be | | Sn | | Li ₂ O | | Rb ₂ O | |
|---|-----------|--------|-----------|--------|-------------------|--------|-------------------|--------|
| | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| Генеральная выборка, 168 проб | 0,0012 | 0,0005 | 0,0012 | 0,0009 | 0,026 | 0,0093 | 0,047 | 0,0079 |
| Выборка из 21 пробы по 3 кг | 0,0012 | 0,0004 | 0,0011 | 0,0005 | 0,026 | 0,0089 | 0,049 | 0,0078 |
| Выборка из 21 пробы по 1 кг | 0,0012 | 0,0003 | 0,0012 | 0,0007 | 0,026 | 0,0085 | 0,047 | 0,0072 |
| Выборка из 21 пробы по 300 г | 0,0011 | 0,0002 | 0,0013 | 0,0010 | 0,026 | 0,0083 | 0,047 | 0,0080 |
| Выборка из 21 пробы по 100 г | 0,0012 | 0,0004 | 0,0014 | 0,0012 | 0,027 | 0,0094 | 0,049 | 0,0072 |

по 12 систематически отобраным пробам было определено среднее содержание тория ($\bar{x}_{Th} = 26$ г/т) и меди ($\bar{x}_{Cu} = 52$ г/т). В информации об этой работе можно ограничиться изложением только полученных средних цифр, как это обычно и делается, предоставив читателю самому судить о представительности сообщенных данных. Однако таким образом можно легко ввести в заблуждение и себя и читателя в вопросе определения ценности публикуемой информации.

В табл. 2 приведены оценки параметров распределения тория и меди в апогранитах Майкульского массива.

Таблица 2

Оценки параметров распределения содержаний тория и меди в биотит-амазонит-альбитовых апогранитах Майкульского массива ($N = 12$)

| Элемент | Среднее арифметическое содержание, г/т | Стандартное отклонение содержаний, г/т | Коэффициент вариации |
|---------|--|--|----------------------|
| Торий | 26 | 4,05 | 0,16 |
| Медь | 52 | 72,6 | 1,40 |

По формуле (6) определим с вероятностью 0,95 (или с 5%-ным уровнем значимости) ошибку вычисленного среднего арифметического:

$$\text{для тория} \quad \pm \lambda_{5\%} = \frac{2 \cdot 4,05}{\sqrt{12}} = 2,3;$$

$$\text{для меди} \quad \pm \lambda_{5\%} = \frac{2 \cdot 72,6}{\sqrt{12}} \approx 42,0.$$

Таким образом, ошибка среднего арифметического содержания для тория ($\bar{x}_{\text{Th}} = 26 \pm 2,3$ г/т) составляет менее 10% относительных, а для меди ($\bar{x}_{\text{Cu}} = 52 \pm 42$ г/т) относительная ошибка превышает 80%.

В 95 случаях из 100 среднее содержание меди в аналогичных выборках может колебаться от 10 до 92 г/т, что свидетельствует о малой достоверности полученной нами оценки среднего арифметического содержания меди в изученной породе, которая без вычисления вероятностной ошибки среднего была бы скрыта от исследователя и от читателя. Причиной малой достоверности в данном случае являются большая дисперсия (неравномерность) распределения содержаний меди в изученном массиве апогранитов ($V = 1,40$) и относительно малое количество отобранных проб.

Если желательно получить более точную оценку среднего содержания меди в породе (хотя бы с относительной ошибкой ± 20 или $\pm 30\%$), следует отобрать дополнительное количество проб¹. Пользуясь формулой (6) и зная оценку коэффициента вариации содержаний меди в апогранитах, легко вычислить необходимое количество проб в выборке.

При заданной относительной ошибке $\pm 20\%$ $\bar{x}/\lambda = 5$, оценивая N на 5% уровне значимости ($z_{5\%} = 1,96 \approx 2$), получим: $N = (10V)^2 = 100V^2 = 196$ проб. При заданной относительной ошибке $\pm 30\%$ $\bar{x}/\lambda = 3,3$; $N_{30\%} = (6,6V)^2 = 43,6 \cdot 1,96 \approx 85$ проб. Формула (6) при известном коэффициенте вариации позволяет быстро определить оптимальное количество геохимических проб, необходимое для оценки параметров распределения с заданной точностью. Как отмечалось ранее [14], для большинства элементов в неизменных магматических и осадочных породах, распределение концентраций которых характеризуется коэффициентом вариации содержаний не выше 60%, объем выборки 30 проб обычно позволяет оценить параметры распределения с относительной ошибкой не выше $\pm 20\%$.

3. ГЛОБАЛЬНЫЕ, РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТОСФЕРЕ

Статистические параметры распределения химических элементов зависят от способа опробования, но в такой же степени они зависят и от геологических масштабов опробованного объекта. Подходя с рас-

¹ Причиной высокой дисперсии распределения содержаний может быть также недостаточная точность аналитического метода.

сматриваемой точки зрения к оценке особенностей распределения химических элементов в пределах земной коры в целом, отдельного региона и, наконец, отдельного массива или комплекса, следует различать глобальные, региональные и локальные параметры распределения химических элементов.

Г л о б а л ь н ы е п а р а м е т р ы распределения характеризуют статистические закономерности распределения элементов в различных типах пород для земной коры в целом. В этом случае оценка среднего арифметического содержания элемента соответствует его кларку для данного типа пород литосферы.

Термин «кларк» был предложен А. Е. Ферсманом в 1923 г. [115] для характеристики среднего содержания химического элемента (или относительного количества его атомов) в данном космическом теле или его части (например, в литосфере). Кларк, согласно А. Е. Ферсману, представляет собой как бы норму распространения отдельных химических элементов в данной геосфере, всякое отклонение от которой осуществляется путем миграции. В одном случае отклонение идет в направлении понижения содержания — элемент рассеивается. Изменение содержания в другом направлении влечет за собой накопление (концентрацию) химического элемента [117]. Подобный подход к проблеме рассеяния и концентрации химических элементов подчеркивает необходимость оценки не только среднего содержания, но и величины колебания содержания химического элемента около среднего значения, характеризующей степень неравномерности распределения элемента как для литосферы в целом, так и для отдельных слагающих ее структурных единиц и типов горных пород.

Возможны два способа оценки глобальных параметров распределения химических элементов в земной коре. Первый предусматривает использование выборок, составленных из отдельных частных проб. При этом выборка должна содержать такое количество информации по каждому региону, включаемому в подсчет, которое эквивалентно площади, занимаемой данным типом пород в пределах региона. В противном случае результаты могут быть искажены влиянием одного или нескольких регионов, содержащих существенно повышенное или пониженное количество того или иного элемента. Оценка площадей развития определенных типов пород в различных регионах обычно представляет существенные затруднения. В качестве другого недостатка этого метода следует отметить усложнение подсчета, вызываемое необходимостью приведения собранных аналитических данных о глобальном распределении элемента в соответствие с площадным значением каждого конкретного региона путем использования известного метода взвешивания. Можно также пойти по пути потери части информации при простом сокращении выборок по регионам, перепредставленным относительно их площадного значения. Принимая во внимание неравномерность объема аналитической информации, характеризующей различные регионы, эта проблема остается акту-

альной и в случае, если при подсчете все регионы учитываются как равнозначные.

Второй возможный способ оценки глобальных параметров распределения химических элементов в земной коре, использованный в настоящей работе, предусматривает составление глобальной выборки из региональных оценок среднего арифметического, предварительно вычисленных для каждого региона, участвующего в подсчете.

Если $\bar{x}_{\text{рег}}$ — оценка среднего арифметического содержания элементов в отдельном регионе, то глобальная оценка среднего арифметического

$$\bar{x}_{\text{гл}} = \frac{\sum \bar{x}_{\text{рег}}}{N_{\text{р}}},$$

где $N_{\text{р}}$ — количество регионов, участвующих в подсчете. В таблицах эта оценка дана как «среднее по N регионам земного шара». В данном случае оценки стандартного отклонения и коэффициента вариации содержаний характеризуют новый интересный параметр — разброс колебаний средних значений содержаний элемента по регионам в глобальном масштабе. Эти оценки обычно существенно отличаются от аналогичных оценок регионального или локального масштаба (полученных по выборкам проб малого веса) в сторону уменьшения. Однако имеют место и иные соотношения.

Глобальные параметры распределения химических элементов в земной коре в процессе геохимических исследований могут использоваться как мера, позволяющая оценивать геохимические особенности распределения химических элементов в пределах отдельных крупных структурных участков земной коры — геохимических провинций.

Понятие о геохимической провинции введено А. Е. Ферсманом [116—117], который предложил обозначать этим термином «области, геохимически однородные и характеризующиеся определенными ассоциациями химических элементов».

Своеобразие сочетаний элементов в пределах определенной геохимической провинции, являющееся результатом особенностей исторического развития конкретного участка земной коры, должно, по мнению А. Е. Ферсмана, отличать данную геохимическую провинцию от соседних районов и от теоретического распределения элементов, свойственного литосфере в целом.

А. Е. Ферсман выделил даже особую ветвь геохимии — «топогеохимию», задачу которой он видел во всестороннем изучении особенностей распределения химических элементов в пределах конкретных геохимических провинций. Ограничения, обусловленные техническими возможностями, в течение длительного периода сдерживали развитие этого направления геохимических исследований, и лишь в последнее время объемы получаемой количественной информации о содержании химических элементов в породах различных регионов возросли настолько, что появилась возможность самостоятельного развития этой весьма важной ветви геохимии.

Рассматривая важнейшие направления изучения геохимических провинций, А. Е. Ферсман намечает следующие основные вопросы, подлежащие решению:

а) качественная и количественная оценка распространения, относительной роли и формы концентрации каждого химического элемента;

б) установление связи между отдельными химическими элементами и горными породами определенных петрографических типов;

в) установление связи между элементами и определенными геологическими эпохами.

Задачи изучения геохимических провинций, поставленные А. Е. Ферсманом, могут быть дополнены важной задачей установления связи между распределением химических элементов в горных породах и характером генетически или парагенетически связанной с этими породами рудной минерализации. Весьма актуальной проблемой для каждой геохимической провинции является также выявление закономерностей распределения элементов-примесей в геологических комплексах одного и того же типа в зависимости от структурного положения и глубины их формирования.

Границы геохимической провинции наиболее рационально определяются геологическими границами крупных структурных элементов земной коры, характеризующихся специфическими чертами геологического развития, структуры и магматизма. С рассматриваемой точки зрения для геологической характеристики геохимических провинций может быть использована схема классификации главных структурных элементов земной коры, предложенная Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко [41], хотя в дальнейшем этот вопрос требует дополнительной всесторонней разработки.

На основе предложенной схемы в пределах платформенных структур выделяются геохимические провинции зон архейской и протерозойской складчатости докембрийских щитов и кристаллических массивов, а также геохимические провинции устойчивых и подвижных плит. В пределах подвижных геосинклинальных областей закономерно выделяются геохимические провинции: а) геосинклинальных прогибов (эвгеосинклинального и миоггеосинклинального типа); б) геоантиклинальных поднятий; в) краевых и межгорных впадин и поднятий. Весьма своеобразными особенностями обладают также геохимические провинции активизированных платформ, четко выделяющихся в качестве обособленного типа крупных структурных элементов земной коры.

Учитывая необходимость придать понятию о геохимической провинции не только узко геохимический, но и геологический смысл, в настоящее время определение геохимической провинции, данное А. Е. Ферсманом, должно быть расширено. Под термином «геохимическая провинция» следует понимать крупные структурные элементы земной коры, характеризующиеся едиными чертами геохимической эволюции, отраженными в хи-

мическом составе слагающих их геологических комплексов, а также в составе эндогенных и экзогенных концентраций рудных и нерудных химических элементов.

Понятие о геохимической провинции является достаточно широким, включающим более узкие понятия о металлогенической и петрографической провинции. Это понятие должно рассматриваться и как более рациональное, поскольку оно характеризует естественную связь, существующую в земной коре между распределением петрогенных, рудных и различных акцессорных элементов.

Изучение геохимической провинции предопределяет исторический подход к пониманию закономерностей распределения химических элементов в слагающих ее геологических комплексах. В этой связи наряду с региональными параметрами распределения, характеризующими провинцию в целом, необходимо оценивать параметры распределения элементов для отдельных возрастных групп пород, развитых в пределах геохимической провинции. В этом случае рассматриваемые параметры характеризуют геохимические особенности определенного тектоно-магматического этапа изучаемой территории.

Региональные параметры распределения химических элементов, определенные для различных геохимических провинций, в одних случаях могут быть сходны с глобальными параметрами, а в других случаях достаточно резко отличаться от них [15]. Таким образом, в пределах земной коры могут выделяться геохимические провинции с аномальными особенностями распределения одного или нескольких химических элементов, проявленными в существенно повышенном или пониженном среднем содержании или же в существенно отличной дисперсии их распределения.

Глобальные параметры распределения могут служить в качестве меры для оценки особенностей распределения химических элементов в пределах отдельных регионов или геохимических провинций, а региональные параметры распределения являются основой для изучения характера распределения химических элементов в породах, слагающих различные геологические комплексы внутри геохимической провинции.

Локальные параметры распределения характеризуют особенности распределения элементов в различных ограниченных по площади геологических образованиях — интрузивных массивах или комплексах, эффузивных сериях, метаморфических или осадочных свитах пород и т. д.

В породах, не затронутых деятельностью каких-либо рудообразующих процессов, оценки локальных параметров распределения характеризуют так называемый геохимический фон — термин, широко применяемый в практике геохимических поисков.

Настоящая работа посвящена в основном характеристике глобальных и региональных особенностей распределения химических элементов в литосфере, точнее в ее «гранитном» слое.

ГЛАВА II

ПАРАМЕТРЫ, ПРИНЯТЫЕ ПРИ ПОДСЧЕТЕ СРЕДНЕГО СОСТАВА ЛИТОСФЕРЫ

1. ПРОБЛЕМА РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ

Понятие «литосфера», автор, вслед за А. Е. Ферсманом, распространяет на твердую часть земной коры до глубины раздела Мохорoviчича, т. е. до границы с верхней мантией. Некоторые исследователи включают в литосферу часть мантии [49], однако при этом теряется определенность нижней границы литосферы, что создает ряд дополнительных трудностей при рассмотрении геохимических особенностей как литосферы, так и верхней мантии.

В основу подсчета площадей и объемов земной коры взяты параметры, вычисленные А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским [100] (табл. 3).

Согласно наиболее распространенным представлениям, литосфера состоит из трех оболочек, или слоев: осадочного, «гранитного» и «базальтового» (последние два слоя названы условно). Наиболее точно соотношения различных типов пород подсчитаны в осадочном слое.

В табл. 4 приведены данные, вычисленные для осадочной оболочки А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским [100]. По данным других авторов [83, 228], мощность осадков на платформах колеблется от 0,5 до 3,2 км, а мощность осадков в геосинклинальных зонах большинством исследователей [223] оценивается в пределах 10—12 км. Последняя (максимальная) цифра включает 0,72 км андезитов и 0,24 км риолитов [83, 223]. В табл. 5 приведены данные об относительной распространенности осадков различного типа в пределах платформы.

Ниже при подсчетах использованы данные М. Хорна и Х. Слака [224], вычисленные на основании непосредственного измерения более 300 км задокументированных разрезов по скважинам с использованием ЭВМ, специально предназначенных для анализа данных каротажа.

Более существенны расхождения в оценке распространенности различных типов осадочных пород в геосинклинальных зонах.

Таблица 3

Площадь, мощность и масса важнейших структурных единиц земной коры
По данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [100]

| Тип земной коры | Крупные структурные единицы земной коры | | Площадь, млн. км ² | Средняя мощность, км | Масса, $1 \cdot 10^{24}$ г | Относительная масса, % |
|---------------------|--|-----------------------|-------------------------------|----------------------|----------------------------|------------------------|
| Континентальный | Платформы с дорифейским складчатым основанием | | 96,3 | 43,3 | 11,72 | 41 |
| | Геосинклинали | Рифейско-палеозойские | 24,4 | 42,7 | 2,87 | 23 |
| | | Мезо-кайнозойские | 28,3 | 45,6 | 3,60 | |
| В целом | | 52,7 | 44,3 | 6,47 | | |
| Субконтинентальный | Подводные области платформ с дорифейским складчатым основанием | | 26,0 | 25,8 | 1,88 | 7 |
| | Подводные области рифейско-палеозойских синклиналей | | 14,9 | 24,8 | 1,02 | 8 |
| | Подводные области мезо-кайнозойских геосинклиналей | | 24,0 | 20,8 | 1,40 | |
| | Субконтинентальная область в целом | | 64,9 | 23,8 | 4,30 | 15 |
| Океанический | Океаническая кора в целом | | 296,1 | 7,3 | 6,07 | 21 |
| Земная кора в целом | Платформы с дорифейским складчатым основанием | | 122,3 | 40,7 | 13,60 | 48 |
| | Геосинклинальные области | | 91,6 | 39,0 | 8,89 | 31 |
| | В целом | | 510,0 | 20,0 | 28,56 | 100 |

(табл. 6), что, вероятно, является отражением геологической специфики изученных территорий.

А. Полдерваарт [280] использовал данные П. Кюэнена [235] по подвижным геосинклинальным зонам Юго-Восточной Азии (исключив 6% андезитов и 2% риолитов). М. Хорн использовал данные бурения в пределах подвижных зон на юге США. Следует отметить, что в отличие от условий платформ данные бурения в геосинклинальных зонах едва ли могут служить источником представительной информации о соотношениях различных типов горных пород. В частности, оценка распространенности карбонатных пород, использованная

Таблица 4

**Объем и масса осадочных и эффузивных пород
континентов и осадков океанов**
По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому [100]

| Тип земной коры | Крупные структурные единицы и слои | Средняя мощность, км | Масса, $1 \cdot 10^{14}$ г | Породы и осадки | Распространенность, % |
|----------------------------------|------------------------------------|----------------------|----------------------------|--|-------------------------------------|
| Континентальный | Платформы | 1,8 | 0,35 | Пески Глины Карбонаты Эвапориты Эффузивы | 23,6 49,5 21,0 2,0 3,9 |
| | Геосинклинали | 10,0 | 0,94 | Пески Глины и глинистые сланцы Карбонаты Эвапориты Эффузивы | 18,7 39,4 16,3 0,3 25,3 |
| | Континенты в целом | 4,2 | 1,29 | | |
| Субконтинентальный | Шельф и материковый склон | 2,9 | 0,48 | | |
| Океанический | Осадки I сейсмического слоя | 0,4 * | 0,19 | Терригенные Известковые Кремнистые Глубоководные глины Вулканогенные | 7,3 41,5 17,0 31,2 3,0 |
| | Осадки II сейсмического слоя | 0,6 | 0,44 | | |
| | Осадки океанической коры в целом | 1,0 | 0,63 | | |
| Осадочная оболочка в целом | | 2,0 | 2,40 | | |
| Осадочная оболочка без эффузивов | | | 2,00 | | |

* По другим данным [49, стр. 104], мощность I сейсмического слоя составляет 0,7 км и II сейсмического слоя около 0,2 км.

Таблица 5

Распространенность различных осадочных пород на платформах, %

| Породы | Источник | | | |
|-----------------------------|---|---------------------------------------|--|--|
| | К. Лейс, В. Мид, 1915 г. [240] | А. Полдер- ваарт, 1955 г. [280] | М. Хорн, Х. Слак, 1962 г. [224] | А. Б. Ронов, А. А. Яро- шевский, 1967 г. [100] |
| Глины и глинистые сланцы | 46 | 41 | 53 | 49,5 |
| Пески и песчаники | 32 | 43 | 28 | 23,6 |
| Карбонаты | 22 | 16 | 16 | 21,0 |
| Эвапориты | — | — | 3 | 2,0 |
| Эффузивы | — | — | — | 3,9 |

Таблица 6

**Распространенность различных осадочных пород
в геосинклинальных зонах, %**

| Породы | Источник | | |
|------------------------------------|---------------------------------------|------------------------------|---|
| | А. Полдер- ваарт, 1955 г. [280] | М. Хорн, 1964 г. [223] | А. Б. Ронов, А. А. Ярошев- ский, 1967 г. [100] |
| Глины и глинистые сланцы | 57 | 59 | 39,4 (53,0) |
| Пески и песчаники | 19 | 36 | 18,7 (24,8) |
| Карбонаты | 24 | 2 | 16,3 (21,8) |
| Эвапориты | — | 3 | 0,3 (0,4) |
| Эффузивы | — | — | 25,3 — |

М. Хорном, явно занижена. В настоящем подсчете] приняты оценки, вычисленные для геосинклинальных зон А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским на основании измерений и анализа палеотектонических карт геосинклинальных зон Урала, Карпат и Балкан [6, 36].

На основе данных М. Хорна и Х. Слака по платформенным областям и А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского по геосинклинальным зонам относительные количества различных типов осадочных пород в пределах континентов могут быть оценены следующим образом: глины и глинистые сланцы 53,0%; пески и песчаники 25,4%; карбонаты 20,8%; эвапориты 0,8%.

Данные о распространении различных типов осадков в пределах континентального шельфа и материкового склона очень скудны. Учитывая ведущую роль глинистых осадков для этой части земной

коры, М. Хорн [223] предлагает соотношения, совершенно не учитывающие песчаную фракцию осадков: глины 90%; карбонаты 10%.

Обобщение имеющихся материалов по осадкам континентального шельфа, полученных при бурении на нефть, позволяет в качестве ориентировочной оценки принять следующие соотношения: глины 75%; пески 15%; карбонаты 10%.

Соотношения глубоководных океанических осадков могут быть оценены на основе работы С. Эль Вакила и Дж. Рилей [182], а также группы советских исследователей (П. Л. Безруков, А. П. Лисицын, В. А. Петелин, Н. С. Скорнякова), составивших карту осадконакопления в Мировом океане [119]. Данные последних использованы А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским (табл. 7).

Таблица 7

Соотношения пелагических осадков в Мировом океане

| Осадки | Источник | |
|-------------------------------|--|--|
| | С. Эль Вакил, Дж. Рилей, 1961 г. [182] | А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский, 1967 г. [100] |
| Глубоководные глины | 37,8 | 31,2 |
| Кремнистые илы | 13,5 | 17,0 |
| Известковые | 49,0 | 41,0 |
| Терригенные | — | 7,3 |
| Вулканоогенные | — | 3,0 |

Значительно более сложна проблема оценки соотношения различных типов горных пород в пределах «гранитного» слоя литосферы, в основном сложенного магматическими и метаморфическими породами кислого состава¹. В последние по зонам глубинных разломов проникают породы нижнего «базальтового» слоя и верхней мантии, что создает достаточно сложную картину, более или менее изученную в плане и полностью гипотетическую в вертикальном разрезе.

Основная трудность в создании математически обоснованной геохимической модели «гранитного» слоя литосферы заключается в отсутствии сколько-нибудь надежной оценки соотношения двух ведущих типов пород «гранитного» слоя — гранитов и гранодиоритов, достаточно резко отличающихся по содержанию ряда порообразующих и редких химических элементов. Обращаясь к имеющимся данным (табл. 8, 9), следует отметить определенное различие в распреде-

¹ Практически все попытки определения среднего состава литосферы базируются на подсчетах соотношения магматических горных пород, выполненных тремя исследователями — Р. Дэли, Д. Фогтом и Я. Седергольмом в период 1914—1931 гг. [176, 177, 327, 306].

Таблица 8

Соотношение интрузивных горных пород на поверхности земной коры, %

| Породы | Тихоокеанские Кордильеры, США. Р. Дэйл [177] | Район Аппалачей, США. Р. Дэйл [177] | Данные Р. Дэйли, пересчитанные М. Флейшером и Э. Чао [120] | | Норвегия. Д. Форт [327] | Финляндия. Я. С. дергольм [296] | СССР, Балтийский щит (восточная часть). С. П. Соловьев [108] | СССР, Кавказ, Урал, Казахстан, Ср. Азия, Зап. Сибирь, Дальний Восток. С. П. Соловьев [108] | СССР в целом. С. П. Соловьев [106] | Средние данные. В. Энгельхардт [185] | Канала, Онтарио. Г. Рейлли и Д. Шоу [287] | Средние данные. А. Б. Роннов, А. А. Ярошенский [100] | О-в Мадагаскар. А. А. Брус | Средние данные. А. А. Брус | | | |
|---|--|-------------------------------------|--|--------------------------|-------------------------|---------------------------------|--|--|------------------------------------|--------------------------------------|---|--|----------------------------|----------------------------|------|------|------|
| | | | платформенные регионы | геосинклинальные регионы | | | | | | | | | | среднее | | | |
| Гранит | 47,7 | 95,6 | 36,1 | 50 | 60 | — | 92,5 | — | — | 34 | 64,2 | 43,0 | 71,5 | 40,2 * | 74,0 | 43,0 | 63,7 |
| Гранодиорит | 38,8 | — | 36,6 | 10 | 9 | — | 0,7 | — | — | — | 33,0 | — | — | — | — | — | — |
| Чарнокит | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 5 | — | — | 13,0 | — | — | — | — |
| Кислые интрузивные породы | 86,5 | 95,6 | 72,7 | 60 | 69 | 86,5 | 93,2 | 92,8 | 95,2 | 39 | 97,2 | 47,3 | 84,5 | 91,3 | 84,8 | 86,0 | 85,2 |
| Кварцевый диорит | 0,9 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,4 | 4,0 | 2,9 |
| Диорит | 2,3 | 0,8 | — | 8 | 6 | — | 1,5 | 1,7 | — | 39 | — | — | — | — | 1,4 | 2,0 | 1,6 |
| Средние интрузивные породы | 3,2 | 0,8 | 3,2 | 8 | 6 | — | 1,5 | 1,7 | 4,4 | 39 | — | — | — | — | 3,8 | 6,0 | 4,5 |
| Габбро и анортозиты | 7,1 | 3,4 | 22,8 | 22 | 18 | 13,5 | 4,2 | 5,2 | — | 18 | 2,8 | 8,8 | — | — | 10,0 | 7,0 | 9,0 |
| Ультраосновные породы | 1,3 | — | 0,5 | 0,50 | 0,25 | — | — | — | — | 0,25 | — | 0,2 | 11,0 | 6,2 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| Монзонит | 0,6 | — | — | 4 | 3 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Сиенит | 1,1 | 0,2 | 0,6 | 3 | 2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Нефелиновый сиенит | 0,06 | — | 0,2 | 1 | 0,5 | — | 1,1 ** | 0,3 | 0,4 ** | 3 | — | 0,7 | 4,5 | 2,5 | 1,0 | 0,6 | 0,9 |
| Основные и ультраосновные щелочные породы | 0,1 | — | 0,04 | 0,5 | 0,25 | — | — | — | — | 0,25 | — | — | — | — | 0,1 | 0,1 | 0,1 |

* Вторая колонка по о-ву Мадагаскар рассчитана, исходя из объединения мигматитов (имеющих гранодиоритовый состав) и чарнокитов. Подсчет произведен по геологической карте острова масштаба 1 : 1 000 000 издания 1964 г., составленной под руководством Г. Везери.

** Пересчитано после исключения щелочных гранитов.

Таблица 9

Распространение горных пород в СССР, %
По С. П. Соловьеву [106]

| Породы | Кавказ | Украина | Северо-Запад Европейской части | Урал | Кавказстан и Средняя Азия | Западная Си- бирь | Восточная Си- бирь | Дальний Вос- ток | СССР в целом |
|--|--------|---------|--------------------------------------|------|------------------------------|----------------------|-----------------------|---------------------|--------------|
| Интрузивные (51,4%) | | | | | | | | | |
| Кислые | 31,0 | 93,6 | 82,2 | 33,1 | 51,7 | 66,0 | 93,1 | 23,0 | 48,7 |
| Основные и ультраос- новные | 2,8 | 3,7 | 5,2 | 22,8 | 1,0 | 4,0 | 0,2 | 0,3 | 2,3 |
| Щелочные | 0,07 | 1,5 | 2,8 | 0,3 | 0,03 | 1,9 | 0,002 | 0,002 | 0,4 |
| Эффузивные (48,6%) | | | | | | | | | |
| Кислые | 4,7 | — | 0,3 | 4,5 | 43,0 | 14,0 | 1,0 | 14,0 | 13,5 |
| Основные и ультраос- новные | 61,1 | 1,2 | 9,5 | 39,3 | 4,3 | 14,1 | 5,7 | 62,7 | 35,1 |
| Щелочные | 0,1 | — | — | — | 0,01 | — | — | — | — |
| В целом | | | | | | | | | |
| Кислые | 35,7 | 93,6 | 82,5 | 37,6 | 94,7 | 80,0 | 94,1 | 37,0 | 62,2 |
| Основные и ультраос- новные | 63,9 | 4,9 | 14,7 | 62,1 | 5,3 | 18,1 | 5,9 | 63,0 | 37,4 |
| Щелочные | 0,17 | 1,5 | 2,8 | 0,3 | 0,03 | 1,9 | 0,002 | 0,002 | 0,4 |

лении гранитов и гранодиоритов в пределах платформенных и геосинклинальных областей. Максимальное отношение гранит — гранодиорит для предположительно докембрийских гранитоидов Балтийского щита (Норвегия) дает Д. Фогт (5 : 1—6,6 : 1). Р. Дэли для района Аппалачей вообще не указывает гранодиоритов, а С. П. Соловьев [107] для Северо-Запада европейской части СССР дает лишь ничтожную площадь распространения гранодиоритов по сравнению с гранитами, слагающими более 80% указанной территории. Я. Седергольм [296] для части Балтийского щита на территории Финляндии также не выделяет гранодиоритов, в то время как в сборниках химических анализов горных пород Финляндии, составленных Л. Локка [241, 241а], отношение химических анализов гранодиоритов и гранитов составляет 1 : 3. Г. Рейлли и Д. Шоу [287] для провинции Онтарио (Канада) дают 64,2% гранитов и 33% гранодиоритов. На о-ве Мадагаскар гранодиориты составляют лишь очень небольшую часть гранитоидных пород, однако, если при подсчете в состав гранитных пород включить мигматиты (которые имеют состав гранодиоритов), то отношение гранодиорит — гранит превысит единицу. Таким образом, необходимо констатировать отсутствие сколько-нибудь однознач-

ных данных, характеризующих количественные соотношения гранитов и гранодиоритов в пределах древних платформ.

Используя все имеющиеся материалы по распределению различных типов докембрийских гранитоидов, можно приближенно оценить среднее отношение гранит — гранодиорит на платформах как 7 : 1 (без мигматитов и при условии объединения гранодиоритов с чарнокитами соответствующего состава).

Значительно более важна роль гранодиоритов в строении геосинклинальных зон. Данные Р. Дэли [177] для Тихоокеанских Кордильер США дают отношение гранит — гранодиорит 1,2 : 1. М. Флейшер (личное сообщение) отметил, что детальное изучение гранитоидов Тихоокеанских Кордильер США показало значительно большую роль гранодиоритов в строении этого региона, чем предполагалось ранее¹. Его оценка (в совместной работе с Э. Чао) [120] корректирует отношение гранит — гранодиорит Р. Дэли в пользу гранодиоритов (1 : 1). С. П. Соловьев [107] подчеркивает, что тщательное изучение кислых интрузивных пород на Кавказе и в ряде районов Восточной Сибири показало весьма широкое распространение гранодиоритов. Отношение гранит — гранодиорит, равное 1 : 1, принято в настоящей работе для оценки состава гранитоидов геосинклинальных областей; естественно, оно требует дальнейшего уточнения.

Следующая трудность геологического порядка заключается в отсутствии единообразия в оценке количественной роли основных пород в пределах «гранитной» оболочки литосферы. Если исключить основные эффузивы, то оценка Р. Дэли для габбро района Аппалачей и Тихоокеанских Кордильер соответственно равна 3,4 и 7,1%. Д. Фогт [327] и В. Энгельхардт [185] дают значительно более высокие оценки, которым близка оценка М. Флейшера и Э. Чао [120], объединивших интрузивные и эффузивные породы, по данным Р. Дэли [177]. С. П. Соловьев [106] для территории СССР дает значение 4,4% для габбро (плюс ультрабазиты) и 37,4% для суммы интрузивных и эффузивных основных и ультраосновных пород. Данные эти занижены, поскольку в расчет не вошли траппы Сибирской платформы. А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский для оценки соотношения кислых и основных пород использовали карту Л. А. Варданянца [6]; их оценка (пересчитанная без учета метаморфических пород) составляет 8,9%.

Проведенное автором обобщение имеющихся данных о распространении основных интрузивных пород позволяет судить о несколько большей роли последних в пределах платформ по сравнению с геосинклинальными зонами. Средняя цифра, полученная нами для платформ, составляет 10%, для геосинклиналией² 7%. Среднее для

¹ В связи с этим следует указать на известное преобладание гранодиоритов над гранитами в пределах значительной части геосинклинальной зоны Андских Кордильер Южной Америки.

² В пределах отдельных геосинклинальных зон, сопровождающихся глубинными разломами, основные породы играют весьма значительную роль (так на Урале эти породы занимают более 20% площади).

интрузивных пород «гранитной» оболочки составляет 9%, что близко оценке А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского.

Труднопреодолимую неопределенность при оценке среднего состава «гранитной» оболочки литосферы представляет также отсутствие точных данных о количественных соотношениях в группе метаморфических пород и о соотношении последних с интрузивными породами. Оценка, выполненная для территории Финляндии Я. Седергольмом [296], дает 63,5% интрузивных и 36,5% метаморфических образований, в то время как Ф. Гроут [205] нашел лишь 17% метаморфических пород в пределах изученной им части Канадского щита. Данные Ф. Гроута были позднее подтверждены Д. Шоу и др. [299]. Естественно, что эти оценки не могут быть распространены на геосинклинальные регионы без существенных поправок.

Развивая идею о геосинклинальном происхождении метаморфических толщ, А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский [100] дали первую косвенную ориентировочную оценку количественной распространенности различных типов метаморфических пород. Ими была выдвинута гипотеза: одна половина метаморфических пород сложена метаморфизованными геосинклинальными осадками (включая эффузивы), а другая — метаморфизованными магматическими интрузивными породами в пропорции, отвечающей соотношению кислых и основных пород на поверхности щитов. Это положение использовано автором и в настоящей работе. В результате получены следующие соотношения в группе метаморфических пород: среднее соотношение масс интрузивных и метаморфических пород (%) 53,4 : 46,6; гнейсы и кри-

Таблица 10

Соотношение различных типов эффузивных пород осадочной оболочки литосферы на континентах

| Породы | Тихоокеанские Кюлиперы. Р. Дэлл [176] * | Геосинклиналь- ные зоны А. Поулси в нагл [280] | СССР, геосин- клинальные рэ- гионы. С. П. Со- ловьев [106] | Средние данные А. Б. Ронов А. А. Ярошев- ский [100] | О-в Малагаскар. А. А. Беус |
|--|---|---|---|--|-------------------------------|
| Риолиты и кварцевые порфи- ры | 22,2 | 25 | 18,3 | 9,2 | 31 ** |
| Дациты | 0,9 | — | — | — | — |
| Андезиты | 43,5 | 75 | 81,7 | 38,0 | — |
| Базальты | 33,2 | — | — | 52,8 | 69 |
| Трахиты | 0,1 | — | — | — | — |
| Фонолиты и прочие щелочные эффузивы | 0,1 | — | — | — | — |

* Гипабиссальные породы при пересчете присоединены к эффузивным аналогам.

** Включая незначительное количество трахитов и пелленитов. Подсчет произведен по геологической карте острова масштаба 1 : 1 000 000 издания 1964 г., составленной под руководством Г. Безери.

Таблица 11

Соотношение эффузивных пород осадочной оболочки литосферы на континентах

| Породы | Распространенность в % от общего объема осадочного чехла континентов (500 км ²) |
|--|---|
| Базальты и траппы платформенных областей | 1,1 } 15,3 |
| Базальты геосинклиналей | 6,1 } |
| Андезиты | 8,1 } |
| Дациты | 0,16 } 4,26 |
| Риолиты, липариты и кварцевые порфиры | 4,1 } |
| Трахиты | 0,02 } |
| Фонолиты | 0,02 } 0,04 |

сталические сланцы 84%; амфиболиты 8,2%; мраморы 0,8%; кварциты и песчаники 7%. Соотношение гнейсов и кристаллических сланцев ориентировочно принято равным 1 : 1.

Отличное от данных А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского соотношение гнейсов и амфиболитов связано с меньшей долей базальтов в составе эффузивных пород геосинклиналей, принятой автором при подсчете в соответствии с имеющимися данными (табл. 10—12).

Таблица 12

Соотношение различных типов метаморфических пород на платформах, %

| Породы | Финляндия. Я. Седергольм [306] | Канада, Онтарио. Г. Рейлли, Д. Шоу [287] | Балтийский и Украинский щиты, фунда- мент Русской платформы, А. В. Ронов, А. А. Мигдисов [99] | О-в Мадагаскар. А. А. Беус |
|--|-----------------------------------|---|--|-------------------------------|
| Мигматиты | 55,5 } 29,5 | 57,1 } | 76,7 } | 60,7 |
| Парагнейсы и гранулиты | 10,2 } | 42,9 } | | |
| Кристаллические сланцы и филлиты | 23,2 } | | — | 9,8 |
| Песчаники и кварциты | 10,9 } | — | | |
| Карбонатные породы | 0,2 } | | — | 9,7 |
| Амфиболиты | — | — | | |
| Железистые породы | — | | — | 1,0 |
| Кислые эффузивы | — | — | | |
| Соотношение интрузивных и метаморфических пород | 60,7 : 39,3 (1,5 : 1) | | 83 : 17 (4,9 : 1) | 42,1 : 57,9 (0,72 : 1) |

Полностью гипотетическими являются представления о возможных соотношениях пород в пределах «базальтовой» оболочки, а также соотношениях мощностей «гранитной» и «базальтовой» оболочек земной коры.

Как известно, анализ сейсмических данных позволяет достаточно четко различать в пределах литосферы слои, характеризующиеся различной скоростью прохождения сейсмических волн: осадочный (скорость менее 5 км/сек), «гранитный» (скорость около 6 км/сек) и «базальтовый» (скорость 6,5—7,0 км/сек). Большой интерес геофизиков и геологов вызывает наличие в ряде участков земной коры слоя со скоростью прохождения сейсмических волн 7,3—7,7 км/сек, природа которого до настоящего времени неизвестна.

Таким образом, основываясь на геофизических данных, мы достаточно уверенно можем судить лишь о более основном составе «базальтового» слоя литосферы, хотя некоторые исследователи [8] и отрицают это, относя увеличение скоростей прохождения сейсмических волн за счет общего изменения физических параметров пород в условиях высокого давления. Принимая во внимание термодинамические условия, которые должны иметь место в «базальтовом» слое, а также фиксируемое изменение плотностей и скоростей прохождения сейсмических волн в нижней части земной коры, следует отвергнуть гипотезу существования в подобных условиях привычных нам основных пород — габбро и базальтов. Эти породы в условиях температуры 400—600° С и давлениях, характерных для «базальтового» слоя, являются термодинамически неустойчивыми [45, 89]. В результате проблема метаморфических аналогов основных пород, существующих в пределах «базальтового» слоя, упирается в решение вопроса о режиме давления водяного пара в нижних частях литосферы. Д. Грин и А. Рингвуд [45, 89], предполагая для «базальтового» слоя «сухие» условия, считают наиболее вероятным существование здесь пород эклогитовой фации промежуточного состава, содержащих кварц и щелочной полевой шпат.

Следует отметить, что гипотеза о «сухом» базальтовом слое находится в противоречии со многими данными о водном режиме литосферы и не может быть принята безоговорочно. В условиях же заметного давления водяного пара ни габбро и базальты, ни эклогиты и основные гранулиты не являются термодинамически устойчивыми. Их аналог, устойчивый в этих условиях, — амфиболит. Таким образом, в «базальтовом» слое литосферы в зависимости от режима давления водяного пара может существовать динамическая ассоциация: амфиболит — пироксеновый гранулит — эклогит. Эта ассоциация сдвигается в сторону амфиболита в участках земной коры, где существуют или по тем или иным причинам временно возникают условия повышенного давления водяного пара. Соответственно увеличение степени метаморфизма, выражающееся в повышении температуры и давления, определяет обезвоживание амфиболитов и переход их в пироксеновые гранулиты. Процесс этот должен сопровождаться поступлением водных растворов в верхние участки земной коры.

Данные Н. Христенсена [162] о плотности ($3,26 \text{ г/см}^3$) эпидотовых амфиболитов и скорости прохождения в них сейсмических волн ($7,45 \text{ км/сек}$) не противоречат настоящей гипотезе и могут служить исходным пунктом для интерпретации природы сейсмического слоя повышенных скоростей ($7,3—7,7 \text{ км/сек}$), на роль которого впервые обратил внимание К. Кук [171]. Расположение этого слоя в пределах континентальной коры на сравнительно малых глубинах (в пределах 10 км или менее) [49] подчеркивает необходимость пересмотра имеющихся концепций о соотношении мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев литосферы.

Если, согласно данным Д. Ворцеля [336], принять плотность 3 г/см^3 и скорость прохождения волн $6,9 \text{ км/сек}$ как средние значения для «базальтового» слоя, его состав может определяться смесью 55% амфиболит + эклогит¹ и 45% кислых пород гранулитовой фации (чарнокитов).

Рассчитанные количественные отношения основных и кислых пород несколько изменятся, если среди пород гранулитовой фации присутствуют пироксеновые гранулиты, имеющие плотность порядка $3,1 \text{ г/см}^3$. Вопрос о возможной роли эклогитов в глубоких частях земной коры и в верхней мантии обстоятельно рассмотрен в работах А. Рингвуда и Д. Грина [45, 89]. Забегая несколько вперед, отметим, что близость химического состава амфиболитов и эклогитов (естественно, исключая воду) не делает какой-либо разницы в оценке состава «базальтового» слоя при допущении присутствия в нем амфиболитов, пироксеновых гранулитов или эклогитов.

Обращаясь к соотношению мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев литосферы, необходимо отметить следующее: при изменении мощности «гранитного» слоя от 5 до 25 км имеющиеся сейсмические данные [49] позволяют приблизительно оценить среднюю мощность этого слоя по 25 районам земного шара цифрой 11 км , а среднее отношение мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев как $1 : 2$ (табл. 13). Эти отношения были приняты в качестве основы при подсчете среднего состава литосферы.

Заканчивая рассмотрение объемных параметров, принятых нами для подсчета среднего состава литосферы, необходимо подчеркнуть парадоксальность существующего положения, характерного для всех современных попыток подсчета среднего химического состава земной коры вообще и твердой ее части (литосферы) в частности. Имеющаяся геохимическая информация о составе различных типов горных пород литосферы с каждым годом уточняется и уже в настоящее время может служить основой для математически обоснованных моделей состава горных пород. В то же время геологические данные о количественных соотношениях горных пород даже на поверхности нашей планеты еще не вышли из разряда весьма приближенных исчислений, в ряде случаев к тому же имеющих не поддающуюся какой-либо

¹ Плотность эклогита около $3,5 \text{ г/см}^3$, скорость прохождения продольных сейсмических волн $8,3 \text{ км/сек}$.

Обобщенная модель континентальной земной коры*

Таблица 13

| Глубина, км | Наименование слоя | | Состав | Плотность, г/см ³ | Скорость продольных сейсмических волн, км/сек |
|-------------|-------------------|------------------------|--|------------------------------|---|
| | существующее | предлагаемое | | | |
| 3 | Осадочный | | Осадочные породы | 2,5 | 2,0—5,0 |
| | «Гранитный» | Гранодиоритовый | В верхней части — породы фации зеленых сланцев. Далее: 53% интрузивные породы (гранодиориты, граниты, габбро), 47% гнейсы амфиболитовой фации, переходящие к нижней границе зоны в гнейсы гранулитовой фации | 2,6—2,8 | 5,5—6,5 |
| 15 | «Базальтовый» | Гранулит-амфиболитовый | Породы гранулитовой фации (чарнокиты, пироксеновые гранулиты) и амфиболиты в соотношении 2 : 3 | В среднем около 3,0 | В среднем около 6,9 |
| | | Гранулит-эклогитовый | Кислые породы гранулитовой фации и пироксеновые гранулиты (плюс эклогиты) в соотношении 1 : 3 | | |
| 35 | Верхняя мантия | | Перидотит | 3,3 | 7,8—8,5 |

* Модель составлена на основе схемы В. В. Белоусова [12], в которую внесены изменения, соответствующие новым данным (в частности, уменьшена мощность «гранитного» слоя).

проверке геологическую основу. Что касается наших представлений о глубинных зонах земной коры, то все они, как уже отмечалось, имеют гипотетический характер и практически основываются на косвенных геофизических критериях и весьма ограниченных данных экспериментальных работ в области высоких температур и давлений. Это определяет приближенный характер всех современных геохимических моделей земной коры, в том числе и предлагаемой в данной работе.

2. ОТБОР АНАЛИТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ И ЕЕ СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА

При отборе аналитической информации по территории СССР преимущественно использовались данные апробированных аналитических лабораторий (ИГЕМ и ГЕОХИ АН СССР, ИМГРЭ, б. Геохими-

ческого треста и ВСЕГЕИ), имеющие привязку и петрографическое описание. Кроме материалов автора и ограниченного количества данных, любезно предоставленных ему сотрудниками, в работе использованы опубликованные анализы, источники которых перечислены в списке литературы. Общие силикатные анализы с суммой менее 99,0 и более 100,0 из подсчетов исключались.

При отборе аналитической информации по зарубежным территориям использовались все доступные опубликованные анализы, сопровождавшиеся хотя бы кратким описанием анализировавшейся породы, позволяющим быть уверенным в правильности определения. Несмотря на внимательный отбор аналитических данных, в выборки изредка попадали отдельные случайные значения содержаний, не принадлежащие к исследуемой совокупности. Подобные резко выделяющиеся значения исключались при помощи обычных статистических критериев.

При составлении глобальных выборок использовались оценки средних арифметических по регионам, вычисленные на основании различного количества частных проб. Главным критерием при этом считалось отсутствие ошибки, превышающей $\pm 20\%$ для каждого частного регионального среднего, включаемого в глобальную выборку. Исключения, обусловленные недостатком доступной информации, оговорены в тексте. Особенно недостаточна информация по ультраосновным породам, которые с точки зрения химического состава являются наименее изученными породами земной коры.

Оценки региональных параметров распределения элементов охарактеризованы двумя типами выборок. Термин «общая выборка» используется для характеристики выборок, состоящих из крупных сложных регионов, включающих ряд более мелких составляющих (например, «СССР, геосинклинальные регионы азиатской части», «Балтийский щит», «Африка» и т. д.). При составлении общих выборок соблюдался принцип эквивалентной представительности каждого участвующего региона в зависимости от занимаемой им площади. Отбор анализов для общих выборок производился при помощи таблицы случайных чисел. Второй тип выборок, использованных для характеристики региональных параметров, включал все доступные аналитические определения элемента по данному региону. Выборки подобного рода явились источником основной части геохимической информации по отдельным регионам.

Статистическая обработка аналитических данных производилась на автоматических счетных машинах Оливетти и Мерседес по стандартным формулам (см. главу I). Выборки с числом членов более 20 перед обработкой разбивались на интервалы из расчета 10—12 интервалов в каждой выборке. Для выборок, представляющих глобальные совокупности, а также общих выборок помимо обычных статистических оценок вычислялись оценки асимметрии и эксцесса, необходимые для определения закона распределения. Для прочих выборок возможность аппроксимации нормальным или логнормальным законом распределения проверялась графическим методом. Для логнормальных

распределений, отличающихся высоким коэффициентом вариации, дополнительно вычислялась максимально правдоподобная оценка среднего арифметического [17]. Если эта оценка отличалась от среднего арифметического более чем на 10%, то она приводилась в таблице в скобках рядом со средним арифметическим. Коэффициент вариации содержаний дан в таблицах в долях S/\bar{x} для нормального распределения и как выражение $(10^{S_{ig}^2} - 1)^{1/2}$ для распределений, подчиняющихся логнормальному закону [17]. Оценка точности среднего арифметического во избежание перегрузки таблиц приводится только для глобальных оценок. Исходя из имеющихся в таблицах стандартных отклонений содержаний и объемов выборок, она легко может быть вычислена и для других оценок среднего.

Следует подчеркнуть, что автор не рассматривает приведенные в работе оценки региональных параметров распределения химических элементов в качестве законченных геохимических характеристик тех или иных регионов. Каждая выборка является лишь приближенным отражением (моделью) природного распределения и в той или иной степени отличается от последнего в результате влияния ряда случайных факторов, главным образом связанных с отбором информации.

Повышение равномерности распределения проб, включаемых в выборку, в пределах описываемого региона наряду с рациональным увеличением ее объема — единственный путь приближения эмпирических закономерностей распределения концентраций элементов, выявляемых статистическим анализом, к их природному пределу.

3. ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ

Заманчивая возможность выделения геохимических провинций на основе структурно-геологического анализа земной коры и их последующего геохимического описания на практике оказалась неосуществимой из-за неопределенности многих геологических границ и чисто территориальной привязки большинства аналитических данных. Паллиативом, принятым в настоящей работе, явилось выделение регионов по территориальному признаку при максимальном их приближении к определенным структурно-геологическим единицам. Последнее, естественно, не всегда возможно, поэтому некоторые регионы, включенные в таблицы, в большей степени являются территориальными, чем структурно-геологическими характеристиками.

Для северной части Европы общие выборки составлялись по Балтийскому щиту. В них включались данные по докембрийским породам Швеции, Норвегии, Финляндии, Кольскому полуострову и Карелии. Украинский кристаллический массив учитывался как отдельный регион. Регион Кавказа охватывал мегантиклинорий Большого Кавказа, соответственно мегантиклинорий Малого Кавказа описывался, как Закавказье. Регион Урала соответствовал Уральской складчатой системе вместе с Тиманом, в регион Казахстана включались Северо-Тяньшаньско-Казахстанская, Джунгаро-Балхашская и Зайсанская складчатые системы. Данные по Тянь-

Шаньской и Памирской складчатым системам описывались в рамках региона Средней Азии. В пределах Алтае-Саянской складчатой области выделялись складчатые системы Горного Алтая, Кузнецкого Алатау и Горной Шории (Алтай) и складчатые системы Тувы и Саян (Тува и Саяны). Байкальская горная область и Енисейская складчатая система даны отдельно (Прибайкалье и Восточная Сибирь). Регион Забайкалье включал Забайкальскую складчатую систему, регион Дальний Восток — Монголо-Охотскую складчатую систему и регион Приморье — Сихотэ-Алиньскую складчатую систему.

Информация по геосинклинальным регионам зарубежной Европы разделялась по территориальной принадлежности. По Центральной и Западной Европе (включая ГДР, ЧССР, ФРГ, Австрию, Грецию, Швейцарию, Италию, Францию, Испанию, Португалию и Англию) составлялась, кроме того, общая выборка. Выборки по зарубежным странам Азии составлялись по территориальному принципу (Индия, Япония, Малайзия и т. д.). Кроме того, для некоторых типов пород составлялась и обобщивалась общая выборка по Тихоокеанскому вулканическому поясу.

В пределах Африки выделялись регионы Северной, Западной, Юго-Западной, Центральной, Восточной и Южной Африки. Отдельно описывался о-в Мадагаскар. На территории США выделялись Новая Англия, включающая древние Аппалачи, платформенный регион севера центральной части страны, прилегающий к Канаде, складчатая система Скалистых гор и складчатая система Тихоокеанских Кордильер (штаты Калифорния и Орегон). По Южной Америке и Австралии в связи с ограниченным объемом информации по отдельным регионам обычно составлялись общие выборки.

ГЛАВА III

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ЛИТОСФЕРЫ

Статическая геохимия, рассматривающая распределение химических элементов в геологических объектах различного характера и масштаба, является необходимой основой для развития динамической геохимии, изучающей законы миграции, концентрации и рассеяния элементов в геологических процессах. Специфика геохимических исследований заключается в том, что геохимик в подавляющем большинстве случаев лишен возможности непосредственного изучения явлений миграции химических элементов (особенно это относится к миграции в области высоких температур и давлений). Обычно геохимические выводы, рассматривающие динамику тех или иных геохимических процессов, делаются на основе сравнения данных о статическом распределении химических элементов в изучаемых объектах. В дальнейшем эти выводы теоретически осмысливаются на физико-химической основе и проверяются путем постановки соответствующих экспериментов.

Таким образом, информация о распределении химических элементов в природных объектах, как правило, является исходным пунктом цикла исследований, идущего от обобщения фактического материала, через его теоретическое осмысливание к проверке выявленных закономерностей опытным путем. Все это подчеркивает большое значение исследований в области ведущих проблем статической геохимии, призванной разработать геохимические модели распределения химических элементов в различных структурных единицах земной коры и связанных с ними минеральных месторождениях.

В данном разделе, посвященном распределению породообразующих элементов в различных типах горных пород литосферы, автор старался не выходить за рамки статической геохимии, поскольку анализ динамических закономерностей, управляющих миграцией элементов в процессе эволюции земной коры, для каждого химического элемента представляет собой самостоятельное обширное исследование. С этих позиций в работе рассматриваются лишь наиболее общие во-

просы миграции породообразующих элементов, непосредственно вытекающие из особенностей их распределения в оболочках и крупных структурных единицах литосферы. В задачу настоящей работы также не входит рассмотрение геохимических особенностей отдельных разновидностей пород, поскольку для суждения о геохимических признаках общности или различия крупных структурных единиц земной коры наибольшее значение имеют данные, характеризующие весь комплекс разновидностей, представляющих определенный тип пород в пределах рассматриваемой структурной единицы.

Описание элементов ведется в порядке их распространенности в литосфере.

1. КИСЛОРОД

Кислород — главный элемент литосферы и мантии Земли — может рассматриваться и как наиболее характерный химический элемент нашей планеты в целом.

В масштабах космоса исключительно прочный атом кислорода по распространенности занимает третье место (после водорода и гелия). С этой точки зрения планета Земля относится к типу окси-планет, в которых кислород играет ведущую роль в строении вещества, слагающего планету и особенно ее внешние оболочки. Если гипотеза о наличии существенно железного ядра Земли справедлива, то по распространенности и в пределах земного шара кислород стоит на втором месте после железа. Однако гипотеза о железо-никелевом составе ядра в последнее время подвергается резкой критике. Р. М. Деминицкая [49, стр. 20] отмечает: «в настоящее время экспериментально получена зависимость плотности железа от давления, нацело отвергающая гипотезу о чисто железном ядре, — для железа при давлениях в миллионы атмосфер получена такая плотность, которая несовместима с геофизическими данными». В результате, если рассматривать образование ядра Земли как результат фазового перехода силикатного вещества в металлическое состояние в области сверхвысоких давлений, то состав ядра должен быть более сложным и кислород в этом случае по распространенности, возможно, будет занимать ведущее положение в составе земного шара.

Т. Барт [144], детально рассмотревший геохимию кислорода, подсчитал, что в объемных процентах кислород слагает 92% объема литосферы. Согласно Т. Барту, все прочие атомы, на долю которых приходится всего 8% объема, занимают свободные места, предоставленные им в кислородном каркасе, слагающем литосферу, а также и мантию Земли. Однако в действительности проблема значительно сложнее. Т. Барт при расчете использовал ионный радиус кислорода (1,40 Å). В то же время хорошо известно, что подавляющая масса атомов кислорода в земной коре прочно связана ковалентной связью с кремнием в кремне-кислородных комплексах (Si — O около 60% ковалентности связи), а также с водородом в группах OH. Таким образом, использовать ионный радиус кислорода при подсчете объема,

занимаемого его атомами в земной коре, следует с большой осторожностью, поскольку ковалентный радиус кислорода равен 0,66 А, т. е. более чем в два раза меньше его ионного радиуса. Комплексные ионы, прочно связанные преобладающей ковалентной связью, существуют и мигрируют в природных процессах как самостоятельные частицы, что непосредственно вытекает из природы ковалентной связи. В данном случае правильнее говорить не об атомах или ионах кислорода в отдельности, а о конкретных комплексных кислородных ионах, которые действительно слагают более 90% объема земной коры и мантии.

Принимая во внимание доминирующую роль кислорода по крайней мере в строении земной коры и мантии, а также тесную связь с кислородом в составе кислородных соединений подавляющей части остальных элементов, энергию связи элементов с кислородом следует рассматривать как один из главных факторов, регулирующих распределение химических элементов в планетарном масштабе. С этой точки зрения вряд ли можно рассматривать геохимию пороодообразующих элементов земного шара в отрыве от геохимии кислорода.

На основе анализа особенностей содержания кислорода в различных типах горных пород земной коры Т. Барт пришел к заключению, что распределение кислорода в земных оболочках поддерживает термодинамическое равновесие и его содержание закономерно увеличивается в направлении поверхностных оболочек планеты Земля.

Рассматривая роль давления в формировании земных оболочек, Х. Рамберг [284] высказал предположение, что в гравитационном поле Земли миграция кислорода в основном определяется давлением. Он указал на возможность «выжимания» крупных атомов кислорода из глубинных зон земного шара в его верхние оболочки. Если подобный процесс действительно имеет место, то проблема металлизированного ядра Земли может быть теоретически решена путем расчета давлений, необходимых для разрыва связей между пороодообразующими элементами и кислородом в силикатах и окислах. С этой точки зрения заслуживает внимания факт четкой отрицательной корреляции между количеством атомов кислорода и количеством свободных атомов железа, никеля и кобальта в железо-каменных метеоритах [256, 257, 328]. Увеличение содержания металлической фазы в этих случаях компенсируется только соответственным уменьшением количества атомов кислорода.

Исходя из обсуждаемых особенностей поведения кислорода в земных оболочках, его общее содержание в породах, а также отношение

суммарного содержания катионов к кислороду $\frac{\sum K_t}{O_{\text{общ}}}$, по-видимому, в общем случае может быть использовано для суждения о глубине формирования пород. В табл. 14 горные породы литосферы расположены в порядке убывания суммарного содержания кислорода¹.

¹ Эти данные получены из результатов подсчета среднего состава главных типов горных пород литосферы (см. гл. IV).

Таблица 14

**Распределение кислорода в магматических и метаморфических
горных породах литосферы**

| Породы | $O_{\text{общ}}$ % | $\frac{\Sigma \text{Kt}}{O_{\text{общ}}}$ | $\frac{O_{\text{Si}}}{O_{\text{общ}}}$ | $\frac{O_{\text{fem}}}{O_{\text{общ}}}$ |
|---|-----------------------|---|--|---|
| Магматические | | | | |
| 1. Кислые эффузивы | 49,4 | 1,02 | 0,79 | 0,022 |
| 2. Граниты | 48,7 | 1,05 | 0,79 | 0,025 |
| 3. Дациты | 48,2 | 1,07 | 0,72 | 0,061 |
| 4. Гранодиориты | 47,9 | 1,08 | 0,74 | 0,059 |
| 5. Кварцевые диориты | 47,3 | 1,11 | 0,69 | 0,089 |
| 6. Андезиты | 46,7 | 1,14 | 0,67 | 0,098 |
| 7. Диориты | 46,0 | 1,17 | 0,64 | 0,129 |
| 8. Базальты геосинклинальные | 44,8 | 1,23 | 0,59 | 0,182 |
| 9. Базальты платформенные | 44,8 | 1,23 | 0,59 | 0,199 |
| 10. Базальты океанического дна | 44,7 | 1,24 | 0,59 | 0,194 |
| 11. Габбро | 44,6 | 1,24 | 0,58 | 0,186 |
| 12. Базальты толеитовые Гавайских островов | 44,6 | 1,24 | 0,59 | 0,205 |
| 13. Дуниты геосинклинальные | 44,3 | 1,25 | 0,51 | 0,462 |
| 14. Перидотиты геосинклинальные | 44,0 | 1,26 | 0,52 | 0,420 |
| 15. Базальты щелочные океанических островов | 43,8 | 1,28 | 0,57 | 0,202 |
| 16. Перидотит (средний) | 43,7 | 1,28 | 0,52 | 0,410 |
| 17. Пироксениты | 43,7 | 1,28 | 0,59 | 0,333 |
| 18. Дунит (средний) | 43,5 | 1,29 | 0,50 | 0,473 |
| 19. Перидотиты платформенные | 43,3 | 1,30 | 0,52 | 0,391 |
| 20. Дуниты платформенные | 42,9 | 1,32 | 0,50 | 0,476 |
| 21. Кимберлиты | 42,2 | 1,38 | 0,50 | 0,570 |
| 22. Дуниты гортонолитовые | 37,7 | 1,65 | 0,49 | 0,480 |
| 23. Трахиты | 47,1 | 1,12 | 0,70 | 0,049 |
| 24. Фонолиты | 46,6 | 1,14 | 0,65 | 0,039 |
| 25. Нефелиновые сиениты | 46,3 | 1,15 | 0,63 | 0,048 |
| 26. Сиениты | 46,5 | 1,15 | 0,69 | 0,059 |
| Метаморфические | | | | |
| 27. Кристаллические сланцы | 48,4 | 1,06 | 0,69 | 0,074 |
| 28. Гнейсы | 47,9 | 1,08 | 0,73 | 0,066 |
| 29. Амфиболиты | 44,8 | 1,23 | 0,58 | 0,192 |
| 30. Эклогиты | 44,1 | 1,26 | 0,57 | 0,225 |

В таблице также приведены отношения количества кислорода, связанного в породах с кремнием (O_{Si}), а также с железом, магнием и кальцием (O_{fem}), к общему (суммарному) содержанию кислорода.

Как видно из данных табл. 14 и рис. 3, максимальным содержанием кислорода в литосфере и соответственно минимальным отношением $\Sigma \text{Kt}/O_{\text{общ}}$ отличаются кислые эффузивные породы (липариты, риолиты, обсидианы, кварцевые порфиры) и граниты. Минимальное содержание кислорода и соответственно максимальное отношение

$\frac{\Sigma \text{Kt}}{O_{\text{общ}}}$ свойственно гортонолитовым дунитам Африки и кимберлитам,

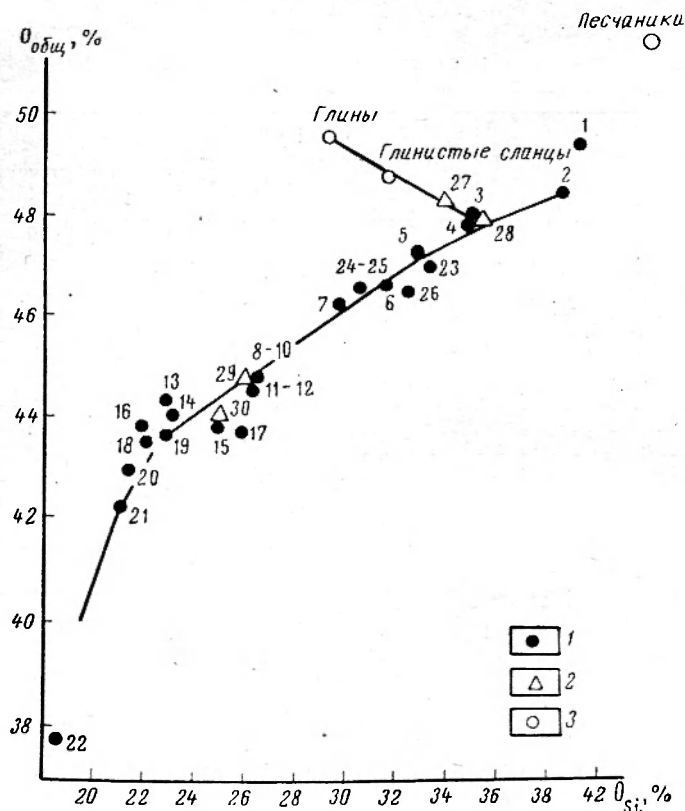


Рис. 3. Зависимость между общим содержанием кислорода ($O_{общ}$) и частью кислорода, связанного с кремнием (O_S) в горных породах литосферы (номера пород см. в табл. 14)

1 — магматические породы; 2 — метаморфические породы; 3 — осадочные породы

глубинное (нодкоровое) происхождение которых у большинства исследователей не вызывает сомнения. Интересна аналогия в распределении кислорода в габбро и базальтах (включая предположительно глубинные толеитовые базальты Гавайских островов). Исключение составляют щелочные базальты океанических островов, которые по содержанию кислорода и отношению $\Sigma Kt/O_{общ}$ примыкают к группе ультраосновных пород. Последние по характеру распределения кислорода четко делятся на геосинклинальную формацию и, по-видимому, более глубинную платформенную формацию, которая отличается существенно пониженным содержанием кислорода, обусловленным обогащением пород этой группы железом, и соответственно уменьшением отношения Mg/Fe . Характерно, что метаморфические породы по содержанию кислорода четко распределяются в соответствии с глубиной их формирования (см. табл. 14). При этом вода в метаморфических фациях разной глубины играет регулируемую роль. Это, в частности, может быть иллюстрировано аналогией в распределении кислорода в гранитах и кристаллических сланцах, валовый химический состав которых более близок к средним породам, чем к кислым. Среди ведущих типов метаморфических пород

гнейсы по особенностям распределения кислорода примыкают к гранодиоритам (но не к гранитам), а амфиболиты с этой точки зрения являются аналогами континентальных и океанических толеитовых базальтов. В свою очередь средний эклогит, представляющий наиболее глубокие фации метаморфизма, по содержанию кислорода близок ультраосновным породам, связанным с верхней мантией.

В связи с проблемой роли кислорода как регулятора термодинамического равновесия в земной коре следует также подчеркнуть неустойчивость бедных кислородом глубоких магматических пород в близкповерхностных участках литосферы. Как известно, для этих участков типичны процессы изменения подобных пород, идущие с привнесом воды и углекислоты, в результате чего валовое содержание кислорода повышается до термодинамически необходимого уровня. В табл. 15 рассматриваемое положение иллюстрируется на примере дунитов и кимберлитов. Слабо серпентинизированный дунит по содержанию кислорода близок базальтам. Дальнейшее усиление степени серпентинизации приближает дуниты с этой точки зрения к породам диоритового ряда. Аналогичное явление имеет место в случае кимберлитов, которые также термодинамически неустойчивы в верхних зонах литосферы и, как правило, подвергаются интенсивной гидратации и карбонатизации.

Таблица 15

Изменение распределения кислорода в дунитах и кимберлитах в процессе серпентинизации и карбонатизации

| Породы | O _{общ.} % | $\frac{\sum Kt}{O_{общ}}$ |
|--|---------------------|---------------------------|
| Дунит свежий (с 0,5% H ₂ O ⁺) | 43,9 | 1,27 |
| Дунит слабо серпентинизированный (с 3,5% H ₂ O ⁺) | 44,9 | 1,23 |
| Дунит серпентинизированный (с 6% H ₂ O ⁺) | 46,1 | 1,16 |
| Кимберлит свежий (с 0,5% H ₂ O) | 42,2 | 1,38 |
| Кимберлит измененный (с 9% H ₂ O и 3,5% CO ₂) | 47,2 | 1,10 |

Максимальным содержанием кислорода в литосфере, как и следовало ожидать, отличаются осадочные породы (табл. 16). Наличие среди осадочных пород образований, не содержащих кислород (угли, нефть и другие битумы), не нарушает общего равновесия, так как удельные молекулярные объемы углеводородов, слагающих каустобиолиты, настолько велики, что исключают возможность существования подобных пород за пределами осадочной оболочки литосферы.

После погружения глинистых осадков в более глубокие зоны земной коры происходит дегидратация осадков, сопровождающаяся уменьшением общего содержания кислорода в породе (см. рис. 3). Процесс этот сопровождается частичным восстановлением окисного железа

Таблица 16

Распределение кислорода в осадочных и слабо метаморфизованных горных породах

| Породы | O _{общ} % | $\frac{\sum Kт}{O_{общ}}$ | $\frac{O_{Si}}{O_{общ}}$ | $\frac{O_{fem}}{O_{общ}}$ |
|-------------------------------|--------------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------|
| Глинистые сланцы | 49,0 | 1,02 | 0,64 | 0,070 |
| Глины | 49,5 | 1,00 | 0,59 | 0,076 |
| Пески и песчаники | 51,5 | 0,92 | 0,81 | 0,054 |
| Известняки, мраморы | 49,2 | 1,03 | 0,08 | 0,286 |

в условиях относительно низкого парциального давления кислорода. При переходе глинистых осадков в гнейсы каждая тонна осадков теряет (главным образом в составе H₂O) около 13 кг кислорода. Вопрос о роли окисного железа в транспортировке кислорода в глубине зоны геосинклиналей нуждается в специальном количественном исследовании степени окисления железа в различных типах осадочных формаций и метаморфических породах, представляющих различные фации метаморфизма. Однако данные, полученные в результате аналитического определения степени окисления железа в породах, представляющих глубинные зоны метаморфизма, обычно нуждаются в поправке, учитывающей окисление части железа в условиях приповерхностных участков земной коры.

В пределах «базальтовой» оболочки литосферы в условиях давлений 4—10 кбар в соответствии с правилом Ле Шателье следует ожидать сдвига отношения суммы катионов к кислороду в сторону увеличения роли катионной части за счет повышения содержания катионов, не связанных в комплексы с кислородом и имеющих относительно малые удельные ионные объемы (железо, магний, кальций и др.). Таким образом, ассоциация магматических и метаморфических пород с преобладанием гранитов, гранодиоритов и гнейсов гранодиоритового состава в этих условиях окажется неустойчивой и будет стремиться к преобразованию в более устойчивые для глубинной зоны метаморфизма образования. Процесс этот осуществляется путем выноса в верхние оболочки литосферы наиболее обогащенных кислородом соединений — кремнекислородных комплексов, обладающих большими удельными ионными объемами.

В результате этого процесса происходит закономерная десиликация богатых кремнеземом пород, попавших в пределы «базальтовой» оболочки, отмечавшаяся ранее В. В. Белоусовым [12]. Десиликация подобного рода должна рассматриваться как один из ведущих геохимических процессов этой оболочки литосферы, направленный к восстановлению термодинамического равновесия в распределении кислорода в гравитационном поле Земли.

С этой же позиции зональное строение литосферы, выраженное в обособлении осадочной, «гранитной» и «базальтовой» оболочек,

Таблица 17

Распределение кислорода в осадочной оболочке литосферы на континентах

| Породы | Среднее содержание кислорода, % | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|---|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Осадочные | | | |
| Глины | 49,5 | 53,0 | |
| Глинистые сланцы | 49,0 | | |
| Пески и песчаники | 51,5 | | |
| Карбонаты | 49,2 | | |
| Эвапориты | 6,73* | | |
| Среднее | 49,5 | 100,0 | 80,4 |
| Эффузивные | | | |
| Базальты платформенные | 44,8 | 5,6 | |
| Базальты геосинклинальные | 44,8 | 31,1 | |
| Андезиты | 46,7 | 41,3 | |
| Дациты | 48,2 | 0,8 | |
| Кислые эффузивы | 49,4 | 21,0 | |
| Трахиты | 47,1 | 0,1 | |
| Фонолиты | 46,6 | 0,1 | |
| Среднее | 46,6 | 100,0 | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах | 48,9 | | 100,0 |

* По данным Ф. Стюарта (Ногн, 223).

выступает как результат эволюции существенно кислородного каркаса внешних геосфер Земли в направлении максимальной термодинамической устойчивости.

В табл. 17 и 18 рассчитаны средние содержания кислорода для осадочной и «гранитной» оболочек литосферы. Характерно, что среднее содержание кислорода в магматических породах «гранитной» оболочки соответствует гранодиоритам. В то же время среднее содержание кислорода в осадочных породах осадочной оболочки аналогично определенному для кислых эффузивов, а в эффузивных породах этой оболочки оно близко андезитам. В «базальтовой» оболочке среднее содержание кислорода, учитывая состав предположительно распространенных здесь пород, должно находиться в пределах 45—46%. В глубоких частях оболочки, вблизи границы с верхней мантией, вероятно уменьшение общего содержания кислорода в породах до 44% — значения, свойственного эглогитам.

Таблица 18

Распределение кислорода в «гранитной» оболочке литосферы

| Породы | Среднее содержание кислорода, % | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Магматические | | | |
| Граниты | 48,7 | 63,7 | |
| Гранодиориты | 47,9 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 47,3 | 2,9 | |
| Диориты | 46,0 | 1,6 | |
| Габбро | 44,6 | 9,0 | |
| Перидотиты | 43,7 | 0,3 | |
| Дуниты | 43,5 | | |
| Сиениты | 46,5 | 0,9 | |
| Нефелиновые сиениты | 46,6 | 0,1 | |
| Среднее | 47,9 | 100,0 | 53,4 |
| Метаморфические | | | |
| Кристаллические сланцы | 48,4 | 84,0 | |
| Гнейсы | 47,9 | | |
| Кварциты и песчаники | 51,5 | 7,0 | |
| Мраморы | 49,2 | 0,8 | |
| Амфиболиты | 44,8 | 8,2 | |
| Среднее | 48,1 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 48,0 | | 100,0 |

2. КРЕМНИЙ

Кремний — второй по значимости после кислорода химический элемент земной коры. Особая роль кремния в литосфере, помимо ведущего места по распространенности среди прочих катионов, определяется его тесным сродством к кислороду — главному элементу земной коры и мантии Земли. Образуя с кислородом исключительно прочные и достаточно мобильные тетраэдрические комплексы со значительной долей ковалентной связи, кремний связывает большую часть кислорода литосферы. Относительно высокий удельный объем кремне-кислородных комплексов является одним из ведущих факторов совместной миграции и перераспределения кислорода и кремния в пределах земной коры и мантии Земли, что играет важную роль в установлении термодинамического равновесия в катион-кислородном каркасе верхних оболочек нашей планеты.

Среднее отношение кремния к кислороду в литосфере равно 0,58 вес. %, что почти точно соответствует отношению к частице SiO_3^{2-} . Параллельно с уменьшением роли кислорода в направлении

от приповерхностных частей «гранитной» оболочки к границе с верхней мантией в литосфере уменьшается и содержание кремния, достигая минимума в ультраосновных породах мантии.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Рассматривая породы дунит-перидотитовой группы в качестве представителей верхних горизонтов мантии (табл. 19)¹, можно считать, что эти горизонты содержат порядка 18—20% кремния в зависимости от степени выноса кремния в составе кислых выплавок и распоров в земную кору.

Если предположение, трактующее дуниты и перидотиты как остаточные после выплавки породы верхнего горизонта мантии [26, 28], окажется справедливым, то в пределах глубоких горизонтов мантии следует ожидать более высокое содержание кремния, величина которого пока остается проблематичной.

В близповерхностных участках земной коры ультраосновные породы, как отмечалось, термодинамически неустойчивы и подвержены интенсивному замещению, идущему с привнесением воды и углекислоты. Большинство исследователей склоняется в пользу аутометасоматического характера подобного замещения, однако для получения представления об истинном составе ультраосновных пород, соответствующим глубинным условиям их кристаллизации, необходим пересчет аналитических данных. При этом исключаются углекислота и значительная часть воды, обусловленная явлениями серпентинизации. Подобный пересчет в табл. 19 и ряде последующих таблиц произведен для глобальных оценок параметров распределения элементов в ультраосновных породах. Региональные оценки, как правило, даются без пересчета, представляя истинное распределение соответствующих элементов в ультрабазальтах в близповерхностных участках «гранитного» слоя (сильно серпентинизированные разности из подсчета исключались).

Интересна аналогия по содержанию кремния между перидотитами и пикритами, которые с этой точки зрения могут рассматриваться как гипабиссальные аналоги перидотитов. Несколько особняком в группе ультрабазитов стоят пироксениты, приближающиеся по содержанию кремния к породам габбро-базальтовой серии.

¹ В этой и последующих таблицах ссылки на литературу приведены в случаях, если для вычисления оценок параметров распределения были использованы один-два источника. При вычислении оценок почти для всех типов пород использовались данные Г. Вашингтона [329]. Выборки по территории СССР составлялись на основе большого количества журнальных статей, опубликованных сборников анализов [73, 84, 109] и материалов автора. Для характеристики зарубежной территории использовались сборники анализов, составленные для Польской Народной Республики [175, 239, 275], Финляндии [241, 241a], Малайзии [131], Африки [156, 178, 181, 207]; о-ва Мадагаскар [154], Канады [251] и Австралии [237], а также монографии и журнальные статьи, перечисленные в списке литературы.

Таблица 19

Кремний в ультраосновных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации | |
|--|---------------|------|------|------|-------|---------------------|------------------|
| Дуниты | | | | | | | |
| Среднее по 18 регионам земного шара (18) * | 18,1 ± 0,4 | 0,84 | 0,05 | — | — | Г. В. Пинус [79] | |
| То же, пересчет на породу с 0,5% воды | 19,3 | 0,98 | 0,05 | — | — | | |
| Среднее по 8 платформенным регионам. Пересчет на породу с 0,5% воды (8) | 18,8 | 0,95 | 0,05 | — | — | | |
| Среднее по 9 геосинклинальным регионам. Пересчет на породу с 0,5% воды (9) | 19,6 | 0,99 | 0,05 | — | — | | |
| СССР, Урал (26) | 17,5 | 1,02 | 0,06 | 0,03 | -1,10 | | |
| СССР, юг Сибири (25) | 18,8 | 1,20 | 0,06 | 0,64 | 1,10 | | |
| Южная Африка (21) | 16,7 | 0,52 | 0,04 | — | — | | |
| Северная Америка, общая выборка (18) | 18,0 | 1,20 | 0,07 | — | — | | |
| Перидотиты | | | | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара (28) ** | 19,6 ± 0,4 | 1,15 | 0,06 | 0,11 | -0,82 | | Г. В. Пинус [79] |
| То же, пересчет на породу с 0,5% воды | 20,0 | 1,21 | 0,06 | — | — | | |
| Европа, общая выборка (44) | 19,2 | 0,98 | 0,05 | — | — | | |
| СССР, Урал (26) | 18,8 | 1,22 | 0,06 | — | — | | |
| СССР, юг Сибири (32) | 18,9 | 0,75 | 0,04 | 0,02 | 0,29 | | |
| Африка, общая выборка (20) | 20,1 | 1,75 | 0,09 | — | — | | |
| Северная Америка, общая выборка (20) | 19,0 | 1,16 | 0,06 | — | — | | |
| Пироксениты | | | | | | | |
| Среднее по 35 регионам земного шара (35) *** | 22,7 ± 0,5 | 1,51 | 0,07 | 0,27 | -0,31 | | |

* СССР (Урал, юг Сибири, Прибайкалье, о-в Сахалин, Сибирская платформа), Финляндия, ПНР, Англия, Швейцария, о-в Кипр, Гвинея, Южная Африка, Центральная Африка, острова Мадагаскар и Реюньон, США, Канада, Центральная и Южная Америка, Австралия, Новая Зеландия. Всего 93 анализа.

** СССР (Кольский п-ов, Русская платформа, Украинский кристаллический массив, Кавказ, Урал, юг Сибири, Восточная Сибирь и Прибайкалье), Швеция, Финляндия, ПНР, ГДР, Швейцария, Италия, Португалия, Англия, о-в Кипр, Индия, Мавритания, Западная Африка, Конго (Киншаса), Восточная Африка, Южная Африка, США (Новая Англия, Скалистые горы, Калифорния и Орегон), Канада, Южная Америка, Австралия. Всего 196 анализов.

*** СССР (Кольский п-ов, Русская платформа, Украинский кристаллический массив, Кавказ, Закавказье, Урал, юг Сибири, Средняя Азия, Горный Алтай, Сибирская платформа, Приморье), ПНР, ГДР, Финляндия, Норвегия, Италия, Индия, Малайзия, Мавритания, Западная Африка, Конго (Киншаса), Канарские о-ва, Южная Африка, Южная Родезия, о-в Мадагаскар, США (Новая Англия, Пенсильвания, Скалистые горы, Монтана, Калифорния), Канада, Гренландия, Австралия, Новая Зеландия, о-в Новая Каледония. Всего 294 анализа.

Продолжение табл. 19

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (26) | 21,9 ± 0,6 | 1,49 | 0,07 | — | — | |
| СССР, Урал (28) | 21,9 | 1,75 | 0,08 | -0,72 | -0,21 | |
| Африка, Центральная и Южная, общая выборка (20) | 23,7 | 1,55 | 0,07 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (23) | 22,1 | 2,13 | 0,10 | -0,78 | 0,81 | [154], [238], [207] |
| Северная Америка, общая выборка (21) | 23,0 | 2,11 | 0,09 | -0,82 | 0,61 | |
| Кимберлиты | | | | | | |
| Среднее по 16 районам **** | 16,1 ± 0,6 | 1,19 | 0,07 | — | — | |
| То же, пересчет на породу с 0,5% воды (без CO ₂) | 18,35 | 1,30 | 0,07 | — | — | |
| Южная Африка (59) | 17,2 | 2,56 | 0,15 | 0,11 | 0,62 | [207] |
| То же, пересчет на породу с 0,5% воды (без CO ₂) | 19,5 | 2,91 | 0,15 | — | — | |
| Пикриты | | | | | | |
| Среднее по 12 районам (12) ***** | 19,6 ± 0,8 | 1,34 | 0,07 | — | — | |

**** СССР (шесть районов Сибири), Индия, Индонезия, Южная Африка (четыре района), Центральная Африка, Восточная Африка (два района). Всего 421 анализ.

***** СССР (Карелия, о-в Новая Земля), Финляндия, ГДР, Англия, Восточная Африка, Юго-Западная Африка, Центральная Африка, Южная Африка, США (Невада), Канада, Гавайские о-ва, о-в Таити. Всего 31 анализ.

Примечание. Точность среднего арифметического (\bar{x}) здесь и в следующих таблицах оценена с вероятностью 0,95.

Обогащение последних кремнием по сравнению с дунитами составляет около 30% (табл. 20, 21). При этом на общем фоне сравнительно выдержанных средних содержаний кремния в габброидах различных регионов существенно пониженным содержанием кремния отличаются габбро океанических островов, интрузии которых в минимальной степени испытали на себе влияние «гранитного» слоя литосферы. К этой же бедной кремнием группе примыкают габброиды габброперидотитового пояса Урала, что подчеркивает известную геохимическую специфику этой провинции, проявленную, как будет показано ниже, также в распределении ряда других петрогенных элементов. Следует отметить равнозначность среднего регионального коэффициента вариации содержаний кремния в интрузивных основных и ультраосновных породах ($V_{\text{рег}} = 0,06$) в пределах земного шара.

Сравнивая распределения кремния в интрузивных и эффузивных основных породах, необходимо подчеркнуть отсутствие существенного различия в этом отношении между габбро, континентальными базальтами и толеитовыми базальтами океанической формации. В то же время океанические щелочные базальты выделяются из этой

Таблица 29

Кремний в габбро

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Среднее по 45 континентальным регионам земного шара (45) * | 22,8 ± 0,3 | 1,14 | 0,05 | 0,07 | 0,10 | |
| Европа | | | | | | |
| СССР, Кольский п-ов и Карелия (20) | 23,4 | 0,77 | 0,03 | — | — | |
| СССР, Кавказ и Закавказье (20) | 22,7 | 1,34 | 0,06 | — | — | |
| ГДР (20) | 23,0 | 1,33 | 0,06 | — | — | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (37) | 23,3 | 1,20 | 0,05 | 0,02 | -0,88 | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (74) | 22,1 ± 0,4 | 1,86 | 0,08 | -0,47 | -0,63 | |
| СССР, Урал (85) | 21,0 | 1,80 | 0,09 | -0,08 | -0,88 | |
| Африка | | | | | | |
| Общая выборка (44) | 22,9 | 1,18 | 0,05 | -0,12 | -0,54 | |
| Южная Африка (35) | 22,9 | 0,98 | 0,04 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар (38) | 22,3 | 1,19 | 0,05 | — | — | [154], [238], [207] |
| Океанические районы | | | | | | |
| О-ва Индийского, Тихого и Атлантического океанов (10) ** | 21,4 | 0,58 | 0,03 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (61) | 23,3 | 1,83 | 0,08 | 0,33 | 0,37 | |
| США, Новая Англия (20) | 22,4 | 1,57 | 0,07 | — | — | |
| США, древние Аппалачи (20) | 22,8 | 1,34 | 0,06 | — | — | |
| Канада (34) | 23,4 | 1,36 | 0,06 | 0,46 | 0,15 | |
| Канада, анокситовое габбро (37) | 24,7 | 0,82 | 0,03 | — | — | |

* СССР (Кольский п-ов и Карелия, Украинский кристаллический массив, Кавказ и Закавказье, Урал, Казахстан, Алтай, Средняя Азия, Забайкалье, Сибирская платформа, Приморье), ПНР, ГДР, Финляндия, Франция, Италия, Швейцария, Англия, Малайзия, КНР, Мавритания, Мали и Верхняя Вольта, Гвинея, Того и Дагомея, Берег Слоновой Кости, Конго (Киншаса), Танзания, Ангола, Южная Родезия, Юго-Западная Африка, Южная Африка, о-в Мадагаскар, США (древние Аппалачи, Мичиган, Миннесота, Скалистые горы, Калифорния и Орегон, Нью-Мексико, Аляска), Канада, Гренландия, Центральная Америка, Австралия, Новая Зеландия, Антарктида. Всего 762 анализа.

** Острова: Реюньон, Кергелен, Коморские, Гавайские, Канарские.

Таблица 21

Кремний в базальтах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Платформенные базальты | | | | | | |
| Среднее по 23 платформенным регионам земного шара (23)* | 23,0 ± 0,4 | 0,84 | 0,04 | 0,20 | 0,34 | |
| Балтийский щит, диабазы (25) СССР, траппы и базальты Сибирской платформы (140) . . . | 22,2 | 0,66 | 0,03 | 0,73 | -0,46 | |
| Африка, общая выборка (40) . . . | 22,3 | 0,74 | 0,03 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (35) | 22,7 | 1,07 | 0,05 | -0,10 | 0,03 | |
| Базальты геосинклинальных регионов | | | | | | |
| Среднее по 25 геосинклинальным регионам земного шара (25)** | 23,0 ± 0,3 | 0,71 | 0,03 | 0,41 | 0,19 | |
| СССР, Кавказ и Закавказье (26) | 23,2 | 1,13 | 0,05 | — | — | |
| Континентальная оливин-базальтовая формация (276) | 22,4 | 1,03 | 0,05 | — | — | В. А. Кутюлин [63] |
| Базальты андезитовой формации (355) | | | | | | |
| Япония (40) | 23,7 | 0,92 | 0,04 | — | — | То же |
| США, общая выборка (136) | 23,4 | 0,88 | 0,04 | 0,01 | -0,46 | |
| | 23,5 | 1,51 | 0,06 | 0,01 | -0,28 | |
| Океанические базальты | | | | | | |
| Среднее по 30 островам Тихого, Индийского и Атлантического океанов (30) | 21,9 | 0,84 | 0,04 | — | — | |
| Толейтовые базальты, Гавайские острова (116) | 23,0 | 0,70 | 0,03 | — | — | |
| Щелочные оливиновые базальты, Гавайские острова (35) | 21,4 | 0,88 | 0,04 | — | — | |
| О-в Реюньон (40) | 22,1 | 0,62 | 0,03 | — | — | |
| Толейтовые базальты океанической формации (110) | 23,0 | 0,62 | 0,03 | — | — | В. А. Кутюлин [63] |
| Щелочные оливиновые базальты океанической формации (118) | | | | | | |
| О-ва Бугенвиля (20) | 21,4 | 1,12 | 0,05 | — | — | То же |
| Дно Атлантического и Тихого океанов (36) | 21,7 | 0,62 | 0,03 | — | — | |
| | 23,0 | 0,74 | 0,03 | — | — | |

* СССР (Кольский п-ов, Карелия, Украинский кристаллический массив, Сибирская платформа), Финляндия, Швеция, Норвегия, Индия, Мавритания, Мали, Сенегал, Нигер, Верхняя Волга, Гвинея, Центральная Африка, Юго-Западная Африка, Южная Африка, о-в Мадагаскар, Канада, Гренландия, Антарктида, Австралия (Западная Австралия, Виктория). Всего 445 анализов.

** СССР (Крым, Кавказ, Закавказье, Урал, Средняя Азия, Забайкалье, Приморье; о-в Сахалин, Дальний Восток, Камчатка), ПНР, ГДР, Англия, Исландия, Восток и Юго-Восток КНР, Япония, Малайзия, Индонезия, США (Калифорния, Орегон, Аляска), Сальвадор, Колумбия, Чили. Всего 360 анализов.

Таблица 22

Кремний в диоритах и андезитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|------|-------|--------------------------------|
| Диориты | | | | | | |
| Среднее по 41 региону земного шара (41)* | 26,2 ± 0,4 | 1,26 | 0,05 | 0,26 | -0,61 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (24) | 26,2 | 1,52 | 0,06 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (55) | 25,4 ± 0,5 | 1,91 | 0,08 | 0,04 | -0,78 | |
| СССР, Восточное Забайкалье (27) | 25,1 | 1,63 | 0,06 | — | — | Ю. Н. Спомпор и Р. М. Романова |
| О-в Мадагаскар (22) | 25,6 | 1,83 | 0,07 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (34) | 26,9 | 1,72 | 0,06 | 0,36 | 0,07 | |
| Андезиты | | | | | | |
| Среднее по 54 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (54)** | 27,6 ± 0,3 | 1,20 | 0,04 | 0,60 | 0,34 | |
| Европа | | | | | | |
| СССР, Кавказ (27) | 28,2 | 0,91 | 0,03 | — | — | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (25) | 27,2 | 1,13 | 0,04 | 0,53 | 0,20 | |
| Греция (20) | 28,3 | 2,17 | 0,08 | — | — | |
| Италия (20) | 27,0 | 1,89 | 0,07 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (30) | 27,6 ± 0,4 | 1,00 | 0,04 | 0,60 | 0,34 | |
| СССР, Центральный Казахстан (51) | 26,8 | 2,06 | 0,08 | — | — | |
| СССР, Приморье (20) | 27,8 | 1,63 | 0,06 | — | — | |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (61)*** | 27,2 | 1,65 | 0,06 | 0,02 | -0,87 | |

* СССР (Кольский п-ов, Украинский кристаллический массив, Кавказ и Закавказье, Урал, Алтай, Казахстан, Средняя Азия, Тува и Восточные Салны, Забайкалье, Сибирская платформа, Дальний Восток, Приморье), Финляндия, ПНР, ГФР, НРБ, Австрия, Швейцария, Франция, Италия, Португалия, Англия, Индия, Малайзия, Мавритания, Берег Слоновой Кости, Мали, Сенегал, Гвинея, Южная Родесия, Южная Африка, о-в Мадагаскар, США (Скалистые горы, Калифорния), Канада, Мексика, Центральная Америка, о-в Мартиника, Южная Америка, Австралия, Новая Зеландия, Антарктида. Всего 678 анализов.

** СССР (Крым, Кавказ, Закавказье, Средняя Азия, Центральный Казахстан, Забайкалье, Приморье, Камчатка и Командорские о-ва, Курильские о-ва), ПНР, ВНР, ГДР, ЧССР, Финляндия, Швеция, Франция, Италия, Греция, Испания, Англия, Исландия, Турция, Малайзия, Япония, Филиппины, Индонезия, АРЕ, Мавритания, Мали, Сенегал, Берег Слоновой Кости, Гвинея, Танзания, Мозамбик, о-в Мадагаскар, США (Скалистые горы, Невада, Калифорния и Орегон, Вашингтон, Аризона, Нью-Мексика, Монтана, Аляска), Гренландия, Канада, Мексика, Центральная Америка, о-в Мартиника, Эквадор, Аргентина, Чили, Австралия, Новая Зеландия, Антарктида. Всего 866 анализов.

*** СССР (Камчатка, Курильские о-ва, Приморье, Командорские острова), Япония, Филиппины, Малайзия, Индонезия.

Продолжение табл. 2?

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Япония (30) | 27,9 | 1,72 | 0,06 | 0,15 | -0,69 | [131] |
| Малайзия (20) | 25,1 | 1,24 | 0,05 | — | — | |
| Индонезия (21) | 28,0 | 2,37 | 0,08 | 0,14 | -0,98 | |
| Африка | | | | | | |
| Западная Африка, общая выборка (21) | 23,6 | 0,94 | 0,04 | — | — | [156] |
| О-в Мадагаскар (20) | 24,2 | 1,39 | 0,06 | — | — | [154], [238], [207] |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, Скалистые горы (35) | 28,0 | 1,80 | 0,06 | -0,21 | -0,84 | |
| США, Калифорния (25) | 28,7 | 1,36 | 0,05 | 0,73 | 0,06 | |
| Центральная Америка | | | | | | |
| Общая выборка (22) | 28,3 | 1,63 | 0,06 | 0,46 | -0,43 | |
| О-в Мартиника (27) | 28,7 | 0,50 | 0,02 | 0,17 | -0,90 | |
| Австралия | | | | | | |
| Новая Зеландия (20) | 27,1 | 1,24 | 0,05 | — | — | |
| Океанические районы | | | | | | |
| О-ва Индийского и Тихого океанов (щелочные серии) (25) **** | 24,0 | 0,71 | 0,03 | — | — | |

**** Острова: Реюньон, Кергелен, Коморские, Поссешон, Бугенвиль, Фиджи, Гавайи, Мауи, Нуку-Хива, Питкэрн.

группы основных пород существенно более низким содержанием кремния. Аналогия с относительно бедными кремнием габброидами океанических островов в данном случае довольно проблематична из-за различной роли щелочных металлов в сравниваемых группах пород.

С учетом количественных соотношений между базальтами содержание 23% может представлять реальное содержание кремния для базальтовых пород литосферы. В то же время наличие интрузий габбро явно глубинного происхождения (Урал, некоторые океанические острова), а также щелочных базальтов, существенно обедненных кремнием (21,0—21,4% Si), позволяет судить о возможности некоторого снижения содержания кремния в производных базальтовой магмы (до 21%) по направлению к границе с мантией.

Диориты по сравнению с габбро отличаются 14%-ным относительным накоплением кремния; они несколько более основные, чем андезиты (табл. 22). Более кислый характер последних обусловлен тем, что андезитовые серии лав обычно включают эффузивные аналоги как диоритов, так и кварцевых диоритов, которые по сравнению с габбро характеризуются 19%-ным накоплением кремния.

Таблица 23

Кремний в гранодиоритах и кварцевых диоритах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|--------------------------------------|
| Гранодиориты | | | | | | |
| Среднее по 30 регионам земного шара (30) * | 30,5 ± 0,4 | 1,20 | 0,04 | -0,16 | -0,66 | |
| Европа | | | | | | |
| Финляндия (25) | 30,1 | 1,20 | 0,04 | — | — | [241] [241a] |
| СССР, Кавказ (58) | 31,7 | 1,60 | 0,05 | — | — | А. М. Де-мин и А. А. Сит-вин [48] |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регио-ны, общая выборка (91) | 30,2 ± 0,2 | 1,20 | 0,04 | -0,27 | 0,71 | |
| СССР, Казахстан (25) | 30,1 | 1,45 | 0,05 | — | — | |
| СССР, Урал (30) | 30,3 | 2,10 | 0,07 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (25) | 30,6 | 1,03 | 0,03 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (65) | 30,6 | 1,28 | 0,04 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Западная Африка, общая выбор-ка (35) | 30,5 | 1,26 | 0,04 | — | — | [156] |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, Аризона (29) | 30,5 | 1,41 | 0,05 | -0,66 | -0,52 | |
| США, Калифорния (34) | 30,4 | 1,31 | 0,04 | — | — | |
| Кварцевые диориты и тоналиты | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25) ** | 25,5 ± 0,5 | 1,30 | 0,05 | -0,34 | -0,88 | |
| СССР, Урал (39) | 27,2 | 1,96 | 0,07 | -0,17 | -0,55 | |
| СССР, Восточное Забайкалье (46) | 28,0 | 1,02 | 0,04 | — | — | Ю. Н. Спо-миор и Р. М. Ро-манова |

* СССР (Украинский кристаллический массив, Кавказ, Закавказье, Урал, Средняя Азия, Казахстан, Алтай, Тува и Восточные Саяны, Забайкалье, Дальний Восток, Приморье, Чукотка), Финляндия, ПНР, Англия, Малайзия, Япония, Берег Слоновой Кости, Мавритания, Мали, Верхняя Вольта, Сенегал, Нигер, Гвинея и Дагомея, Восточная Африка, о-в Мадагаскар, США (Калифорния, Аризона, Скалистые горы), Канада. Всего 523 анализа.

** СССР (Кольский п-ов, Украинский кристаллический массив, Кавказ и Закавказье, Урал, Средняя Азия, Казахстан, Алтай, Тува, Восточные Саяны, Забайкалье, Сибирская платформа, Приморье, Чукотка), Финляндия, ПНР, Англия, Франция, Малайзия, Япония, Кения, Мали, Нигер, Берег Слоновой Кости, США (Скалистые горы, Невада, Калифорния), Канада. Всего 426 анализов.

Таблица 2†

Кремний в гранитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации | |
|---|---------------|------|------|-------|-------|----------------------|---------------------|
| Среднее по 65 регионам земного шара (65) * | 34,0 ± 0,2 | 0,70 | 0,02 | 0,38 | -0,12 | | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (86) | 34,0 | 1,03 | 0,03 | -0,17 | -0,70 | [241], [241a] | |
| Финляндия (46) | 33,9 | 1,00 | 0,03 | -0,01 | -0,20 | | |
| СССР, Украинский кристаллический массив (40) | 33,7 | 1,27 | 0,04 | -0,55 | -0,70 | В. В. Свиридов [103] | |
| То же, коростеньские, рапакивидные граниты (39) | 33,3 | 1,17 | 0,04 | — | — | | |
| СССР, Кавказ (54) | 34,0 | 1,26 | 0,04 | -0,14 | -0,93 | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (43) | 34,7 | 1,04 | 0,03 | -0,32 | -0,75 | | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (120) | 34,0 ± 0,2 | 1,24 | 0,04 | -0,20 | -0,73 | [131] | |
| СССР, Урал (50) | 34,0 | 1,26 | 0,04 | -0,14 | -0,93 | | |
| СССР, Казахстан (93) | 34,0 | 1,28 | 0,04 | -0,01 | -0,78 | | |
| СССР, Средняя Азия (54) | 34,0 | 1,14 | 0,03 | -0,23 | -0,34 | | |
| СССР, Забайкалье (138) | 33,8 | 1,21 | 0,04 | -0,34 | -0,75 | | |
| СССР, Сибирская платформа (20) | 33,3 | 1,08 | 0,03 | — | — | | |
| СССР, Приморье (55) | 34,2 | 1,30 | 0,04 | -0,26 | -0,72 | | |
| Малайзия (43) | 33,9 | 1,17 | 0,03 | -0,16 | -0,56 | | |
| Африка | | | | | | | |
| Общая выборка (50) | 33,8 | 1,26 | 0,04 | -0,28 | -0,89 | | [154], [238], [207] |
| о-в Мадагаскар (28) | 33,2 | 1,05 | 0,03 | 0,38 | -0,55 | | |
| Северная Америка | | | | | | | |
| Общая выборка (60) | 34,2 | 1,20 | 0,04 | -0,10 | -0,74 | | |
| Канада (48) | 34,2 | 1,19 | 0,04 | 0,18 | -0,85 | | |
| Австралия | | | | | | | |
| Общая выборка (24) | 35,0 | 1,17 | 0,03 | — | — | | |

* СССР (Кольский п-ов, Карелия, Украинский кристаллический массив, Кавказ, Закавказье, Урал, Алтай, Казахстан, Средняя Азия, Центральное и Восточное Забайкалье, Тува и Восточные Саяны, Сибирская платформа, Дальний Восток и Приморье, Чукотка), Финляндия, Швеция, ПНР, ЧССР, ГДР, ВНР, Югославия, Греция, Франция, Испания, Италия, Англия, КНР, Япония, Индия, Малайзия, Индонезия, Алжир, Мавритания, Мали, Верхняя Вольта, Сенегал, Нигер, Берег Слоновой Кости, Дагомея, Гвинея, Конго (Киншаса), Замбия и Южная Родезия, Кения, Уганда, о-в Мадагаскар, Нигерия, Юго-Западная Африка, Южная Африка, США (Новая Англия, Скалистые горы, Техас, Аризона, Монтана, Калифорния), Канада, Гвиана, Эквадор, Парагвай, Бразилия, Боливия, Аргентина, Австралия, Тасмания, Антарктида. Всего 1967 анализов.

Таблица 25

Кремний в кислых эффузивных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Риолиты, липариты, обсианы, кварцевые порфиры, фельзиты | | | | | | |
| Среднее по 50 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (50)* | 34,2 ± 0,2 | 0,79 | 0,02 | -0,10 | -0,83 | |
| Европа | | | | | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (24) | 35,0 | 1,07 | 0,03 | -0,53 | -0,55 | |
| СССР, Кавказ (24) | 34,0 | 1,26 | 0,04 | -0,04 | -0,95 | |
| Северная Атлантика (25) . | 34,9 | 0,89 | 0,03 | -0,46 | -0,18 | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (65) | 34,2 ± 0,3 | 1,28 | 0,04 | -0,06 | -0,67 | |
| СССР, Средняя Азия (39) | 33,8 | 1,09 | 0,03 | — | — | |
| СССР, Приморье (20) . . . | 34,2 | 1,22 | 0,04 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Африка, общая выборка (35) | 33,0 | 1,17 | 0,04 | 0,02 | -0,28 | |
| Южная Африка, фельзиты (20) | 33,3 | 1,10 | 0,03 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар (23) | 33,5 | 1,19 | 0,04 | 0,22 | -0,89 | [154], [238], [207] |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (62) | 34,8 | 0,89 | 0,03 | -0,46 | 0,18 | |
| Австралия | | | | | | |
| Австралия и Новая Зеландия, общая выборка (22) | 34,2 | 1,38 | 0,04 | — | — | |

* СССР (Нольский п-ов, Крым и Кавказ, Закавказье, Урал, Алтай, Казахстан, Средняя Азия, Забайкалье, Сибирская платформа, Дальний Восток, Приморье, Чукотка, Камчатка), Финляндия, Норвегия, ПНР, ГДР, ВНР, ЧССР, Франция, Италия, Испания, Исландия, Англия, Аравийский п-ов, о-ва Средиземного моря, Индия, Малайзия, Индонезия, Северная Африка, Нигер, Нигерия, Замбия, Южная Родезия, Юго-Западная Африка, Южная Африка, Мозамбик, о-в Мадагаскар, США (Скалистые горы, Калифорния, Монтана, Невада, Аппалачи), Центральная Америка, Колумбия, Парагвай, Аргентина, Чили, Австралия, Новая Зеландия, Антарктида. Всего 969 анализов.

Продолжение табл. 25

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|-------|-------|-------|---------------------|
| Океанические районы | | | | | | |
| О-ва Тихого и Индийского океанов (20) | 34,8 | 0,73 | 0,02 | — | — | |
| Дациты | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31)** . . | 30,6 ± 0,4 | 1,07 | 0,035 | -0,22 | -0,80 | |
| СССР. Кавказ и Закавказье, общая выборка (26) | 31,0 | 1,08 | 0,03 | 0,39 | -0,37 | |
| США, общая выборка (47) | 31,0 | 1,50 | 0,05 | -0,16 | -0,84 | |
| Южная Америка, общая выборка (21) | 30,6 | 1,63 | 0,05 | — | — | |

** СССР (Крым, Кавказ, Закавказье, Средняя Азия, Забайкалье, Приморье, Камчатка), ПНР, ЧССР, Финляндия, Франция, Греция, Испания, Иордания, Индия, Индонезия, Малайзия, Япония, Северная Африка, Нигер, Южная Африка, о-в Мадагаскар, США (Скалистые горы, Невада, Калифорния, Орегон), Малые Антильские о-ва, Южная Америка, Австралия, Новая Зеландия, Антарктида. Всего 480 анализов.

Глобальная оценка среднего содержания кремния в континентальных и субконтинентальных андезитах практически совпадает со средним содержанием, характерным для типичных андезитов кальциево-щелочных вулканических серий [320], что подчеркивает преобладающую роль андезитов этой группы для земной коры. При этом субконтинентальные андезиты островных дуг Тихоокеанского пояса по особенностям распределения кремния существенно не отличаются от своих континентальных аналогов.

Значительно более низким содержанием кремния характеризуются андезиты океанических щелочных вулканических серий, практически примыкающие с этой точки зрения к базальтовым породам. Андезиты с подобным низким содержанием кремния отмечаются также в пределах некоторых древних платформ (например, в пределах Западной Африки).

Гранодиориты по сравнению с габбро характеризуются 32%-ным накоплением кремния и весьма выдержанными средними значениями его содержания по регионам (табл. 23). Средний региональный коэффициент вариации содержаний кремния в этой группе пород также

уменьшается до 0,045. Аналогичными особенностями распределения кремния характеризуются эффузивные аналоги гранодиоритов — дациты.

Наиболее кислые магматические породы литосферы — граниты и их эффузивные аналоги отличаются максимальным накоплением кремния (148% по отношению к габбро) и минимальным коэффициентом вариации его содержаний (табл. 24, 25). Интересно, что в пределах нормального ряда кристаллизационной дифференциации габбро — диорит — гранодиорит — гранит прогрессирующее накопление кремния составляет 15—17 относительных процентов на каждую ступень, представленную индивидуализированным типом магматических горных пород (табл. 26).

Таблица 26

Прогрессирующее накопление кремния в породах нормального ряда кристаллизационной дифференциации

| Породы | Относительное содержание кремния | Относительное накопление |
|-----------------------|----------------------------------|--------------------------|
| Габбро | } 100 | |
| Базальт | | |
| Диорит | 117 | + 17 |
| Андезит | | |
| Гранодиорит | 132 | +15 |
| Гранит | 148 | +16 |

Примечание. Коэффициент концентрации кремния в гранитах по сравнению с перидотидами составляет 1,75.

Щелочные породы — сиениты, нефелиновые сиениты и их эффузивные аналоги (табл. 27—28) — по содержанию кремния соответственно аналогичны диоритам и кварцевым диоритам. При полном сходстве распределения кремния в сиенитах и трахитах следует отметить некоторое накопление кремния в континентальных фонолитах по сравнению с нефелиновыми сиенитами. В то же время распределение кремния в фонолитах океанических островов и нефелиновых сиенитах континентов практически не различается.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Среди метаморфических пород (табл. 29) четко выделяются две обособленные группы, которые по характеру распределения кремния находят себе аналогов среди магматических пород. Группа основных метаморфических пород включает амфиболиты и гораздо более редкие в земной коре эклогиты. При этом особенности распределения

Таблица 27

Кремний в сиенитах и трахитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|-------------------------------|
| Сиениты | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)* | 28,2 ± 0,3 | 0,86 | 0,03 | -0,09 | 0,49 | |
| Балтийский щит, общая выборка (30) | 28,8 | 1,72 | 0,06 | 0,14 | -0,32 | |
| СССР геосинклинальные регионы, общая выборка (72) | 27,7 ± 0,3 | 1,43 | 0,06 | -0,39 | -0,23 | |
| СССР, Средняя Азия (25) | 27,7 | 1,57 | 0,06 | — | — | |
| СССР, Восточное Забайкалье (40) | 28,0 | 1,27 | 0,05 | — | — | Ю. Н. Спониор, Р. М. Романова |
| Южная, Юго-Западная Африка и Южная Родезия, общая выборка (20) | 28,0 | 1,78 | 0,06 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар (25) | 28,3 | 1,36 | 0,05 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (30) | 28,8 | 1,78 | 0,06 | -0,38 | -0,24 | |
| Канада (24) | 27,9 | 1,77 | 0,06 | — | — | [251] |
| Трахиты | | | | | | |
| Среднее по 28 континентальным и субконтинентальным регионам (28)** | 28,9 ± 0,3 | 0,87 | 0,03 | 0,31 | -0,72 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (39) | 29,0 | 1,30 | 0,04 | -0,34 | -0,91 | |
| Италия (33) | 28,9 | 1,86 | 0,06 | — | — | |
| Африка, общая выборка (20) | 28,2 | 1,11 | 0,04 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (20) | 28,8 | 1,00 | 0,03 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (20) | 28,9 | 1,59 | 0,06 | — | — | |
| Австралия, общая выборка (20) | 29,5 | 1,49 | 0,05 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океанов, общая выборка (33) | 29,5 | 0,92 | 0,03 | — | — | |

* СССР (Кольский п-ов, Украинский кристаллический массив, Кавказ, Закавказье, Урал, Алтай, Казахстан, Средняя Азия, Восточная Сибирь, Забайкалье, Сибирская платформа), Швеция, Норвегия, Финляндия, ПНР, ГДР, Италия, Англия, КНР, Малайзия, АРЕ, Западная Африка, Юго-Западная Африка, Танзания, Южная Родезия, Южная Африка, Центральная Африка, Сомали, Канарские о-ва, о-в Мадагаскар, США (Новая Англия, Вирджиния, Скалистые горы, Монтана, Калифорния), Канада, Гренландия, Центральная Америка, Южная Америка, Австралия. Всего 426 анализов.

** СССР, (Крым, Кавказ, Закавказье, Урал, Забайкалье), ФРГ, ВНР, Франция, Италия, Англия, Япония, Малайзия, Индонезия, Аравийский п-ов, Северная Африка, Западная Африка, Центральная Африка, Восточная Африка, Южная Африка, о-в Мадагаскар, США (Скалистые горы, Юта, Невада, Нью-Мексико, Монтана, Калифорния), Канада, Южная Америка, Австралия, Новая Зеландия, Антарктида. Всего 292 анализа.

Таблица 2

Кремний в нефелиновых сиенитах и фонолитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|------------------------|
| Нефелиновые сиениты | | | | | | |
| Среднее по 48 регионам земного шара (48)* | 25,7 ± 0,4 | 1,25 | 0,04 | 0,02 | -0,48 | |
| Балтийский щит, общая выборка (30) | 25,5 | 1,09 | 0,04 | 0,24 | -0,39 | |
| СССР, Кольский п-ов (66) СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (30) | 25,4 | 1,11 | 0,04 | -0,57 | 0,81 | |
| Африка, общая выборка (31) | 25,6 | 1,83 | 0,07 | -0,57 | 0,59 | |
| О-в Мадагаскар (20) | 25,9 | 1,45 | 0,06 | -0,49 | 0,07 | |
| Южная Африка (27) | 26,2 | 0,98 | 0,03 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (20) | 25,5 | 1,63 | 0,06 | -0,16 | -0,78 | [207], [133] |
| | 26,5 | 1,16 | 0,04 | — | — | |
| Фонолиты | | | | | | |
| Среднее по 20 континен- тальным и субконтинен- тальным регионам земно- го шара (20)** | 26,6 ± 0,4 | 0,88 | 0,03 | -0,19 | -0,75 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выбор- ка (24) | 26,3 | 1,22 | 0,05 | — | — | |
| Африка, общая выборка (24) | 26,4 | 1,20 | 0,05 | 0,23 | 1,25 | [207], [133] |
| О-в Мадагаскар (27) | 26,7 | 0,99 | 0,04 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (21) | 26,7 | 1,13 | 0,04 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океа- нов (25) | 25,7 | 1,46 | 0,06 | — | — | |

* СССР (Кольский п-ов, Украинский кристаллический массив, Закавказье, Урал, Казахстан, Средняя Азия, Восточная Сибирь, Тува, Сибирская платформа), Швеция, Норвегия, Финляндия, Италия, Португалия, Англия, Индия, КНР, Индонезия, АРЕ, Марокко, Гана, Гвинея, Конго (Киншаса), Малави, Кения, Ангола, Сомали, Замбия, Южная Родезия, Юго-Западная Африка, Южная Африка, о-ва Мадагаскар, Коморские ШИА (Новая Англия, Вирджиния, Юта, Монтана, Висконси, Техас, Арканзас, Калифорния, Орегон), Канада, Гренландия, Парагвай, Бразилия, Аргентина, Австралия, Новая Зеландия, о-в Таити. Всего 584 анализа.

** ЧССР, ГДР, Италия, Франция, Испания, Португалия, Англия, Индонезия, Северная Африка, Восточная Африка, Центральная Африка, Ангола, Юго-Западная Африка, Южная Африка, о-в Мадагаскар, США (Скалистые горы, Южная Дакота, Арканзас), Южная Америка, Новая Зеландия. Всего 245 анализов.

Таблица 29

Кремний в метаморфических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|----------------------------|
| Амфиболиты | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25)* | 22,8 ± 0,5 | 0,64 | 0,03 | -0,16 | 0,10 | |
| Платформенные регионы земного шара, общая вы- борка (60) | 22,9 | 1,51 | 0,07 | -0,27 | -0,54 | |
| Балтийский щит, общая выборка (28) | 23,2 | 1,34 | 0,06 | — | — | |
| СССР, Украинский кри- сталлический массив, нижний архей (28) | 22,5 | 0,78 | 0,03 | — | — | В. В. Свиридов [103] |
| Там же, нижний протеро- зой (98) | 23,1 | 1,28 | 0,06 | — | — | То же |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части (22) | 22,7 | 1,01 | 0,04 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (20) | 22,5 | 2,06 | 0,09 | — | — | |
| Канада (20) | 22,5 | 1,66 | 0,07 | — | — | |
| Эклогиты | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16)** | 21,9 ± 0,7 | 1,37 | 0,06 | — | — | |
| Эклогиты из кимберлитов | 21,2 | 1,34 | 0,06 | — | — | В. А. Кутолин [64] |
| Эклогиты из метаморфи- ческих пород | 22,6 | 1,20 | 0,05 | — | — | То же |
| Африка, общая выборка (28) | 21,4 | 1,21 | 0,06 | -0,89 | 0,65 | |
| Гнейсы | | | | | | |
| Среднее по 31 региону зем- ного шара (31)*** | 30,6 ± 0,5 | 1,52 | 0,05 | -0,64 | -0,51 | |

* СССР (Кольский п-ов, Карелия, Украинский кристаллический массив, Кавказ, Урал, Казахстан, Средняя Азия, Сибирская платформа, Дальний Восток), Финляндия, ПНР, Франция, Англия, Индия, Малайзия, Мавритания, Берег Слоновой Кости, Верхняя Вольта, Гвинея и Нигер, Того и Дагомея, Южная Родезия, Юго-Западная Африка, о-в Мадагаскар*, США (Новая Англия, Мичиган), Канада. Всего 370 анализов.

** СССР (Полярный Урал, Южный Урал, Северный Казахстан, Южный Казахстан, Сибирская платформа), ПНР, Норвегия, Австрия, ФРГ, Англия, США (Калифорния), Того, Танзания, Южная Африка, Гавайские о-ва, Новая Каледония.

*** СССР (Кольский п-ов, Карелия, Украинский кристаллический массив, Кавказ, Урал, Средняя Азия, Сибирская платформа, Забайкалье, Дальний Восток), ПНР, ЧССР, Италия, Австрия, Финляндия, Индия, Мавритания, Мали, Верхняя Вольта, Гвинея, Того, Дагомея, о-в Мадагаскар, США (Нью-Йорк, Пенсильвания, Мэриленд, Мичиган, Миннесота), Канада (Онтарио, Квебек, Британская Колумбия), Гайана, Австралия. Всего 410 анализов.

| Породы регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Балтийский щит, общая выборка (50) | 30,8 | 3,45 | 0,11 | — | — | |
| СССР, Украинский кристаллический массив (31) | 31,5 | 2,39 | 0,08 | -0,22 | -0,80 | |
| СССР, Сибирская платформа (32) | 32,1 | 3,07 | 0,10 | -0,51 | -0,59 | |
| Западная Африка (70) | 30,4 | 3,20 | 0,11 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (32) | 30,8 | 2,31 | 0,08 | -0,41 | 0,94 | [154], [238], [207] |
| Канада, общая выборка (35) | 30,6 | 3,61 | 0,12 | -0,07 | -0,76 | |
| Канада, пров. Квебек, объединенные пробы по гнейсам амфиболитовой фации (15) | 30,2 | 0,64 | 0,02 | — | — | [180] |
| Там же, по гнейсам гранулитовой фации (12) | 29,4 | 0,99 | 0,03 | — | — | [180] |
| Кристаллические сланцы | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)**** | 29,4 ± 0,9 | 2,45 | 0,08 | -0,08 | -0,34 | |
| То же, общая выборка (91) | 29,3 ± 1,0 | 4,71 | 0,16 | -0,16 | -0,50 | |
| Финляндия (22) | 31,4 | 3,56 | 0,11 | — | — | |
| СССР, Урал (20) | 27,1 | 5,46 | 0,20 | — | — | |
| СССР, Прибайкалье (20) | 31,1 | 5,25 | 0,17 | — | — | |
| СССР, Сибирская платформа (20) | 28,5 | 4,56 | 0,17 | — | — | |
| Африка, общая выборка (58) | 29,0 | 4,77 | 0,16 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (20) | 31,5 | 5,41 | 0,17 | — | — | [154], [238], [207] |
| Канада, общая выборка (25) | 29,8 | 4,61 | 0,15 | — | — | |
| Новая Зеландия (21) | 26,7 | 3,45 | 0,13 | — | — | |
| / | | | | | | |

**** СССР (Кольский п-ов и Карелия, Украинский кристаллический массив, Кавказ, Урал, Средняя Азия, Алтай, Восточная Сибирь, Прибайкалье, Забайкалье, Сибирская платформа, Приморье), ПНР, ЧССР Финляндия, Швеция, Норвегия, Греция, Бельгия, Франция, КНР, Малайзия, Мавритания, Мали, Верхняя Вольта, Гвинея, Нигер, Берег Слоновой кости, Южная Родезия, Южная и Юго-Западная Африка, о-в Мадагаскар, США (Новая Англия, Скалистые горы, Мичиган, Миннесота, Мэриленд, Калифорния, Орегон, Вашингтон), Канада, Южная Америка, Новая Зеландия. Всего 538 анализов.

кремния в амфиболитах полностью соответствуют магматическим породам габбро-базальтовой группы.

Эклогиты, объем аналитической информации по которым все еще нельзя признать достаточным, представлены двумя группами, резко различающимися по условиям геологического положения. Эклогиты, встречающиеся в виде включений в кимберлитах, по распределению кремния аналогичны щелочным океаническим базальтам (см. табл. 21). Мантийное происхождение этих ксенолитов эклогитового состава не вызывает сомнения. Выше уже отмечалась аналогия между средним содержанием кислорода в эклогитах и ультраосновных породах. Происхождение эклогитов, встречаемых среди метаморфических пород, до сих пор еще не нашло однозначного объяснения, хотя большинство исследователей считает их отторженцами материала верхней мантии [45, 54, 89, 113, 130, 168, 233]. Принимая во внимание низкое содержание кислорода (44,1%), мантийное происхождение и этой разновидности эклогитов представляется весьма вероятным. По характеру распределения кремния эклогиты этой разновидности являются аналогами континентальных базальтов и габбро.

Группа парагнейсов — кристаллических сланцев также может быть объединена по содержанию кремния, поскольку различия между ними при 1%-ном уровне значимости не существенны. При этом наблюдается удивительное соответствие распределения кремния в гнейсах и гранодиоритах. В отличие от гнейсов в кристаллических сланцах заметно уменьшается упорядоченность распределения кремния, что выражается в существенном увеличении коэффициента вариации его содержаний. Таким образом, роль прогрессивного метаморфизма в упорядочении распределения кремния в породах в данном случае выступает весьма отчетливо.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

В слабо метаморфизованных и не подвергавшихся метаморфизму глинистых осадочных породах содержание кремния незначительно, но значимо понижено по сравнению с кристаллическими сланцами (табл. 30). Понижение его связано с избыточным содержанием воды и углекислоты. После исключения углекислоты и пересчета на породу, содержащую 0,8% H_2O , содержание кремния в глинистых сланцах становится аналогичным кристаллическим сланцам (29,5%), а в глинах повышается до 28,5%.

Распределение кремния в глинах практически повторяется в современных глубоководных глинистых осадках (табл. 31). Характерно, что в известняках кремний приобретает роль второстепенного компонента. Это в первую очередь находит отражение в логарифмически-нормальном распределении его содержаний. В среднем содержание кремния в пелагических осадках океанов с учетом распространения различных групп осадков [182] может быть принято равным 20,5%, что близко цифре, полученной А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским (19%).

Кремний в осадочных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|------------------------|
| Глинистые сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 24 регио- нам земного шара (24)* | 27,5 ± 0,9 | | 2,11 | 0,08 | 0,55 | -0,79 | |
| СССР, геосинклина- льные регионы, об- щая выборка (31) | 28,6 | | 2,34 | 0,08 | — | — | [131] |
| Малайзия (22) | 27,4 | | 5,28 | 0,19 | — | — | [251] |
| Канада (20) | 28,8 | | 2,55 | 0,09 | — | — | |
| Глины | | | | | | | |
| Среднее по 20 регио- нам земного шара (20)** | 25,5 ± 0,7 | | 1,64 | 0,06 | -0,10 | -0,44 | |
| СССР, Русская плат- форма | 26,0 | | 1,99 | 0,08 | — | — | [32] |
| СССР, Скифская плита | 26,2 | | 2,29 | 0,09 | — | — | [32] |
| СССР, Кавказ | 26,3 | | 1,08 | 0,04 | — | — | [32] |
| Финляндия (22) . . . | 25,6 | | 2,05 | 0,08 | — | — | [241], [241a] |
| Малайзия (29) | 25,1 | | 5,05 | 0,20 | — | — | [131] |
| О-в Мадагаскар (24) | 24,6 | | 2,14 | 0,09 | — | — | [154] |
| Канада (29) | 28,0 | | 4,40 | 0,16 | — | — | [251] |
| Диатомиты | | | | | | | |
| Среднее по 14 рай- онам (14) | 35,9 ± 2,2 | | 4,20 | 0,12 | — | — | |
| Пески и песчаники | | | | | | | |
| Среднее по 20 регио- нам земного шара (20)*** | 34,7 ± 1,4 | | 3,15 | 0,09 | 0,06 | 0,32 | |
| СССР, Русская плат- форма | 37,5 | | 3,78 | 0,10 | — | — | [32] |
| СССР, Скифская плита | 36,7 | | 3,82 | 0,10 | — | — | [32] |
| СССР, Кавказ | 32,0 | | 6,24 | 0,20 | — | — | [32] |

* СССР, (Крым, Кавказ, Закавказье, Урал, Казахстан, Средняя Азия, Забайкалье, Дальний Восток), ПНР, ГДР, ВНР, Франция, Англия, Италия, КНР, Малайзия, США (Новая Англия, Пенсильвания, Миннесота, Скалистые горы, Невада, Джорджия, Алабама), Канада. Всего 252 анализа.

** СССР (Русская платформа, Скифская плита, Большой Кавказ, Украина, Крым, Урал), ПНР, ГДР, Финляндия, Норвегия, Франция, Англия, Западная Африка, о-в Мадагаскар, США (Скалистые горы, Иллинойс, Джорджия), Канада, Южная Америка, Австралия. Всего 214 анализов.

*** СССР (Русская платформа, Скифская плита, Большой Кавказ, Крым, Украина, Урал), ГДР, Финляндия, Франция, Англия, КНР, Малайзия, Западная Африка, о-в Мадагаскар, США (Новая Англия, Калифорния), Канада, Южная Америка, Австралия. Всего 211 анализов.

Продолжение табл. 30

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|--------------------------------------|
| Известняки | | | | | | | |
| Среднее по 20 регио- нам земного шара (20) **** | 3,40 ± 1,0 | — | 2,35 (S) | 0,70 | -0,44 | 0,68 | Точность оценок не- достаточна |
| ПНР (47) | 2,54 | 0,049 | 0,567 | 1,05 | — | — | |
| Малайзия (73) | 0,90 | -0,346 | 0,528 | 0,95 | 0,34 | -1,34 | [131] |
| О-в Мадагаскар (36) | 1,56 | 0,029 | 0,394 | 0,66 | -0,44 | -0,14 | [154] |
| Канада (37) | 0,74 | -0,991 | 0,853 | 2,08 | 0,84 | -0,90 | [251] |

**** СССР (Русская платформа, Прионежье, Крым, Кавказ, Закавказье, Урал, Забайкалье, Дальний Восток, Приморье), ПНР, ГДР, ЧССР, Франция, Малайзия, Индия, Конго (Бразавиль), о-в Мадагаскар, США, Канада, Южная Америка. Всего 364 анализа.

Таблица 31

Кремний в глубоководных океанических осадках

| Осадки (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | Источник информации |
|--|---------------|------|------|------------------------|
| Глинистые глубоководные (менее 10% CaCO ₃) (24) | 25,0 ± 0,8 | 2,00 | 0,08 | |
| Карбонатные (более 10% CaCO ₃) (14) | 12,3 * | 6,61 | 0,54 | [182] |

* Точность оценок недостаточна.

Таблица 32

Распределение кремния в осадочной оболочке литосферы на континентах

| Породы | Среднее содержа- ние крем- ния, % | Кoeffи- циент ва- риации содержа- ний | Распростра- ненность в относитель- ных % | Распростра- ненность по- род в % от массы обо- лочка |
|-----------------------------|--|---|---|--|
| Осадочные | | | | |
| Глинистые сланцы | 27,5 | 0,08 | 53,0 | |
| Глины | 25,5 | 0,06 | | |
| Пески и песчаники | 34,7 | 0,09 | 25,4 | |
| Карбонаты | 3,40 | 0,70 | 20,8 | |
| Эвапориты | 0,035 * | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 23,6 | 0,21 | 100,0 | 80,4 |

* По данным Ф. Стюарта (Ногг, 223).

Продолжение табл. 32

| Породы | Среднее содержание кремния, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|---|-------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Эффузивные | | | | |
| Базальты платформенные | 23,0 | 0,04 | 5,6 | |
| Базальты геосинклинальные | 23,0 | 0,03 | 31,1 | |
| Андезиты | 27,6 | 0,04 | 41,3 | |
| Дациты | 30,6 | 0,035 | 0,8 | |
| Кислые эффузивы | 34,2 | 0,02 | 21,0 | |
| Трациты | 28,9 | 0,03 | 0,1 | |
| Фонолиты | 26,6 | 0,03 | 0,1 | |
| Среднее | 27,3 | 0,03 | 100,0 | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах | 24,3 | 0,17 | | 100,0 |

Таблица 33

Распределение кремния в породах «гранитной» оболочки литосферы

| Породы | Среднее содержание кремния, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|-------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Граниты | 34,0 | 0,02 | 63,7 | |
| Гранодиориты | 30,5 | 0,04 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 28,5 | 0,05 | 2,9 | |
| Диориты | 26,0 | 0,05 | 1,6 | |
| Сиениты | 28,2 | 0,03 | 0,9 | |
| Нефелиновые сиениты | 25,7 | 0,04 | 0,1 | |
| Габбро | 22,8 | 0,05 | 9,0 | |
| Перидотиты | 19,6 | 0,06 | 0,3 | |
| Дуниты | 18,1 | 0,05 | | |
| Среднее | 31,8 | 0,03 | 100,0 | 53,4 |
| Метаморфические | | | | |
| Кристаллические сланцы | 29,4 | 0,08 | 84,0 | |
| Гнейсы (парагнейсы) | 30,6 | 0,05 | | |
| Амфиболиты | 22,8 | 0,03 | 8,2 | |
| Кварциты и песчаники | 36,7 | 0,09 | 7,0 | |
| Карбонаты | 15,0 * | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 29,8 | 0,06 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 30,9 | 0,04 | | 100,0 |

* По данным А. В. Ронова и А. А. Мигдисова [99].

Таблица 34

**Распределение кремния в магматических породах платформенных
и геосинклинальных регионов «гранитной» оболочки литосферы**

| Породы | Древние платформы | | Геосинклинали | |
|---|-------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------|--------------------------------------|
| | Среднее содержание кремния, % | Распространенность в относительных % | Среднее содержание кремния, % | Распространенность в относительных % |
| Граниты | 34,0 | 74,0 | 34,0 | 43,0 |
| Гранодиориты | 30,5 | 10,8 | 30,5 | 43,0 |
| Кварцевые диориты | 28,5 | 2,4 | 28,5 | 4,0 |
| Диориты | 26,0 | 1,4 | 26,0 | 2,0 |
| Габбро | 22,8 | 10,0 | 22,8 | 7,0 |
| Перидотиты | 20,0 | 0,3 | 20,0 | 0,3 |
| Дуниты | 18,8 | | 19,6 | |
| Спелиты | 28,2 | 1,0 | 28,2 | 0,6 |
| Нефелиновые спелиты | 25,7 | 0,1 | 25,7 | 0,1 |
| Среднее для магматических пород | 32,1 | 100,0 | 31,2 | 100,0 |

Распределение кремния в осадочной оболочке литосферы рассчитано в табл. 32. Любопытно, что после исключения из состава среднего осадка воды и углекислоты содержание кремния в породе становится практически аналогичным кристаллическому сланцу (29%). В «гранитной» оболочке (табл. 33) магматические породы отличаются несколько большим накоплением кремния по сравнению с метаморфическими (за счет гранитов). Отмечается также незначительная разница в среднем содержании кремния между магматическими интрузивными породами древних платформ и более молодых геосинклинальных зон, обусловленная более широким развитием гранодиоритов в геосинклинальных зонах (табл. 34). В среднем же распределение кремния в «гранитной» оболочке литосферы почти полностью соответствует его распределению в гранодиоритах.

3. АЛЮМИНИЙ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Алюминий — наиболее характерный из литофильных породобразующих элементов земли, максимально концентрирующийся в земной коре по сравнению с мантией. Коэффициент концентрации алюминия в гранитах по сравнению с перидотитами составляет 3,7; среднее его содержание в дунитах по отдельным регионам снижается до 0,4% при относительно высоком коэффициенте вариации содержаний (0,5—0,9) (табл. 35). Содержания алюминия в ультраосновных породах в большинстве случаев распределены в соответствии с логнормальным законом, что также подчеркивает неравномерность распределения элемента. Заслуживает внимания резкая разница в содержании алюминия, существующая между перидотитами и дунитами, почти

Алюминий в ультраосновных породах

Таблица 35

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | $\frac{S}{S \lg}$ | V | $\frac{A}{A \lg}$ | $\frac{E}{E \lg}$ | Источник информации |
|--|----------------|--------------------|-------------------|------|-------------------|-------------------|------------------------------|
| Дуниты | | | | | | | |
| Среднее по 18 регионам земного шара (18) * . . . | 0,69 | -0,284 | 0,348 | 0,57 | — | — | Точность оценок недостаточна |
| Урал (36) | 0,42 | -0,518 | 0,321 | 0,51 | -0,20 | -0,82 | |
| Юг Сибири (25) | 0,57 | — | 0,52 | 0,90 | 0,87 | -0,31 | |
| Перидотиты | | | | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара (28) ** | 2,40 (2,54) | 0,281 | 0,330 | 0,54 | -0,81 | 0,53 | Г. В. Пинус [79] |
| СССР, Урал (46) | 1,06 | -0,093 | 0,370 | 0,61 | -0,84 | 0,50 | |
| СССР, юг Сибири, гарцбургиты (46) | 0,79 | — | 0,69 | 0,87 | 0,86 | 0,45 | |
| Африка, общая выборка (22) | 1,89 | -0,024 | 0,462 | 0,79 | — | — | Г. В. Пинус [79] |
| Африка, Конго, (Киншаса) (16) | 2,50 | 0,357 | 0,181 | 0,28 | — | — | |
| Северная Америка, общая выборка (18) | 1,00 | -0,189 | 0,460 | 0,79 | — | — | |
| Пироксениты | | | | | | | |
| Среднее по 35 регионам земного шара (35) *** | 2,30 ± 0,33 | — | 0,98 | 0,43 | -0,29 | -0,79 | [207], [178] |
| СССР, Урал (30) | 1,84 | 0,180 | 0,269 | 0,41 | 0,28 | -0,50 | |
| Африка, Центральная и Южная, общая выборка (20) | 0,95 | -0,191 | 0,416 | 0,70 | — | — | |
| Северная Америка, общая выборка (20) | 1,85 | 0,206 | 0,248 | 0,39 | — | — | |
| Кимберлиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16) **** | 2,60 | 0,394 | 0,146 | 0,22 | — | — | |
| То же, пересчет на породу с 0,5% H ₂ O (без CO ₂) | 2,95 | 0,447 | 0,145 | 0,22 | — | — | |
| Южная Африка (48) | 2,20 | — | 0,66 | 0,38 | 0,30 | -0,72 | |
| То же, пересчет на породу с 0,5% H ₂ O (без CO ₂) | 2,54 | — | 0,85 | 0,33 | — | — | |
| Пикриты | | | | | | | |
| Среднее по 12 районам (12) ***** | 4,50 | — | 1,33 | 0,30 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 19.

Примечание. Для случаев логарифмически-нормального распределения в этой и последующих таблицах кроме оценки среднего арифметического определялась максимально правдоподобная оценка среднего содержания [17]. При наличии разницы между двумя оценками, близкой или превышающей 10% относительных, максимально правдоподобная оценка приведена в скобках. Оценки логарифмов подсчитаны до третьего знака после запятой, оценки содержаний — до второго знака.

полностью потерявшими алюминий в процессе выплавления из мантии (см. табл. 35). Характерно, что кимберлиты и особенно пикриты, которые могут рассматриваться как наиболее глубинные выплавки ультраосновной магмы, отличаются максимальным накоплением алюминия в группе ультраосновных пород.

Содержание алюминия повышается достаточно резко при переходе от ультрабазитов к габбро-базальтовым породам (табл. 35—37), так что коэффициент концентрации элемента в ряду перидотит — габбро достигает 4,6 (4,2 в ряду перидотит — базальт).

Основываясь на экспериментальных данных, Д. Грин и А. Рингвуд [43] придают большое значение вариациям в содержании алюминия в базальтах. В частности, результаты экспериментов, выполненных при давлении 9 кбар (что соответствует глубинам около 15—35 км), позволяют судить об образовании в этих условиях расплавов, соответствующих высокоглиноземистому оливиновому толеиту. В отличие от этого отделение и дифференциация базальтовой магмы на больших глубинах (35—60 км) ведет от богатых оливином типичных толеитовых магм к богатым оливином щелочно-базальтовым магмам. Наконец, на глубинах 65—100 км в условиях давления 27—30 кбар выпадение из расплава граната приводит к уменьшению содержания алюминия и некоторому увеличению содержания кремнезема в продуктах дифференциации. Если рассматриваемые выводы действительно отражают природные особенности дифференциации базальтовой магмы, то распределение алюминия в базальтах может в общем случае служить критерием для оценки их генезиса.

Обращаясь с рассмотренных позиций к распределению алюминия в базальтах литосферы, следует отметить существенно пониженное его содержание (на 5%-ном уровне значимости) в базальтах платформенных регионов по сравнению с базальтами геосинклинальных регионов в целом. В то же время аналогичное распределение алюминия свойственно, например, траппам Сибирской платформы, базальтам и долеритам Африки и базальтам складчатых сооружений Западной Европы. Заметно более высоким содержанием алюминия отличаются базальты Японии и некоторых других районов в пределах островных дуг, что подтверждает рациональность выделения базальтов андезитовой формации, заметно обогащенных алюминием [63]. Таким образом, в пределах геосинклинальных зон намечается развитие двух групп базальтов, одна из которых по содержанию алюминия не отличается от базальтов платформ, а другая характеризуется существенно повышенным его содержанием.

В соответствии с экспериментальными данными [43] можно предполагать отделение магмы, материнской для базальтов андезитовой формации, на относительно небольших глубинах (15—35 км). Последнее, однако, требует более тщательного геологического обоснования, поскольку известно, что главные очаги, питающие вулканы островных дуг, часто располагаются на больших глубинах: например, магматический очаг Ключевской сопки расположен на глубине 50—70 км [42].

Таблица 36

Алюминий в габбро

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|------|-------|---------------------|
| Среднее по 45 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (45) * | 9,1 ± 0,3 | 1,10 | 0,12 | 0,12 | 0,47 | |
| Европа | | | | | | |
| Финляндия (26) | 9,0 | 1,64 | 0,18 | — | — | [241], [241a] |
| ГДР (24) | 9,5 | 0,75 | 0,08 | — | — | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (40) | 9,2 | 1,62 | 0,18 | 0,59 | 0,28 | |
| СССР, Кавказ и Закавказье (22) | 9,4 | 1,07 | 0,12 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (70) | 9,3 | 1,21 | 0,13 | 0,12 | -0,57 | |
| СССР, Урал (68) | 9,7 | 1,41 | 0,14 | 0,20 | 0,15 | |
| СССР, Алтай (22) | 9,3 | 0,73 | 0,08 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Африка, общая выборка (48) | 8,8 | 1,25 | 0,14 | 0,36 | -0,68 | (156) |
| Западная Африка (37) | 8,3 | 1,10 | 0,13 | — | — | |
| Южная Африка (35) | 9,3 | 1,43 | 0,15 | 0,30 | -0,76 | (207) |
| О-в Мадагаскар (34) | 9,4 | 0,53 | 0,06 | 0,58 | -0,23 | (154) |
| Океанические районы | | | | | | |
| О-ва Индийского, Тихого и Атлантического океанов (10) ** | 8,5 | 1,88 | 0,22 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (61) | 9,1 | 1,49 | 0,15 | 0,14 | -0,57 | |
| США, Новая Англия (20) | 9,9 | 1,86 | 0,19 | — | — | |
| США, Скалистые горы (20) | 8,5 | 1,13 | 0,13 | — | — | |
| Канада (26) | 9,4 | 1,56 | 0,17 | 0,42 | -0,62 | (251) |
| Там же, апортзитовые габбро (36) | 12,1 | 0,98 | 0,08 | 0,40 | 0,22 | |

* Сноски см. в табл. 20.

Таблица 37

Алюминий в базальтах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Платформенные базальты | | | | | | |
| Среднее по 23 платформенным регионам земного шара (23)* | 8,2 ± 0,3 | 0,73 | 0,09 | 0,04 | 0,23 | |
| СССР, траппы и базальты Сибирской платформы (140) . . . | 8,2 | 0,96 | 0,12 | 0,26 | 0,21 | |
| Африка, общая выборка (40) . . . | 8,2 | 0,84 | 0,10 | 0,16 | 0,82 | [156] |
| Западная Африка, долериты (40) | 8,2 | 0,73 | 0,09 | 0,34 | 0,36 | |
| Южная Африка, долериты (30) | 8,1 | 0,53 | 0,07 | — | — | |
| Базальты геосинклинальных регионов | | | | | | |
| Среднее по 25 геосинклинальным регионам земного шара (25)** | 8,6 ± 0,2 | 0,60 | 0,07 | 0,50 | 0,50 | |
| Континентальная оливин-базальтовая формация (276) . . . | 8,1 | 0,99 | 0,12 | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Базальты андезитовой формации (355) | 9,4 | 0,92 | 0,10 | — | — | То же |
| СССР, геосинклинальные регионы восточной части (63) | 8,5 | 0,92 | 0,11 | 0,29 | 0,42 | |
| СССР, Урал, диабазы (30) | 8,6 | 0,83 | 0,10 | 0,07 | 0,22 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (31) | 8,2 | 0,80 | 0,10 | 0,60 | -0,13 | |
| Англия (28) | 8,0 | 0,85 | 0,11 | — | — | |
| Япония (40) | 8,8 | 1,18 | 0,13 | 0,23 | -0,64 | |
| США, общая выборка (136) | 8,5 | 1,25 | 0,15 | 0,09 | -0,11 | |
| Океанические базальты | | | | | | |
| Среднее по 30 островам Тихого, Индийского и Атлантического океанов (30) | 8,0 | 0,85 | 0,11 | -0,40 | 0,03 | |
| Толеитовые базальты, Гавайские о-ва (116) | 7,4 | 0,56 | 0,08 | 0,11 | -0,24 | [246] |
| Щелочные (субщелочные) базальты, Гавайские о-ва (35) | 7,8 | 1,37 | 0,18 | 0,23 | -0,48 | |
| О-в Реюньон (40) | 7,1 | 0,77 | 0,11 | 0,38 | -0,08 | [154] |
| Толеитовые базальты океанической формации (110) | 8,0 | 0,55 | 0,07 | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Щелочные оливиновые базальты океанической формации (118) | 7,9 | 1,13 | 0,14 | — | — | То же |
| Дно Атлантического и Тихого океанов (36) | 8,4 | 0,80 | 0,09 | — | — | |

* Сноска см. в табл. 21.

Наряду с высокоглиноземистыми базальтами островных дуг (8,8—9,4% Al) и «умеренно» глиноземистыми базальтами континентов (8,0—8,5% Al) выделяется группа толеитовых и щелочных океанических базальтов, отличающаяся пониженным содержанием алюминия (7,0—7,8% Al). Типичными представителями рассматриваемой группы могут служить базальты Гавайских островов и о-ва Реюньон. По результатам исследований Г. Макдональда и Т. Кацеры [246], Пауэрса [282] и др. можно предполагать, что очаг зарождения гавайской магмы располагается на глубине 40—60 км, а конечная ее дифференциация происходит на очень небольших глубинах (2—5 км). Отсутствие значимого различия в содержании алюминия между толеитовыми и щелочными базальтами Гавайских островов с обсуждаемых позиций не противоречит гипотезе о возможности формирования щелочных базальтовых расплавов в результате фракционной дифференциации толеитовой магмы на глубине 40—60 км. Учитывая особенности тектонического положения о-ва Реюньон, можно также косвенно судить о большой глубине зарождения бедных алюминием базальтовых расплавов, типичных для вулканов этого острова (Бори, Питон де Неж, Питон де Кра и др.).

Интересно, что по содержанию алюминия океанические базальты срединных хребтов не примыкают к рассмотренной группе океанических базальтов. Свойственное им распределение алюминия практически не отличается от вычисленного для континентальных базальтов. Зарождение базальтовой магмы этого типа на меньших глубинах по сравнению с толеитовыми и щелочными базальтами океанических островов является одним из возможных объяснений наблюдаемого явления, не противоречащим геологическим фактам.

Обращаясь к интрузивным основным породам, необходимо отметить следующее: континентальные габбро в целом отличаются значительным накоплением алюминия по сравнению с базальтами континентальных регионов (9,1% Al по сравнению с 8,2 и 8,6%), хотя в пределах отдельных регионов развиты габброиды, распределение алюминия в которых полностью аналогично базальтам (см. табл. 36). К числу подобных регионов относятся Западная Африка, некоторые районы США и острова Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Характерно, что среди базальтов только базальты так называемой андезитовой формации, состав которых был вычислен В. А. Кутониным [63], соответствуют по содержанию алюминия континентальному габбро.

Согласно экспериментальным исследованиям Д. Грина и А. Рингвуда [43] формирование высокоглиноземистых базальтовых расплавов происходит в мантии на сравнительно небольшой глубине (около 30 км), в то время как относительно бедные алюминием толеитовые расплавы формируются на больших глубинах (около 60 км). Эти исследователи указывают также на возможность появления высокоглиноземистых базальтовых расплавов в результате дифференциации глубинной базальтовой магмы на промежуточных глубинах (20—30 км).

С рассматриваемой точки зрения относительно обогащенная алюминием габбровая магма в общем случае может рассматриваться как продукт выплавления из верхних горизонтов мантии на меньших глубинах, чем выплавление большинства толеитовых и тем более щелочных базальтовых расплавов. Образование габбровой магмы может, по-видимому, происходить также в результате частичной дифференциации глубинной базальтовой магмы на промежуточных глубинах (20—30 км или менее).

Если приведенные допущения справедливы, то обедненные алюминием габбро некоторых районов Африки, а также габбро, являющиеся членами островных океанических базальтовых серий, могут рассматриваться как интрузивные представители наиболее глубинных порций основной магмы. С другой стороны, большая часть габбровых серий континентов по характеру распределения алюминия является аналогом высокоглиноземистых базальтов андезитовой формации, представляя, как отмечалось, продукты базальтовой магмы, образованной на относительно небольших глубинах.

Как в пределах отдельных регионов, так и в глобальном масштабе интрузивные основные породы в соответствии с большим развитием процессов дифференциации отличаются от своих эффузивных аналогов более высокой дисперсией распределения алюминия (средний региональный коэффициент вариации содержаний для континентальных габбро равен 0,135, для базальтов 0,113, глобальные оценки коэффициента вариации приведены в табл. 36—37). Содержание алюминия очень незначительно (практически незначимо) снижается при переходе от основных к средним породам (табл. 38), однако упорядоченность его распределения существенно возрастает, что отражается в значимом уменьшении глобальных оценок дисперсии распределения содержания алюминия в диоритах и андезитах по сравнению с континентальными габбро и базальтами. Какой-либо разницы в распределении алюминия в интрузивных и эффузивных средних породах в зависимости от геологического положения региона не отмечается.

Содержание алюминия продолжает плавно снижаться при переходе от средних пород к кварцевым диоритам и гранодиоритам (табл. 39). Несколько более резко снижение проявляется в гранитах и особенно в кислых эффузивных породах (табл. 40, 41). Последние отличаются от своих интрузивных аналогов значимо более низким содержанием алюминия, свойственным только ультракислым гранитоидам повышенной щелочности. Любопытно, что как в гранитах, так и в кислых эффузивных породах, развитых в пределах рифейских и послерифейских геосинклиналей, наблюдается некоторое накопление алюминия по сравнению с соответствующими породами древних платформ.

Таким образом, эволюция распределения алюминия в породах «нормального» ряда дифференциации пород литосферы протекает несколько необычно. Существенная потеря алюминия ультраосновными породами в процессе выплавления из мантии сменяется максимальным накоплением этого элемента в основных породах земной

Алюминий в диоритах и андезитах

| Породы и регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|-------------------------------|
| Диориты | | | | | | |
| Среднее по 41 региону земного шара (41)* | 8,9 ± 0,1 | 0,47 | 0,05 | 0,79 | 0,89 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (24) | 8,7 | 0,84 | 0,10 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (55) | 9,3 | 1,02 | 0,11 | 0,87 | 1,26 | |
| СССР, Урал (21) | 8,9 | 0,74 | 0,06 | — | — | |
| СССР, Восточное Забайкалье (27) | 9,3 | 1,16 | 0,12 | — | — | Ю. Н. Спориор, Р. М. Романова |
| О-в Мадагаскар (22) | 8,8 | 0,95 | 0,11 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (34) | 9,3 | 0,83 | 0,09 | 0,03 | 0,14 | |
| Андезиты | | | | | | |
| Среднее по 54 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (54)** | 9,0 ± 0,1 | 0,50 | 0,06 | -0,27 | -0,24 | |
| То же, общая выборка (156) | 9,0 ± 0,1 | 0,81 | 0,09 | 0,19 | 0,09 | |
| Европа | | | | | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (25) | 9,0 | 0,72 | 0,08 | — | — | |
| СССР, Кавказ (27) | 8,6 | 0,59 | 0,07 | 1,0 | 0,8 | |
| Греция (20) | 9,3 | 0,65 | 0,07 | — | — | |
| Италия (20) | 8,8 | 1,01 | 0,11 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (30) | 9,0 | 0,82 | 0,09 | 0,51 | 0,32 | |
| СССР, Центральный Казахстан (51) | 9,0 | 0,71 | 0,08 | — | — | |
| СССР, Приморье (20) | 8,8 | 0,56 | 0,06 | — | — | |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (60)*** | 8,9 | 0,81 | 0,09 | 0,38 | 0,62 | |
| Япония (30) | 8,6 | 0,75 | 0,09 | 0,08 | -0,70 | |
| Индонезия (21) | 9,0 | 0,84 | 0,09 | — | — | |
| Малайзия (20) | 9,3 | 0,85 | 0,09 | — | — | [131] |
| Африка | | | | | | |
| Западная Африка, общая выборка (21) | 8,1 | 0,66 | 0,08 | — | — | [156] |
| Восточная Африка, общая выборка (21) | 9,1 | 0,63 | 0,07 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 22.

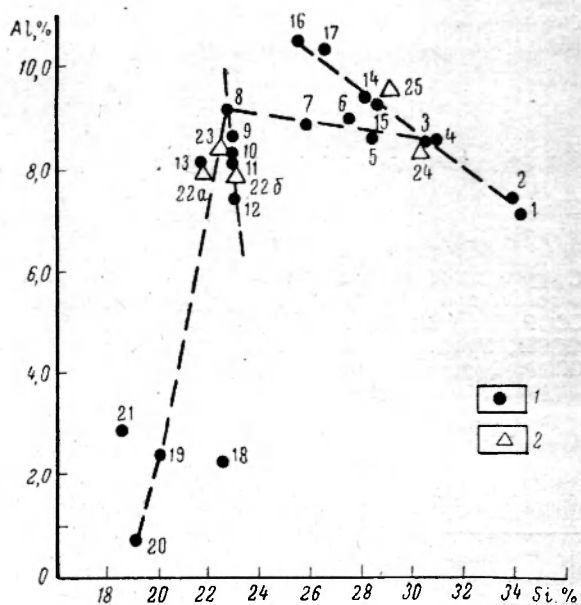
| Породы и регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|------|-------|---------------------|
| О-в Мадагаскар (20) | 9,1 | 0,48 | 0,05 | — | — | [154], [238], [207] |
| Северная Америка | | | | | | |
| Общая выборка (30) | 9,4 | 0,93 | 0,10 | 0,50 | 0,20 | |
| США, Скалистые горы (36) | 9,0 | 0,78 | 0,09 | — | — | |
| США, Калифорния (25) | 9,2 | 0,48 | 0,05 | — | — | |
| Центральная Америка | | | | | | |
| Общая выборка (26) | 9,2 | 0,85 | 0,09 | — | — | |
| О-в Мартиника (29) | 9,7 | 0,33 | 0,03 | 0,17 | -0,85 | |
| Южная Америка | | | | | | |
| Общая выборка (31) | 8,8 | 0,72 | 0,08 | — | — | |
| Австралия | | | | | | |
| Новая Зеландия (20) | 9,5 | 0,74 | 0,08 | — | — | |
| Океанические районы | | | | | | |
| О-ва Индийского и Тихого океанов, субщелочные серии (25) **** | 9,4 | 0,75 | 0,08 | — | — | |

**** Сноску см. в табл. 22.

коры. Далее в сторону кислых пород содержание алюминия вновь снижается, достигая минимума в гранитах и кислых эффузивах, т. е. в породах, отличающихся наиболее существенной концентрацией кремния (рис. 4).

Рис. 4. Вариационная диаграмма алюминий — кремний в горных породах литосферы

1 — магматические породы; 2 — метаморфические породы
 1 — кислые эффузивы, 2 — граниты, 3 — гранодиориты, 4 — дациты; 5 — кварцевые диориты и тоналиты, 6 — андезиты, 7 — диориты, 8 — габбро, 9 — геосинклинальные базальты, 10 — базальты Средне-Атлантического хребта, 11 — платформенные базальты, 12 — толеитовые базальты Гавайских островов, 13 — базальты океанических островов, 14 — сиениты, 15 — трахиты, 16 — нефелиновые сиениты, 17 — фонолиты, 18 — пироксениты, 19 — перидотиты, 20 — дуниты, 21 — кимберлиты, 22а — эклогиты из кимберлитов, 22б — эклогиты из метаморфических пород геосинклиналей, 23 — амфиболиты, 24 — гнейсы; 25 — кристаллические сланцы



Алюминий в гранодiorитах и кварцевых диоритах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|---------------------------------|
| Гранодиориты | | | | | | |
| Среднее по 30 регионам земного шара (30) * | 8,6 ± 0,1 | 0,40 | 0,05 | -0,14 | -0,21 | |
| Европа | | | | | | |
| Финляндия (38) | 8,6 | 0,97 | 0,11 | — | — | [241], [241a] |
| СССР, Кавказ (58) | 8,4 | 0,68 | 0,08 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (95) | 8,6 | 0,68 | 0,08 | -0,09 | -0,06 | |
| СССР, Урал (30) | 8,6 | 0,85 | 0,10 | — | — | |
| СССР, Казахстан (25) | 8,4 | 0,70 | 0,08 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (25) | 8,6 | 0,64 | 0,07 | 0,18 | 0,23 | |
| СССР, Забайкалье (65) | 8,7 | 0,70 | 0,08 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Западная Африка, общая выборка (37) | 8,2 | 0,75 | 0,09 | 0,16 | -0,31 | [156] |
| О-в Мадагаскар (21) | 8,3 | 0,66 | 0,08 | — | — | [154], [238] [207] |
| Северная Америка | | | | | | |
| Канада (23) | 8,3 | 0,78 | 0,09 | — | — | [251] |
| Кварцевые диориты и тоналиты | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25) ** | 8,6 ± 0,2 | 0,60 | 0,07 | -0,19 | -0,48 | |
| СССР, Кавказ (26) | 8,9 | 0,51 | 0,06 | — | — | |
| СССР, Урал (37) | 8,6 | 0,77 | 0,09 | 0,22 | 0,12 | |
| СССР, Восточное Забайкалье (46) | 8,4 | 0,80 | 0,10 | — | — | Ю. Н. Спомюр, Р. М. Романова |

* Сноски см. в табл. 23.

Таблица 49

Алюминий в гранитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | $\bar{x}, \%$ | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|----------------------|
| Среднее по 65 регионам земного шара (65) * | 7,4 | 0,45 | 0,06 | -0,12 | 0,24 | |
| Платформенные области земного шара, общая выборка (248) | 7,2 | 0,77 | 0,11 | 0,20 | -0,16 | |
| Геосинклинальные области Европы и Азии, общая выборка (176) | 7,5 | 0,94 | 0,13 | 0,50 | 0,61 | |
| Европа | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (86) | 7,0 | 0,65 | 0,09 | 0,35 | 0,56 | [241], [241a] |
| Финляндия (42) | 7,0 | 0,62 | 0,09 | 0,88 | 0,97 | |
| СССР, Украинский кристаллический массив (45) | 7,3 | 0,96 | 0,13 | 0,05 | -0,89 | В. В. Свиридов [103] |
| Там же, коростеньские рапакивидные граниты (39) | 7,0 | 0,74 | 0,11 | — | — | |
| СССР, Кавказ (35) | 7,6 | 0,90 | 0,12 | 0,12 | -0,26 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (43) | 7,4 | 0,83 | 0,11 | 0,36 | 0,26 | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (120) | 7,5 | 0,91 | 0,12 | 0,11 | 0,28 | [131] |
| СССР, Урал (80) | 7,4 | 0,85 | 0,11 | 0,24 | -0,09 | |
| СССР, Забайкалье (108) | 7,8 | 0,95 | 0,12 | 0,59 | 0,92 | |
| Япония (24) | 7,7 | 0,81 | 0,11 | 0,24 | -0,06 | |
| Малайзия (45) | 7,4 | 0,71 | 0,10 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Общая выборка (101) | 7,1 | 0,74 | 0,10 | 0,16 | 0,30 | [156] |
| Западная Африка, общая выборка (41) | 6,8 | 0,87 | 0,13 | — | — | |
| Африка, «молодые граниты», общая выборка (54) | 6,5 | 0,52 | 0,08 | 0,17 | 0,41 | [154] |
| О-в Мадагаскар (20) | 7,7 | 0,69 | 0,09 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (120) | 7,3 | 0,73 | 0,10 | -0,17 | -0,23 | [251] |
| Канада (62) | 7,5 | 0,83 | 0,11 | 0,38 | -0,08 | |
| Австралия | | | | | | |
| Общая выборка (24) | 7,2 | 0,90 | 0,12 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 24.

Таблица 41

Алюминий в кислых эффузивах (риолитах, липаритах, обсидианах, фельзитах, кварцевых порфирах) и дацитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Кислые эффузивы | | | | | | |
| Среднее по 50 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (50) * | 6,9 ± 0,2 | 0,56 | 0,08 | -0,34 | -0,13 | |
| Платформенные регионы земного шара, общая выборка (44) | 6,5 | 0,74 | 0,12 | 0,13 | -0,59 | |
| Геосинклинальные регионы земного шара, общая выборка (64) | 7,2 | 0,75 | 0,10 | -0,80 | 0,70 | |
| Европа | | | | | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка [24] | 6,9 | 0,73 | 0,11 | — | — | |
| СССР, Кавказ (25) | 7,5 | 0,53 | 0,07 | — | — | |
| Северная Атлантика (25) | 6,6 | 0,42 | 0,06 | 0,01 | 0,73 | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (63) | 7,2 | 0,67 | 0,09 | 0,07 | 0,38 | |
| СССР, Средняя Азия (39) | 7,3 | 0,46 | 0,09 | 0,15 | -0,93 | |
| Африка | | | | | | |
| Общая выборка (35) | 6,6 | 0,78 | 0,12 | 0,25 | 0,33 | |
| Южная Африка, фельзиты (20) | 6,1 | 0,68 | 0,11 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар (23) | 6,6 | 0,57 | 0,06 | 0,19 | -0,53 | [154], [238], [207] |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (62) | 6,9 | 0,78 | 0,11 | 0,29 | 0,52 | |
| Австралия | | | | | | |
| Австралия и Новая Зеландия, общая выборка (22) | 6,1 | 0,68 | 0,11 | — | — | |
| Дациты | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31) ** | 8,5 ± 0,2 | 0,63 | 0,07 | 0,35 | 0,05 | |
| СССР, Кавказ и Закавказье, общая выборка (26) | 8,1 | 0,58 | 0,07 | -0,68 | 0,68 | |
| США, общая выборка (53) | 8,6 | 0,56 | 0,07 | -0,33 | -0,94 | |
| Южная Америка, общая выборка (28) | 9,0 | 1,01 | 0,11 | 0,23 | 0,32 | |

* Сноски см. в табл. 25.

Таблица 12

Алюминий в сиенитах и трахитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------------------|
| Сиениты | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40) * | 9,4 ± 0,4 | 1,36 | 0,14 | 0,21 | -0,45 | |
| Платформенные регионы земного шара, общая выборка (61) | 9,0 | 1,08 | 0,12 | 0,08 | 0,76 | |
| Балтийский щит, общая выборка (30) | 8,7 | 1,14 | 0,13 | 0,11 | 0,62 | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (72) | 9,5 | 1,52 | 0,16 | 0,40 | 0,10 | |
| СССР, Средняя Азия (22) | 9,3 | 1,47 | 0,16 | — | — | |
| СССР, Восточное Забайкалье (40) | 8,7 | 0,85 | 0,10 | — | — | Ю. Н. Спомюр, Р. М. Романова |
| Африка, общая выборка (31) | 8,7 | 1,14 | 0,13 | 0,12 | 0,54 | |
| О-в Мадагаскар (29) | 9,0 | 1,05 | 0,12 | -0,76 | 0,55 | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (32) | 9,4 | 1,03 | 0,11 | — | — | |
| Канада (24) | 9,3 | 1,08 | 0,12 | — | — | [251] |
| Трахиты | | | | | | |
| Среднее по 28 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (28) ** | 9,3 ± 0,2 | 0,64 | 0,07 | -0,05 | -0,58 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (34) | 9,4 | 0,78 | 0,08 | 0,43 | -0,94 | |
| Италия (30) | 8,8 | 1,07 | 0,12 | — | — | |
| Африка, общая выборка (22) | 9,7 | 1,14 | 0,12 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (20) | 9,5 | 0,74 | 0,08 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (20) | 9,3 | 0,78 | 0,08 | — | — | |
| Австралия, общая выборка (20) | 8,5 | 1,04 | 0,12 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океанов, общая выборка (33) | 9,4 | 0,73 | 0,08 | — | — | |

* Сноска см. в табл. 27.

Ниже даны коэффициенты относительной концентрации содержания алюминия KK в породах «нормального» ряда дифференциации по отношению к перидотиту:

| | |
|----------------------------|-----|
| Дунит | 0,4 |
| Перидотит | 1,0 |
| Габбро | 4,6 |
| Диорит | 4,5 |
| Кварцевый диорит | 4,3 |
| Гранодиорит | 4,3 |
| Гранит | 3,7 |

Щелочные породы отличаются от пород ряда габбро — диорит — гранодиорит — гранит прогрессивным накоплением алюминия (табл. 42, 43) и с этой точки зрения могут быть представлены как

Таблица 43

Алюминий в нефелиновых сиенитах и фонолитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Нефелиновые сиениты | | | | | | |
| Среднее по 48 регионам земного шара (48) * | 11,0 ± 0,2 | 0,75 | 0,07 | -0,01 | -0,18 | |
| СССР, Кольский п-ов (66) | 10,9 | 1,48 | 0,14 | 0,29 | 0,71 | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (30) | 11,0 | 1,29 | 0,12 | 0,16 | 0,60 | |
| Африка, общая выборка (31) | 11,4 | 1,02 | 0,09 | 0,37 | 0,63 | |
| Африка, Гвинея (20) | 11,2 | 0,85 | 0,07 | — | — | |
| Южная Африка (27) | 11,3 | 1,56 | 0,14 | — | — | [207], [133] |
| О-в Мадагаскар (20) | 10,9 | 0,97 | 0,09 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (23) | 11,4 | 1,10 | 0,10 | — | — | |
| Фонолиты | | | | | | |
| Среднее по 20 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (20) ** | 10,7 | 0,73 | 0,07 | 0,19 | 0,94 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (23) | 11,1 | 0,75 | 0,07 | — | — | |
| Африка, общая выборка (24) | 10,8 | 0,76 | 0,07 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (27) | 10,7 | 0,78 | 0,07 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (21) | 10,8 | 0,54 | 0,05 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океанов (25) | 11,1 | 1,30 | 0,12 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 28.

боковой ряд габбро (КК 4,6) — сиенит (КК 4,8) — нефелиновый сиенит (КК 5,5).

Обобщая характерные особенности распределения алюминия в магматических породах, необходимо подчеркнуть, что в отличие от кремния, накапливающегося совместно с кислородом в верхних оболочках литосферы, алюминий в максимальной степени концентрируется в пределах «базальтовой» оболочки. Главным концентратом и носителем основной массы алюминия в «базальтовой» оболочке, вероятно, является плагиоклаз — широко распространенный минерал пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Именно в энергетических особенностях основных плагиоклазов следует искать разгадку отмеченной тенденции алюминия к накоплению в «базальтовой» оболочке литосферы.

Как известно, в анортитовой молекуле часть алюминия входит в кремне-кислородный тетраэдр, замещая один атом кремния. В результате подобного замещения в полевом шпате понижается общее содержание кислорода и уменьшается объем элементарной ячейки — около 3% на каждый ион кислорода (табл. 44). Таким образом, накопление алюминия в «базальтовой» оболочке литосферы имеет вполне определенный энергетический смысл и должно рассматриваться в тесной связи с общим процессом установления термодинамического равновесия в кремне-кислородном каркасе верхних оболочек земной коры. В нижних частях «базальтовой» оболочки вблизи границы с верхней мантией роль плагиоклаза как носителя алюминия должна переходить к омфациту и гранату эклогитов.

Вариационная диаграмма (см. рис. 4), иллюстрирующая распределение алюминия в магматических породах различной кислотности, имеет достаточно сложный характер. Четко вырисовывается серия базальтовых дифференциатов, начиная с обедненных алюминием толеитовых базальтов Гавайских островов и кончая глиноземистыми геосинклинальными базальтами и габбро. Изменение содержания алюминия в этой серии осуществляется при постоянном содержании кремния. А в группе гранитоидов и щелочных пород имеет место отчетливая отрицательная корреляционная связь между содержанием алюминия и кремния, являющаяся выражением взаимоотношений между кварцем, полевыми шпатами и фельдшпатоидами в рассматриваемых породах.

Таблица 44

Объем элементарных ячеек полевых шпатов, α -кварца и нефелина

| Минералы | Объем на 1 ион кислорода, А |
|---------------------------|-----------------------------|
| Нефелин | 22,7 |
| Микроклин | 22,3 |
| Альбит | 21,6 |
| α -кварц | 21,3 |
| Анортит | 21,0 |

Таблица 15

Алюминий в метаморфических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|----------------------------|
| Амфиболиты | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25) * | 8,3 ± 0,5 | 1,29 | 0,16 | 0,44 | 0,68 | |
| Балтийский щит, общая выборка (28) | 8,5 | 0,94 | 0,11 | 0,50 | 0,71 | |
| СССР, Украинский кри- сталлический массив, нижний архей (28) | 7,5 | 1,10 | 0,15 | — | — | В. В. Свиридов [103] |
| Там же, нижний протеро- зой (98) | 8,1 | 1,30 | 0,16 | — | — | То же |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части (54) | 8,2 | 1,07 | 0,13 | -0,10 | -0,03 | |
| О-в Мадагаскар (20) | 8,3 | 1,55 | 0,19 | — | — | [154], [238], [207] |
| Канада (20) | 8,3 | 1,07 | 0,13 | — | — | [251] |
| Эклогиты | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16) ** | 8,0 ± 0,78 | 1,50 | 0,19 | — | — | |
| Африка, общая выборка (28) | 8,1 | 2,32 | 0,29 | 0,01 | 0,81 | |
| Гнейсы | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (37) *** | 8,4 ± 0,3 | 0,74 | 0,09 | 0,08 | 0,34 | |
| Балтийский щит, общая выборка (53) | 8,0 | 1,16 | 0,14 | 0,30 | 0,51 | |
| Украинский кристалличе- ский массив (34) | 8,1 | 1,56 | 0,20 | — | — | |
| СССР, Урал (24) | 8,5 | 1,74 | 0,20 | — | — | |
| СССР, Сибирская платфор- ма (32) | 7,7 | 1,23 | 0,16 | — | — | |
| Западная Африка (90) | 8,5 | 1,23 | 0,14 | 0,16 | 0,24 | [156] |
| О-в Мадагаскар (29) | 8,5 | 0,85 | 0,10 | — | — | [154], [238], [207] |
| Канада, общая выборка (36) | 8,5 | 1,64 | 0,19 | 0,01 | 0,37 | [251] |
| Канада, Квебек, гнейсы гранулитовой фации по 12 объединенным пробам (12) | 8,7 | 0,68 | 0,08 | — | — | [180] |
| Там же, гнейсы амфиболи- товой фации (15) | 8,4 | 0,43 | 0,05 | — | — | [180] |

* Сноски см. в табл. 29.

Продолжение табл. 15

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|------|-------|---------------------|
| Кристаллические сланцы | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40) **** | 8,8 ± 0,4 | 1,19 | 0,17 | 0,27 | 0,59 | [241], [241a] |
| Финляндия (66) | 8,3 | 1,75 | 0,21 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (48) | 8,5 | 2,23 | 0,26 | 0,14 | —0,83 | |
| СССР, Урал (20) | 8,8 | 2,26 | 0,26 | — | — | |
| СССР, Сибирская платфор- ма (20) | 8,3 | 2,34 | 0,28 | — | — | |
| Африка, общая выборка (58) | 8,3 | 1,98 | 0,24 | 0,38 | 0,08 | |
| Канада, общая выборка (25) | 8,8 | 2,04 | 0,23 | — | — | |

**** Сноску см. в табл. 29.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Переходя к метаморфическим породам (табл. 45), необходимо отметить, что амфиболиты по содержанию алюминия соответствуют континентальным базальтам (но не габбро) и базальтам Средне-Атлантического хребта, а содержание алюминия в эклогитах практически не отличается от свойственного щелочным океаническим базальтам. В то же время как амфиболиты, так и эклогиты отличаются от базальтов большей величиной дисперсии содержаний алюминия и в этом отношении они сходны с габброидами.

Гнейсы и кристаллические сланцы по содержанию алюминия близки гранодиоритам. При этом по направлению от кристаллических сланцев к гранодиоритам увеличивается упорядоченность распределения алюминия, это отражается в закономерном снижении коэффициента вариации его содержаний от 0,14 (кристаллические сланцы) до 0,09 (гнейсы) и 0,05 (гранодиориты).

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

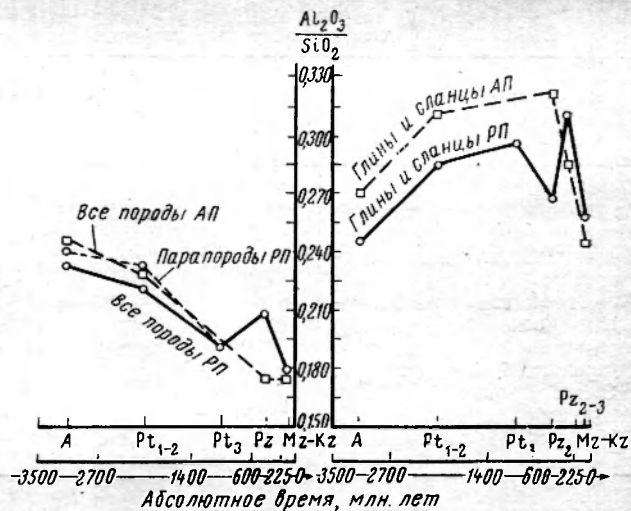
Увеличение коэффициента вариации содержаний алюминия наблюдается далее и в глинистых сланцах, не отличимых по среднему содержанию этого элемента от более метаморфизованных кристаллических аналогов. В глинах содержание алюминия, по-видимому, повышается, хотя количество регионов, участвовавших в подсчете (табл. 46), нельзя признать достаточным.

Алюминий в осадочных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|---------------------------------------|
| Глинистые сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 24 регионам земного шара (24) * | 8,6 ± 0,8 | | 1,97 | 0,23 | 0,88 | 0,69 | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы, общая выборка (36) | 8,8 | | 1,80 | 0,20 | — | — | [131] |
| Малайзия (22) | 8,0 | | 1,36 | 0,17 | — | — | |
| Канада (20) | 8,6 | | 1,78 | 0,21 | — | — | |
| Глины | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20) ** | 9,5 ± 0,4 | | 0,93 | 0,10 | — | — | |
| СССР, Русская плат- форма | 10,5 | | 1,99 | 0,19 | — | — | [32] |
| СССР, Скифская плита СССР, Кавказ | 10,4 | | 2,07 | 0,20 | — | — | [32] |
| Малайзия (29) | 10,1 | | 1,52 | 0,15 | — | — | [32] |
| О-в Мадагаскар (21) | 13,3 | | 3,69 | 0,28 | — | — | [131] |
| Канада (20) | 9,6 | | 0,96 | 0,10 | — | — | [154] |
| | 10,8 | | 3,23 | 0,30 | — | — | |
| Пески и песчаники | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20) *** | 2,9 ± 0,45 | | 1,02 | 0,35 | — | — | |
| СССР, Русская плат- форма | 3,7 | | 0,94 | 0,25 | — | — | [32] |
| СССР, Скифская плита СССР, Кавказ | 4,3 | | 1,03 | 0,24 | — | — | [32] |
| | 5,9 | | 0,74 | 0,12 | — | — | [32] |
| Карбонатные породы | | | | | | | |
| Известняки, среднее по 20 регионам земного шара (20) **** | 0,96 ± 0,30 | | 0,68 | 0,70 | — | — | Точность среднего ме- нее ± 20% |
| ПНР (52) | 0,95 | -0,194 | 0,381 | 0,63 | — | — | |
| Канада (39) | 0,50 | -0,611 | 0,611 | 1,17 | 0,18 | 0,98 | |
| Доломит, общая (гло- бальная) выборка (133) | 0,015 | -2,024 | 0,365 | 0,60 | 0,60 | -0,13 | [251] |

* Сноски см. в табл. 30.

Рис. 5. Изменение во времени величины алюмо-кремниевое модуля в породах щитов и осадочного чехла Русской (РП) и Североамериканской (АП) платформ.
По А. Б. Ронову и А. А. Мигдисову



Интересна достаточно четко проявленная тенденция уменьшения содержания алюминия в глинистых осадках чехла древних платформ (Русской, Североамериканской) от протерозоя до кайнозоя, обусловленная весьма широким развитием основного вулканизма в докембрийских геосинклиналях и резким снижением масштаба излияний основной магмы после консолидации платформ. А. Б. Ронов и А. А. Мигдисов [99], анализируя геохимическую историю Русской и Североамериканской платформ, отмечают также закономерное изменение во времени алюмо-кремниевое модуля, характерное как для глинистых осадочных, так и для парапород рассматриваемых платформ (рис. 5). Относительно высокое значение модуля для комплекса архейских пара- и ортопород они объясняют унаследованием глинозема в процессе переработки и гранитизации раннеархейских основных эффузивов и продуктов их разрушения (граувакков). В более поздние этапы величина модуля закономерно снижается в соответствии с уменьшением интенсивности эффузивного вулканизма, развитием гранитизации и т. д. Эволюция осадочных глинистых пород с точки зрения алюминия шла в противоположном направлении. Поступление алюминия в глины по сравнению с кремнием увеличивалось от архея вплоть до мезозоя, когда условия осадконакопления на платформах претерпели резкие изменения.

Заслуживает внимания также близкое соответствие распределения алюминия в древних и современных глинистых осадках (табл. 47), хотя для выборок, представляющих современные морские осадки, в ряде случаев характерна высокая дисперсия распределения содержания алюминия, вызываемая включением проб, в различной мере обогащенных карбонатным материалом. К сожалению, представительный материал, позволяющий сравнить распределение алюминия

Таблица 47

Алюминий в современных осадках

| Осадки, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Глубоководные глинистые океанические (28) | 8,3 | 1,47 | 0,18 | -0,41 | -0,45 | [182] |
| Пелагические. Тихий океан (25) | 8,6 | 2,58 | 0,30 | -1,30 | -0,81 | [198] |
| Глубоководные карбонатные (более 10% CaCO ₃) (14) | 4,06 | 2,21 | 0,54 | — | — | [182] |
| Терригенные океанические. Залив Пария, Венесуэла: глины (12) | 8,3 | 1,06 | 0,13 | — | — | |
| пески (15) | 3,2 | 1,11 | 0,34 | — | — | |

в современных морских и пресноводных осадках, отсутствует. Известная средняя проба, представляющая ил р. Миссисипи [164], с этой точки зрения несколько обеднена алюминием (5,8%), однако неизвестно, насколько эта проба может представлять пресноводные осадки вообще.

Интересна и резкая разница в содержании алюминия между известняками и доломитами. Хемогенный характер последних, по-видимому, может служить объяснением этого явления. В среднем содержание алюминия в пелагических осадках океанов, с учетом распределения различных групп осадков, принято нами равным 6%, что практически не отличается от цифры, данной А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским.

Среднее содержание алюминия в осадочной оболочке литосферы дано в табл. 48. После исключения углекислоты и избытка воды содержание алюминия в осадочной оболочке увеличивается до 7,1%. Этой цифре близки новые данные о распространении алюминия в осадочном чехле Русской и Североамериканской платформ, опубликованные А. Б. Роновым и А. А. Мигдисовым [99]: Русская платформа Al 4,1%, после исключения CO₂ 6,7%, после исключения избытка воды 7,2%; Североамериканская платформа Al 3,9%, после исключения CO₂ 6,6%, после исключения избытка воды 6,9%.

Для магматических пород «гранитной» оболочки, представляющих древние платформы и молодые геосинклинальные зоны, характерна заметная разница в среднем содержании алюминия, обусловленная различным соотношением гранитов и гранодиоритов в пределах этих макроструктурных единиц литосферы (табл. 49). Среднее содержание алюминия в «гранитной» оболочке литосферы (табл. 50) соответствует смеси равных частей гранита и гранодиорита. Следует отметить некоторый дефицит алюминия в осадочной оболочке по сравнению с «гранитной», что, вероятнее всего, объясняется неточностью использован-

Таблица 48

**Распределение алюминия в осадочной оболочке литосферы
на континентах**

| Породы | Среднее содержание алюминия, % | Коэффициент вариации содержаний | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Осадочные | | | | |
| Глинистые сланцы | 8,6 | 0,23 | } 53,0 | |
| Глины | 9,5 | 0,10 | | |
| Пески и песчаники | 2,9 | 0,34 | 25,4 | |
| Карбонаты | 0,96 | 0,70 | 20,8 | |
| Эвапориты | 0,03 * | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 5,78 | 0,32 | 100,0 | 80,4 |
| Эффузивные | | | | |
| Базальты платформенные . | 8,2 | 0,09 | 5,6 | |
| Базальты геосинклиналь- ные | 8,6 | 0,07 | 31,1 | |
| Андезиты | 9,0 | 0,06 | 41,3 | |
| Дациты | 8,5 | 0,07 | 0,8 | |
| Кислые эффузивы | 6,9 | 0,08 | 21,0 | |
| Трахиты | 9,3 | 0,07 | 0,1 | |
| Фонолиты | 10,7 | 0,07 | 0,1 | |
| Среднее | 8,40 | 0,07 | 100,0 | 19,6 |
| Среднее для осадочной обо- лочки на континентах . | 6,29 | 0,27 | | 100,0 |

* По данным М. Хорна [223].

ных данных о соотношениях силикатных и карбонатных пород в геосинклинальных зонах ¹. Существенную роль играет также отсутствие достоверных данных о соотношениях интрузивных, метаморфических и осадочных пород в пределах геосинклинальных зон. Распространение на геосинклинальную кору данных о составе платформенной коры может служить источником многих неточностей.

¹ Исходя из того, что в докембрии карбонатные породы распространены гораздо меньше, чем в более поздние периоды развития земной коры, А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский [100] при пересчете сократили количество карбонатных пород в 3 раза.

Таблица 49

**Распределение алюминия в магматических породах платформенных
и геосинклинальных регионов «гранитной» оболочки литосферы**

| Породы | Древние платформы | | Геосинклинали | |
|-------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------|
| | Среднее содержание алюминия, % | Распространенность в относительных % | Среднее содержание алюминия, % | Распространенность в относительных % |
| Граниты | 7,2 | 74,0 | 7,5 | 43,0 |
| Гранодиориты | 8,6 | 10,8 | 8,6 | 43,0 |
| Кварцевые диориты | 8,6 | 2,4 | 8,6 | 4,0 |
| Диориты | 8,9 | 1,4 | 8,9 | 2,0 |
| Габбро | 9,1 | 10,0 | 9,1 | 7,0 |
| Перидотиты | 2,54 | } 0,3 | 2,54 | } 0,3 |
| Дуниты | 0,69 | | 0,69 | |
| Спелиты | 9,0 | | 9,5 | |
| Нефелиновые спелиты | 11,0 | 0,1 | 11,0 | 0,1 |
| Среднее | 7,60 | 100,0 | 8,17 | 100,0 |

Таблица 50

Распределение алюминия в породах «гранитной» оболочки литосферы

| Породы | Среднее содержание алюминия, % | Коэффициент вариации содержаний | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|-------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Граниты | 7,4 | 0,06 | 63,7 | |
| Гранодиориты | 8,6 | 0,05 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 8,6 | 0,07 | 2,9 | |
| Диориты | 8,9 | 0,05 | 1,6 | |
| Габбро | 9,1 | 0,12 | 9,0 | |
| Перидотиты | 2,54 | 0,54 | } 0,3 | |
| Дуниты | 0,69 | 0,57 | | |
| Спелиты | 9,4 | 0,14 | | |
| Нефелиновые спелиты | 11,0 | 0,07 | 0,1 | |
| Среднее | 7,87 | 0,07 | 100,0 | 53,4 |

| Породы | Среднее содержание алюминия, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Метаморфические | | | | |
| Гнейсы | 8,4 | 0,09 | } 84,0 | |
| Кристаллические сланцы | 8,8 | 0,13 | | |
| Кварциты и песчаники | 3,8 | 0,24 | 7,0 | |
| Амфиболиты | 8,3 | 0,16 | 8,2 | |
| Карбонаты | 1,4* | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 8,16 | 0,095 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 8,00 | 0,08 | | |

* По данным А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова [99].

4. ЖЕЛЕЗО

Железо — химический элемент внутренних геосфер Земли, роль которого закономерно уменьшается при переходе от глубоких горизонтов земной коры, близких к верхней мантии, к приповерхностным зонам «гранитной» оболочки.

Атом железа среди прочих атомов породообразующих элементов обладает максимальным атомным весом. На кривой атомных объемов он занимает наиболее низкий уровень, что, согласно А. Е. Ферсману, имеет большое значение на ранних стадиях дифференциации материи. «...вещество на первых путях своей дифференциации и распределения группируется по своей потребности в пространстве, по атомным объемам» [117, стр. 64]. Среди породообразующих элементов железо является единственным элементом, имеющим переменную валентность (роль марганца в этом отношении по сравнению с железом ничтожна). Это свойство определяет в известной мере исключительную роль железа в транспортировке кислорода в глубокие участки литосферы в процессе погружения окисленных осадков при формировании геосинклиналей. В связи с относительно большим атомным весом железа окись двухвалентного железа FeO среди прочих породообразующих окислов выделяется также минимальным (по весу) содержанием кислорода на один атом металла.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Главной особенностью распределения железа в ультраосновных породах является незначительная разница его содержаний для средних составов ультрабазитов при наличии резких различий внутри типов в зависимости от геологического положения конкретных разновидностей (табл. 51). Заслуживает специального внимания заметно более высокое содержание железа в древних ультрабазитах, развитых в пределах платформенных регионов, по сравнению с аналогичными породами геосинклинальных зон, хотя информация, иллюстрирующая это положение, не всегда может быть признана достаточной.

В этой связи следует отметить, что имеющиеся единичные анализы дунитов и перидотитов, интрузивные массивы которых обнаруживаются в пределах развития базальтовых серий на островах Индийского и Атлантического океанов, также отличаются высоким содержанием железа (более 9%). В то же время дуниты и перидотиты океанического дна заметно обеднены железом и с этой точки зрения могут рассматриваться как крайние в ряду ультрабазитов, представляющих платформенные регионы, геосинклинальные зоны и океаническое дно.

Обращаясь к гипабиссальным и интрузивным представителям семейства ультрабазитов, укажем на полную аналогию распределения железа в кимберлитах и перидотитах. Имеющаяся ограниченная информация по океаническим пикритам свидетельствует о сходстве распределения железа в породах этой группы с богатыми железом сериями платформенных ультрабазитов. Таким образом, намечается известная аналогия в распределении железа в ультрабазитах платформенных регионов и океанических островов при существенно пониженном содержании этого элемента в ультрабазитах геосинклинальных областей земной коры.

Относительно резкие колебания в пределах отдельных типов пород и недостаточный, в общем, объем аналитической информации по ультраосновным породам не позволяют сделать окончательного вывода по соотношению трехвалентного и двухвалентного железа в ультрабазитах¹. Однако в свежих разностях пород достаточно четко намечается увеличение роли трехвалентного железа от дунитов (Fe^{3+}/Fe^{2+} около 0,20) к перидотитам (Fe^{3+}/Fe^{2+} 0,25), пироксенитам (Fe^{3+}/Fe^{2+} 0,50) и, наконец, к кимберлитам, в которых количество трехвалентного железа (в результате явно вторичных процессов) преобладает (Fe^{3+}/Fe^{2+} 1,8).

¹ Степень окисления железа в процессе силикатного анализа может быть определена с достаточной точностью только при условии применения специальной методики, предотвращающей переход железа из двухвалентного в трехвалентное состояние в процессе растирания пробы и ее анализа. Если к этому добавить значительную ошибку, с которой обычно определяется окисное железо в различных лабораториях даже в одной и той же предварительно растертой пробе, то очевиден весьма приблизительный характер наших значений об отношении трех- и двухвалентного железа в горных породах.

Таблица 51

Железо в ультраосновных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Примечание |
|--|---------------|--------------------|-----------------------------|--------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|
| Дуниты | | | | | | | |
| Среднее по 18 регионам земного шара (18) * | 8,60 ± 0,83 | — | 1,70 | 0,20 | — | — | |
| То же, пересчет на све- жий дунит с 0,5% воды (18) | 8,9 | — | 1,80 | 0,20 | — | — | |
| Среднее по 8 платфор- менным регионам . . | 11,2 ± 1,25 | — | 1,80 | 0,16 | — | — | Точность оценок не- достаточна |
| Среднее по 9 геосинкли- нальным регионам (9) | 7,0 + 0,4 | — | 0,54 | 0,08 | — | — | То же |
| СССР, юг Сибири (25), Fe ³⁺ | 1,80 | — | 0,94 | (0,55) | 0,55 | -0,95 | Г. В. Пинус (79) |
| То же, Fe ²⁺ | 4,30 | — | 1,25 | (0,28) | -0,74 | -0,40 | То же |
| То же, общее Fe . . . | 6,10 | | | | | | |
| Перидотиты | | | | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара, пере- счет на породу с 0,5% воды (28) ** | 8,68 ± 0,83 | — | 2,26 | 0,26 | 0,40 | -0,72 | |
| Среднее по 14 платфор- менным регионам, пе- ресчет на породу с 0,5% воды (14) | 10,1 | — | 1,71 | 0,17 | — | — | |
| Среднее по 14 геосин- клинальным регионам, пересчет на породу с 0,5% воды | 7,2 | — | 1,75 | 0,24 | — | — | |
| Европа, платформенные регионы, общая вы- борка (20) | 9,40 | — | 1,73 | 0,18 | — | — | |
| Европа, геосинклиналь- ные регионы, общая выборка (24) | 7,50 | — | 1,97 | 0,26 | — | — | |
| СССР, юг Сибири, гарц- бургиты (32), Fe ³⁺ . . | 1,54 | — | 1,03 | (0,69) | 0,48 | -8,39 | Г. В. Пинус [79] |
| То же, Fe ²⁺ | 4,13 | — | 1,02 | (0,24) | -0,44 | -0,94 | То же |
| То же, общее Fe | 5,67 | | | | | | |
| Африка, общая выборка (20) | 8,40 | — | 2,09 | 0,25 | — | — | |
| Южная Африка (20) . . . | 8,55 | — | 2,33 | 0,27 | — | — | |
| Северная Африка, об- щая выборка (20) . . . | 6,83 | — | 2,31 | 0,34 | — | — | |

Продолжение табл. 51

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | \overline{lgx} | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Примечание |
|---|---------------|------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|
| Пироксениты | | | | | | | |
| Среднее по 35 регионам земного шара (35) *** | 8,40 ± 0,65 | — | 1,90 | 0,23 | 0,04 | —0,90 | |
| СССР, Урал (28) . . . | 7,50 | 0,826 | 0,210 | 0,32 | 0,55 | —0,32 | |
| Африка, Центральная и Южная, общая вы- борка (24) | 8,35 | 0,890 | 0,175 | 0,27 | — | — | |
| Северная Америка, общая выборка (23) . | 7,50 | 0,853 | 0,132 | 0,20 | — | — | |
| Кимберлиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 регионам (16) **** | 7,60 ± 0,97 | — | 1,98 | 0,26 | — | — | Точность оценок не- достаточна |
| То же, пересчет на све- жий кимберлит с 0,5% воды (без CO ₂) (16) . | 8,64 | — | 2,34 | 0,26 | — | — | |
| Южная Африка (47) . . | 6,90 | — | 1,01 | 0,15 | 0,24 | —0,18 | |
| То же, пересчет на све- жий кимберлит с 0,5% воды (без CO ₂) (47) . | 7,90 | — | 1,18 | 0,15 | — | — | |
| Пикриты | | | | | | | |
| Среднее по 12 районам (12) ***** | 9,50 ± 1,09 | — | 1,88 | 0,20 | — | — | Точность оценок не- достаточна |

* Сноски см. в табл. 19.

Содержание 9% может быть принято как среднее для ультраосновных пород литосферы.

Весьма своеобразно распределение железа в основных породах (табл. 52, 53). Первая особенность — близость средних содержаний железа в базальтах и ультрабазитах. Глобальные оценки среднего содержания железа в океанических и платформенных базальтах практически соответствуют средней цифре, выведенной для ультраосновных пород. Последние, однако, отличаются существенно большей дисперсией этого элемента, обусловленной присутствием в глобальных выборках дунитов и перидотитов двух частных совокупностей, представляющих платформенные и геосинклинальные фации ультрабазитов.

Вторая особенность — существенно более высокое содержание железа в континентальных базальтах (в среднем) по сравнению с габбро. Это различие, особенно четкое для габбро и платформенных базальтов, несколько стирается при сравнении габбро и геосинкли-

Железо в габбро

Таблица 12

| Породы, регионы (в скобках количество проб) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Среднее по 45 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (45) * | 7,85 ± 0,32 | 1,10 | 0,14 | -0,25 | -0,75 | |
| Европа | | | | | | |
| Балтийский щит (38) | 7,78 | 2,50 | 0,32 | 0,10 | -0,66 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (40) | 7,08 | 2,26 | 0,32 | 0,02 | -0,23 | |
| СССР, Кавказ и Закавказье (22) | 7,31 | 1,91 | 0,26 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (66) | 7,73 | 2,34 | 0,30 | 0,28 | 0,21 | |
| СССР, Урал (79) | 8,42 | 2,95 | 0,35 | -0,02 | 0,04 | |
| СССР, Алтай (28) | 7,64 | 2,35 | 0,31 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Общая выборка (48) | 8,32 | 2,60 | 0,31 | -0,16 | 0,10 | |
| Западная Африка, общая выборка (28) | 7,95 | 2,38 | 0,30 | -0,30 | 0,67 | [156] |
| Южная, Юго-Западная Африка, Южная Родезия, общая выборка (36) | 8,71 | 2,72 | 0,31 | 0,50 | -0,80 | [207] |
| Южная Африка, нориты (41) | 7,35 | 2,54 | 0,35 | 0,44 | -0,90 | [207] |
| О-в Мадагаскар (32) | 8,20 | 1,96 | 0,24 | 0,31 | -0,07 | (154), [238], [207] |
| Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (55) | 7,72 | 2,40 | 0,31 | 0,48 | 0,69 | |
| США, Новая Англия и Аппалачи (27) | 7,54 | 2,62 | 0,35 | -0,78 | -0,45 | |
| США, Миннесота (20) | 9,30 | 2,48 | 0,27 | — | — | |
| США, Скалистые горы (20) | 7,65 | 2,08 | 0,27 | — | — | |
| Канада (30) | 7,50 | 3,05 | 0,41 | 0,07 | -0,22 | [251] |
| Океанические районы | | | | | | |
| О-ва Индийского, Тихого и Атлантического океанов (10) ** | 8,00 | 3,34 | 0,42 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 20.

Таблица 53

Железо в базальтах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|--------|-------|-------|---------------------|
| Платформенные базальты | | | | | | |
| Среднее по 23 платформенным регионам земного шара (23) * | 9,30 ± 0,5 | 1,21 | 0,13 | 0,35 | 0,52 | |
| СССР, траппы и базальты Сибирской платформы (140) | 9,30 | 1,21 | 0,13 | 0,21 | 0,50 | |
| Африка, общая выборка (60) | 8,68 | 1,19 | 0,14 | 0,13 | -0,73 | [154], [238], |
| О-в Мадагаскар (35) | 8,78 | 1,16 | 0,13 | — | — | [207] |
| Базальты геосинклинальных регионов | | | | | | |
| Среднее по 25 геосинклинальным регионам земного шара (25) ** | 8,40 ± 0,4 | 1,01 | 0,12 | 0,57 | 0,08 | |
| Польская Народная Республика (70) | 9,30 | 1,16 | 0,12 | 0,34 | -0,34 | |
| Континентальная оливин-базальтовая формация (276), Fe ³⁺ | 2,85 | 1,44 | (0,50) | — | — | В. А. Кутонин (63) |
| То же, Fe ²⁺ | 5,84 | 1,46 | (0,25) | — | — | То же |
| То же, общее Fe | 8,69 | | | | | |
| Базальты андезитовой формации (355), Fe ³⁺ | 2,74 | 1,13 | (0,41) | — | — | » » |
| То же, Fe ²⁺ | 4,94 | 1,72 | (0,35) | — | — | » » |
| То же, общее Fe | 7,68 | | | | | |
| Япония (27) | 8,61 | 1,32 | 0,15 | 0,45 | 0,52 | |
| Океанические базальты | | | | | | |
| Среднее по 35 островам Тихого, Индийского и Атлантического океанов (35) | 9,00 ± 0,27 | 0,80 | 0,09 | -0,50 | -0,64 | |
| Толеитовые базальты, Гавайские острова (104) | 8,74 | 0,66 | 0,08 | — | — | [246] |
| Щелочные оливинные базальты, Гавайские острова (35) | 9,40 | 0,66 | 0,07 | — | — | |
| Дно Атлантического и Тихого океанов (44) | 7,16 | 1,00 | 0,14 | 0,45 | 0,24 | |

* Сноска см. в табл. 21.

нальных базальтов, однако остается значимым для габбро и среднего континентального базальта, содержащего 8,7% Fe.

Следует, однако, отметить и наличие богатых железом разновидностей габбро в пределах континентальных геохимических провинций, связанных с региональными разломами глубокого заложения (Урал, ряд регионов в Африке, на севере США и т. д.). В подобных условиях в ряде случаев развиты высокожелезистые габбро, сравнимые с этой точки зрения с предположительно наиболее глубинными базальтами океанической коры.

При сравнении особенностей распределения железа в габбро и базальтах по регионам бросается в глаза существенно большая дисперсия распределения элемента, свойственная интрузивным породам (средний региональный коэффициент вариации содержаний железа в континентальных базальтах 0,13 и 0,32 в габбро) и находящая объяснение в особенностях их дифференциации. При этом следует подчеркнуть весьма малые колебания коэффициента вариации содержаний железа по отдельным регионам (стандартное отклонение коэффициентов вариации для базальтов составляет 0,015 и для габбро 0,029), позволяющие в данном случае рассматривать эту производную статистическую оценку как достаточно четкий геохимический параметр основных пород.

Возвращаясь к базальтам, отметим, что имеющиеся данные показывают некоторое различие в содержании железа в платформенных и геосинклинальных базальтах. Подобно платформенным базальтам базальты океанических островов характеризуются существенно более высокими содержаниями железа по сравнению с базальтами геосинклинальных зон.

Значимо различие в содержании железа также в толеитовых и щелочных оливиновых базальтах Гавайских островов. Кстати, эмпирическая кривая распределения средних содержаний железа в базальтах океанических островов имеет двугорбный характер с максимумами, соответствующими 8,7 и 9,9%, что позволяет судить о сложном характере рассматриваемой выборки, составленной из представителей двух частных совокупностей, характеризующих толеитовые и щелочные оливиновые базальты. Сходный характер имеет кривая распределения железа в базальтах Африки, хотя двугорбность в этом случае проявлена несколько слабее.

Особняком по содержанию железа стоят базальты срединных океанических хребтов, соответствующие с этой точки зрения относительно бедным железом континентальным габброидам (например, габбро Кавказа или норитам Южной Африки).

Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в габбро различных регионов колеблется от 0,27 до 0,66, в среднем составляя 0,40. Для континентальных базальтов характерен почти тот же эмпирический размах колебаний (0,25—0,55) и среднее 0,37. Аналогичное среднее (0,38) свойственно также базальтам океанических островов. Для толеитовых и субщелочных оливиновых базальтов Гавайских островов этот показатель снижается до 0,32 (разницы между толеитовыми и щелочными оливино-

выми базальтами не наблюдается). Самое низкое отношение имеет место в базальтах Средне-Атлантического хребта, где среднее Fe^{3+}/Fe^{2+} равно 0,28.

Анализируя особенности распределения железа в основных и ультраосновных породах, необходимо еще раз отметить наличие достаточно резких различий в содержании железа внутри отдельных типов пород рассматриваемой группы в зависимости от геологического положения (табл. 54).

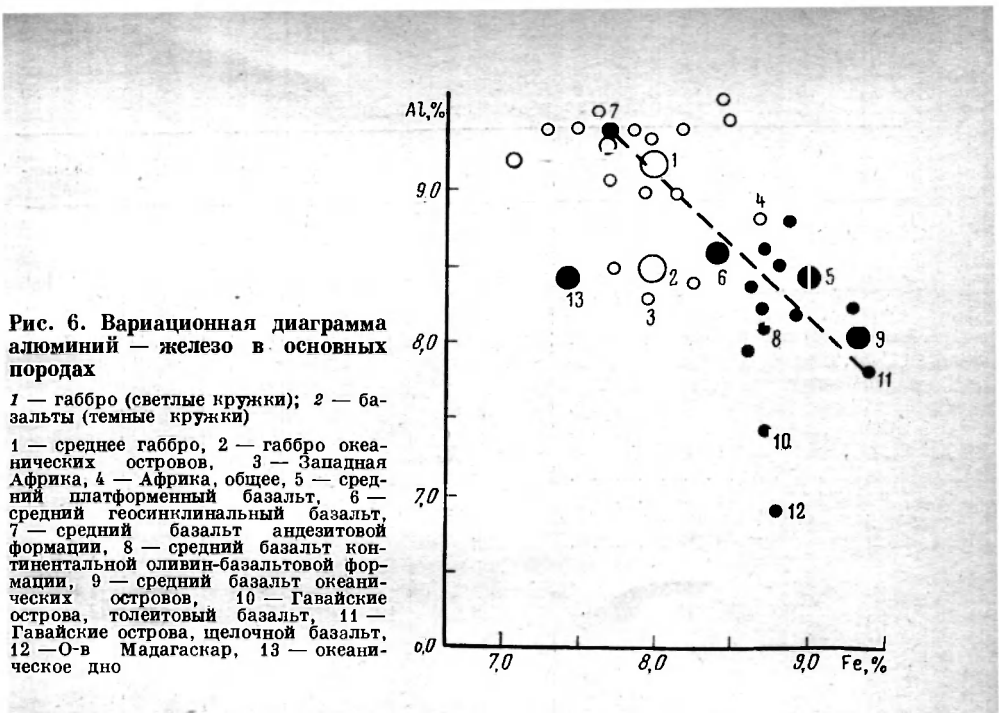
Таблица 54

Разделение ультраосновных и основных пород по содержанию железа в зависимости от геологической обстановки

| Породы | Относительно богатые железом | Относительно бедные железом |
|------------|---|--|
| Дуниты | В пределах древних платформ | В пределах геосинклинальных зон |
| Перидотиты | То же | То же |
| Габбро | 1. В связи с разломами глубокого заложения 2. О-ва Индийского и Тихого океанов | Преобладающая масса континентальных габбро и норитов |
| Базальты | 1. Толентовые и особенно щелочные базальты океанических островов 2. Платформенные базальты | 1. Толентовые базальты срединных океанических хребтов 2. Геосинклинальные базальты андезитовой формации |

Таким образом, в процессе выплавления основных и ультраосновных магм из мантии имеет место известная дифференциация продуктов выплавления по содержанию железа и, как будет показано ниже, магния. Дифференциация подобного рода, вероятно, осуществляется в пределах верхней мантии, в результате чего в земную кору в различной геологической обстановке поступают продукты различного состава (подробнее этот вопрос рассмотрен ниже при обсуждении распределения магния).

Сопоставление имеющихся геологических и геохимических данных позволяет рассматривать увеличение содержания железа в ультраосновных и основных породах как признак большей глубинности формирования соответствующих разностей. Действительно, среди ультраосновных пород максимальным содержанием железа отличаются гортонолитовые дуниты, глубинное мантийное происхождение которых почти ни у кого не вызывает сомнения (трубообразные тела платиноносных гортонолитовых дунитов в Южной Африке прорывают залежи дунитов бушвельдского комплекса). Весьма высокими содержаниями железа отличаются также перидотиты, присутствующие в виде ксенолитов мантийного вещества в кимберлитовых трубках.



Сходная картина имеет место и в группе основных пород, где железом максимально обогащены глубинные щелочные океанические базальты, а также габбровые серии, связанные с зонами региональных разломов глубокого заложения.

На рис. 6 представлены отношения Al/Fe , свойственные основным породам. На диаграмме наблюдается разделение основных пород на группу габбро, относительно обогащенную алюминием и обедненную железом (в этой группе находятся также описанные В. А. Кутюлиным базальты андезитовой формации) и группу базальтов, обедненную алюминием и обогащенную железом. К группе базальтов близко примыкают «глубинные» габбро океанических островов, Африки и Урала. Океанические базальты Гавайских островов и рифтовые базальты Мадагаскара представляют на диаграмме группу наиболее глубинных бедных алюминием базальтовых расплавов, в то время как базальты океанического дна (главным образом представляющие Средне-Атлантический хребет) ограничивают поле базальтов по максимальному значению Al/Fe отношения. Последнее хорошо согласуется с выводами Д. Грина и А. Рингвуда [43], рассматривающими базальты Средне-Атлантического хребта как продукты выплавления из мантии на глубинах менее 30 км.

При переходе от габбро к диоритам содержание железа снижается от 8,00 до 6,15% при практически неизменном глобальном коэффициенте вариации содержаний (табл. 55). В андезитах же по содержанию железа достаточно четко намечаются три группы. Первая, отличающаяся максимальным содержанием железа (7,40%), представляет

Таблица 55

Железо в диоритах и андезитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информа- ции |
|--|---------------|------|------|-------|--------|-----------------------------|
| Диориты | | | | | | |
| Среднее по 41 региону земного шара (41)* | 6 10 ± 0,30 | 0,97 | 0,16 | 0,41 | 0,03 | |
| Европа, Западная и Централь- ная, общая выборка (24) . . | 6,33 | 2,17 | 0,33 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные реги- оны азиатской части, общая выборка (55) | 6,25 | 1,37 | 0,22 | -0,02 | --0,68 | |
| СССР, Урал (20) | 6,27 | 1,16 | 0,19 | — | — | |
| СССР, Восточное Забайкалье (23) | 6,12 | 1,56 | 0,25 | — | — | |
| Малайзия (20) | 7,08 | 1,42 | 0,20 | — | — | (131) |
| Африка, общая выборка (24) | 5,60 | 1,44 | 0,27 | 0,31 | -0,54 | |
| О-в Мадагаскар (22) | 7,29 | 2,02 | 0,28 | — | — | (154), (238), (207) |
| США, общая выборка (34) . . | 5,42 | 1,44 | 0,27 | -0,12 | -0,27 | |
| Андезиты | | | | | | |
| Среднее по 54 континенталь- ным и субконтинентальным регионам земного шара (54) ** | 5,00 ± 0,24 | 0,87 | 0,18 | -0,17 | 0,09 | |
| Европа | | | | | | |
| Европа, Центральная и Запад- ная, общая выборка (25) . . | 5,47 | 1,56 | 0,29 | -0,06 | -0,02 | |
| Греция (20) | 5,05 | 1,47 | 0,29 | — | — | |
| Италия (20) | 5,40 | 1,22 | 0,23 | — | — | |
| СССР, Кавказ (25) | 4,65 | 0,69 | 0,15 | -0,51 | 1,04 | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные ре- гионы, общая выборка (40) | 4,90 | 1,15 | 0,23 | 0,45 | -0,04 | |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (64) *** | 5,75 | 1,58 | 0,28 | -0,16 | -0,50 | |
| Япония (33) | 6,11 | 1,46 | 0,24 | 0,25 | 0,70 | |
| Малайзия (20) | 6,42 | 1,28 | 0,20 | — | — | (131) |
| Индонезия (21) | 5,00 | 1,64 | 0,33 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| О-в Мадагаскар (20) | 5,55 | 2,13 | 0,38 | — | — | (154), (238), (207) |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (35) . . | 4,23 | 1,10 | 0,26 | 0,26 | --0,69 | |
| США, Скалистые горы (35) . . | 4,17 | 1,14 | 0,27 | — | — | |
| США, Калифорния (26) | 4,10 | 0,88 | 0,22 | — | — | |
| Центральная Америка | | | | | | |
| Общая выборка (24) | 4,72 | 1,35 | 0,29 | — | — | |
| О-в Мартиника (30) | 4,68 | 0,65 | 0,14 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 22.

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информа- ции |
|--|---------------|------|------|-------|------|-----------------------------|
| Южная Америка | | | | | | |
| Общая выборка (28) | 4,80 | 1,11 | 0,23 | — | — | |
| Австралия | | | | | | |
| Новая Зеландия (26) | 4,95 | 1,24 | 0,25 | — | — | |
| Океанические районы | | | | | | |
| Острова Индийского и Тихого океанов (25) **** | 7,40 | 1,59 | 0,21 | -0,12 | 0,87 | |

**** Сноску см. в табл. 22.

собой продукт дифференциации океанических базальтовых серий островов Индийского и Тихого океанов. Параметры распределения железа в этих андезитах существенно не отличаются от приведенных ранее для базальтов дна Атлантического и Тихого океанов. Вторая группа объединяет андезиты Тихоокеанского вулканического пояса (5,75% Fe), являющиеся по содержанию железа аналогами диоритов. Наиболее обширная третья группа представляет собой континентальные андезиты, которые по содержанию железа могут рассматриваться как аналоги кварцевых диоритов и тоналитов. Влияние этой группы определило близость среднего содержания железа в андезитах и кварцевых диоритах.

Средний региональный коэффициент вариации содержаний железа в диоритах по сравнению с габбро (0,32) уменьшается до 0,23. В андезитах по сравнению с базальтами имеет место обратная тенденция и коэффициент вариации возрастает до 0,25. Таким образом, в диоритах и андезитах различий в вариациях колебания железа не наблюдается, что отличает их от основных пород, которым свойственны резкие различия коэффициента вариации содержаний железа в зависимости от условий дифференциации расплава (заметим, что средний региональный коэффициент вариации содержаний железа для всей группы континентальных основных пород также равен 0,23).

Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в диоритах и кварцевых диоритах отдельных регионов колеблется от 0,20 до 0,87, в среднем составляя 0,44¹. Андезиты дают несколько большее отношение (0,52) при региональных колебаниях от 0,30 до 0,70. При этом максимальными значениями отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} отличаются андезитовые производные базальтоидных щелочных серий океанических островов.

Гранодиориты, подобно средним интрузивным породам, не отличаются большой изменчивостью содержаний железа по регионам

¹ См. сноску на стр. 90.

Таблица 56

Железо в гранодиоритах и кварцевых диоритах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источ- ник инфор- мации |
|--|-----------------|------|------|-------|-------|----------------------------------|
| Гранодиориты | | | | | | |
| Среднее по 30 регионам земного ша- ра (30) * | $3,30 \pm 0,22$ | 0,62 | 0,19 | 0,20 | 0,40 | |
| СССР, Кавказ (30) | 2,80 | 0,83 | 0,30 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (95) | 3,47 | 1,03 | 0,30 | 0,02 | 0,61 | |
| СССР, Казахстан, Алтай, общая вы- борка (30) | 3,60 | 1,03 | 0,29 | — | — | |
| СССР, Урал (39) | 3,14 | 1,26 | 0,40 | -0,90 | -0,51 | |
| СССР, Средняя Азия (25) | 3,12 | 0,73 | 0,17 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (45) | 3,12 | 1,35 | 0,43 | -0,44 | -0,70 | |
| Малайзия (20) | 3,36 | 1,34 | 0,40 | — | — | (131) |
| США, Аризона (25) | 3,52 | 1,31 | 0,37 | 0,52 | -1,00 | 283 |
| Канада (28) | 2,87 | 0,80 | 0,28 | 0,41 | -1,01 | (251) |
| Кварцевые диориты и тоналиты | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного ша- ра (25) ** | $4,86 \pm 0,38$ | 0,97 | 0,20 | 0,30 | -0,59 | |
| Финляндия (20) | 4,42 | 1,19 | 0,25 | — | — | (241), (241a) |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (33) | 5,23 | 1,25 | 0,24 | 0,31 | 0,20 | |
| СССР, Урал (27) | 5,63 | 1,44 | 0,27 | 0,20 | 0,35 | |
| СССР, Восточное Забайкалье (32) | 3,95 | 0,90 | 0,23 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 23.

(табл. 56). Вариации в пределах регионов аналогичны отмечавшимся для габбро (средний региональный коэффициент вариации содержания железа равен 0,33), т. е. несколько большие, чем у диоритов. Весьма близкими параметрами распределения железа характеризуются эффузивные аналоги гранодиоритов — дациты, отличающиеся несколько большей ролью трехвалентного железа, что в дальнейшем требует статистического подтверждения (Fe^{3+}/Fe^{2+} в гранодиоритах по отдельным регионам 0,32—0,66, среднее 0,50; в дацитах — среднее 0,62).

В отличие от гранодиоритов для гранитов характерна существенная разница в содержании железа в докембрийских гранитах платформенных регионов и более молодых гранитах рифейских и послерифейских геосинклинальных зон (табл. 57). Намеченное различие позволяет судить о принципиальном изменении геохимической истории железа после формирования дорифейских платформ и становления более молодых складчатых зон, а также о возможной разнице

Таблица 57

Железо в гранитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источ- ник инфор- мации |
|---|---------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------------|
| Среднее по 30 платформен- ным регионам земного ша- ра (30) * | 2,00 ± 0,09 | — | 0,23 | 0,12 | 0,16 | 0,31 | |
| Среднее по 35 геосинкли- нальным регионам зем- ного шара (35) * | 1,60 ± 0,06 | — | 0,19 | 0,12 | 0,59 | -0,62 | |
| Среднее по континенталь- ной коре | 1,85 ± 0,08 | — | 0,21 | 0,12 | — | — | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая вы- борка (92) | 1,97 | — | 0,85 | 0,43 | 0,71 | 1,18 | |
| СССР, Украинский крис- таллический массив (43) | 1,85 | — | 0,70 | 0,38 | 0,06 | -0,99 | |
| СССР, Кавказ (32) | 1,61 | — | 0,59 | 0,37 | 0,06 | -0,42 | |
| Европа, Центральная и За- падная, общая выборка (33) | 1,38 | — | 0,58 | 0,42 | 0,03 | -1,22 | |
| ГДР (29) | 1,66 | — | 0,60 | 0,36 | 0,07 | -0,63 | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные ре- гионы, общая выборка (120) | 1,44 | 0,099 | 0,24 | 0,38 | 0,09 | -0,41 | |
| СССР, Урал (46) | 1,60 (1,68) | 0,186 | 0,190 | 0,30 | -0,37 | -0,46 | |
| СССР, Казахстан (75) | 1,30 | 0,027 | 0,297 | 0,48 | -0,80 | -0,79 | |
| СССР, Средняя Азия (64) | 1,45 | 0,085 | 0,283 | 0,45 | -0,82 | 1,00 | |
| СССР, Забайкалье (142) | 1,45 | 0,104 | 0,234 | 0,37 | -0,59 | 0,23 | |
| СССР, Приморье (42) | 1,44 | 0,093 | 0,234 | 0,37 | 0,63 | 1,30 | |
| СССР, Сибирская платфор- ма (26) | 2,22 | 0,267 | 0,268 | 0,42 | -0,21 | -0,68 | |
| Малайзия (47) | 1,83 | 0,243 | 0,129 | 0,20 | -0,01 | -1,13 | (131) |
| Африка | | | | | | | |
| Общая выборка по плат- форменным регионам (80) | 1,95 | 0,225 | 0,279 | 0,45 | -0,20 | -0,74 | |
| Западная Африка, общая выборка (124) | 2,00 | 0,262 | 0,191 | 0,30 | -0,16 | -0,38 | (156) |
| О-в Мадагаскар (23) | 1,88 | — | 0,69 | 0,37 | -0,08 | -0,85 | (154), (238), (207) |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (114) | 1,91 | — | 0,83 | 0,43 | 0,45 | 0,08 | |
| США, Аризона (20) | 1,86 | — | 0,44 | 0,24 | — | — | (283) |
| США, Скалистые горы и Ка- лифорния (29) | 1,69 | — | 0,66 | 0,39 | -0,49 | -0,49 | |
| Канада (54) | 1,62 | 0,164 | 0,203 | 0,32 | -0,12 | -0,41 | |

* Сноску см. в табл. 24.

в ходе процессов гранитообразования в эти периоды. К сожалению, отсутствие достаточного количества материала, датированного по абсолютному возрасту, не позволило нам провести более детальное расчленение докембрийских гранитных комплексов по содержанию железа и других химических элементов. Эта проблема несомненно представляет собой весьма интересную задачу исследований для геохимиков, работающих в области изучения докембрия.

Другая характерная особенность распределения железа в гранитах — появление логарифмически-нормального распределения во многих региональных выборках. Ряд выборок согласуется как с нормальным, так и с логарифмически-нормальным законом. В этих случаях распределение относилось к закону, характеризующемуся меньшими значениями оценок асимметрии и эксцесса.

Поведение железа в кислых эффузивах (табл. 58) хорошо согласуется с описанным выше для гранитов, хотя глобальные оценки дисперсии распределения содержаний железа в этих породах существенно выше. Помимо различия среднего содержания железа в кислых эффузивах древних платформ и более молодых геосинклинальных регионов в данном случае различны также дисперсии, хотя точность вычисления дисперсии по кислым эффузивам платформенных регионов основана на недостаточном, в общем, объеме информации (16 регионов).

Средний региональный коэффициент вариации содержаний железа в гранитах равен 0,37. Его характерность подчеркивается тем, что из 20 региональных выборок, приведенных в табл. 57, более 30% имеют коэффициент вариации, колеблющийся между 0,36 и 0,38. Кислые эффузивы имеют более высокий средний региональный коэффициент вариации (0,45) и более значительный разброс частных значений коэффициента. Граниты и их эффузивные аналоги выделяются среди прочих магматических пород (исключая кимберлиты) максимальной степенью окисления железа (Fe^{3+}/Fe^{2+} в гранитах в среднем равно 0,60—0,70, в кислых эффузивах оно превышает единицу и в среднем равно 1,5—1,6). Цифры эти, возможно, завышены в результате окисления части двухвалентного железа в процессе обработки и анализа проб.

Распределения железа в щелочных породах (сиенитах, нефелиновых сиенитах и трахитах) в глобальном плане существенно не различаются, лишь фонолиты несколько обеднены этим элементом (табл. 59, 60). Значение 3,6% железа, по-видимому, может быть принято как среднее для щелочных пород при среднем глобальном коэффициенте вариации его содержаний 0,30 и среднем региональном коэффициенте вариации 0,37 (аналогично гранитам). Таким образом, дисперсия железа в щелочных породах практически аналогична имеющей место в гранитоидах, за исключением того, что в глобальном масштабе вариации содержания железа в щелочных породах по отдельным регионам выражены заметно резче, чем в гранитах. Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в щелочных породах также подвержено широким колебаниям. В. И. Герасимовский [37], рассматривая особенности химического

Таблица 58

Железо в кислых эффузивных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источ- ник инфор- мации |
|---|---------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------------|
| Липариты, риолиты, обсидианы, фельзиты и кварцевые порфиры | | | | | | | |
| Среднее по 16 платформенным регионам земного шара (16) * | 2,04 ± 0,31 | — | 0,64 | 0,32 | — | — | |
| Среднее по 34 геосинклиналь- ным регионам земного шара (34) * | 1,50 ± 0,13 | — | 0,35 | 0,23 | 0,44 | 0,38 | |
| Европа | | | | | | | |
| Европа, Центральная и Запад- ная, общая выборка (39) . . | 1,33 | — | 0,73 | 0,55 | 0,69 | 0,84 | |
| Северная Атлантика (24) . . . | 2,00 | — | 0,93 | 0,41 | 0,73 | 0,45 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закав- казье, общая выборка (38) | 1,32 (1,18) | -0,011 | 0,371 | 0,61 | 0,38 | -0,94 | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные реги- оны, общая выборка (65) . . | 1,35 | 0,089 | 0,159 | 0,24 | 0,30 | -0,49 | |
| СССР, Средняя Азия (41) . . . | 1,66 | 0,139 | 0,221 | 0,35 | -0,46 | 1,60 | |
| Африка | | | | | | | |
| Общая выборка по платформен- ным регионам (36) | 2,75 | — | 1,55 | 0,54 | -0,19 | -1,39 | |
| Южная Африка, фельзиты (20) | 3,42 (3,30) | 0,474 | 0,207 | 0,33 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (22) | 2,30 (2,20) | 0,278 | 0,244 | 0,37 | -0,19 | 0,32 | (207), (154), (238) |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (50) . . . | 1,40 | 0,052 | 0,286 | 0,46 | -0,67 | 0,63 | |
| Цациты | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31)** | 3,34 ± 0,26 | — | 0,73 | 0,22 | 0,13 | -1,10 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закав- казье, общая выборка (25) | 3,12 | — | 1,06 | 0,34 | 0,90 | -0,33 | |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (26) *** | 2,95 | — | 1,11 | 0,38 | 0,05 | -1,16 | |
| США, общая выборка (51) . . . | 2,50 | — | 0,73 | 0,29 | 0,31 | 0,72 | |
| Южная Америка, общая вы- борка (21) | 3,23 | — | 1,05 | 0,33 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 25 и 22.

Железо в сиенитах и трахитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|------|-------|---------------------|
| Сиениты | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)* | 3,90 ± 0,38 | 1,23 | 0,32 | 0,07 | 0,04 | |
| Балтийский щит, общая выборка (30) | 3,82 | 1,44 | 0,38 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (72) | 3,80 | 1,66 | 0,44 | 0,70 | —1,02 | |
| СССР, Урал (28) | 4,14 | 1,84 | 0,44 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (25) | 3,48 | 1,37 | 0,39 | — | — | |
| СССР, Восточное Забайкалье (36) | 3,42 | 1,16 | 0,34 | — | — | |
| СССР, Сибирская платформа (24) | 4,02 | 1,64 | 0,41 | — | — | |
| Малайзия (20) | 4,39 | 2,13 | 0,49 | — | — | (131) |
| Южная, Юго-Западная Африка, Южная Родезия, общая выборка (26) | 5,05 | 2,32 | 0,46 | — | — | (207) |
| О-в Мадагаскар (25) | 4,01 | 1,41 | 0,34 | 0,26 | —0,83 | (154), (238), (207) |
| США, общая выборка (30) | 3,30 | 1,45 | 0,43 | 0,25 | —0,30 | |
| Трахиты | | | | | | |
| Среднее по 28 континентальным и субконтинентальным регионам (28)** | 3,30 ± 0,35 | 0,93 | 0,28 | 0,23 | —1,01 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (31) | 3,28 | 1,54 | 0,47 | 0,28 | —1,03 | |
| Италия (31) | 3,46 | 1,11 | 0,32 | 0,69 | —0,83 | |
| О-в Мадагаскар (23) | 3,23 | 1,03 | 0,32 | — | — | (154), (238) |
| США, общая выборка (20) | 2,71 | 0,96 | 0,35 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океанов, общая выборка (32) | 3,10 | 1,24 | 0,40 | 0,36 | 0,64 | |

* Сноски см. в табл. 27.

Таблица 50

Железо в нефелиновых сиенитах и фонолитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информа- ции |
|--|---------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Нефелиновые сиениты | | | | | | | |
| Среднее по 48 регионам земного шара (48)* | 3,40 ± 0,18 | — | 1,14 | 0,34 | 0,42 | 0,29 | |
| Балтийский щит, общая выборка (30) | 3,87 | — | 1,44 | 0,37 | 0,14 | 0,22 | |
| СССР, Кольский п-ов (110) | 4,20 | — | 1,61 | 0,38 | 0,55 | 0,53 | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы азиат- ской части, общая вы- борка (31) | 4,20 | 0,568*** | 0,221 | 0,35 | 0,08 | -0,73 | |
| СССР, Саяны (31) | 5,56 | 0,657 | 0,278 | 0,43 | 0,13 | 1,17 | |
| Южная Африка (20) | 3,30 | 0,479 | 0,175 | 0,27 | — | — | (207) |
| О-в Мадагаскар (20) | 3,97 | 0,566 | 0,175 | 0,27 | — | — | (154), (238), (207) |
| США, общая выборка (25) | 3,16 | 0,450 | 0,187 | 0,29 | — | — | |
| Фонолиты | | | | | | | |
| Среднее по 20 континен- тальным и субконтин- ентальным регионам земного шара (20)** | 3,00 ± 0,31 | — | 0,72 | 0,24 | 0,16 | -0,96 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая вы- борка (24) | 2,89 | — | 1,02 | 0,35 | — | — | |
| Африка, общая выборка (24) | 3,62 | — | 1,19 | 0,33 | 0,46 | -0,23 | |
| О-в Мадагаскар (24) | 2,92 | — | 1,14 | 0,39 | — | — | (154), (238), (207) |
| США, общая выборка (21) | 2,80 | — | 0,81 | 0,29 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийско- го и Атлантического океанов (25) | 3,90 | — | 1,39 | 0,36 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 28.

*** В случаях логарифмически-нормального распределения в таблице дается среднее логарифмов содержаний ($\overline{\lg x}$). В этих случаях также приводятся S_{lg}, A_{lg} и E_{lg}.

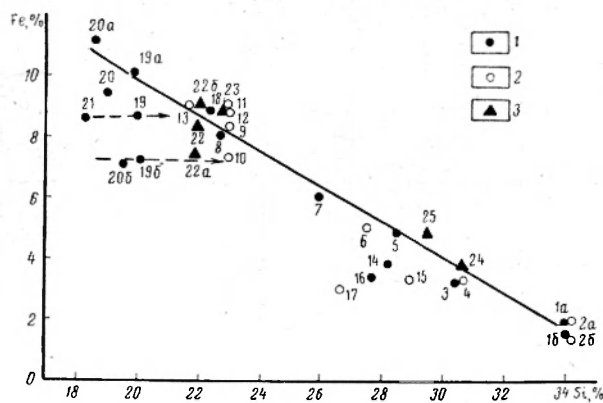


Рис. 7. Вариационная диаграмма железо — кремний в горных породах литосферы

1 — интрузивные породы; 2 — эффузивные породы; 3 — метаморфические породы

1а — гранит платформенный, 1б — гранит геосинклинальный, 2а — кислые эффузивы платформенные, 2б — кислые эффузивы геосинклинальные, 3 — гранодиорит, 4 — дацит, 5 — кварцевый диорит, 6 — андезит, 7 — диорит; 8 — габбро, 9 — базальты геосинклинальные, 10 — базальты Средне-Атлантического хребта, 11 — базальты платформенные, 12 — толситовые базальты Гавайских островов,

13 — базальты океанических островов, 14 — сиенит; 15 — трахит, 16 — нефелиновый сиенит, 17 — фонолит, 18 — пироксенит, 19 — перидотит средний, 19а — перидотит платформенный, 19б — перидотит геосинклинальный, 20 — дунит средний, 20а — дунит платформенный, 20б — дунит геосинклинальный, 21 — кимберлит, 22 — эглогит платформенный, 22а — эглогит геосинклинальный, 23 — амфиболит, 24 — гнейс, 25 — кристаллический сланец

состава щелочных пород Кольского полуострова, отмечает, что величина отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в отдельных массивах колеблется от 0,28 до 4,40. Максимальное отношение 4,4 характерно для Ловозерского массива, отличающегося также максимальным средним коэффициентом агпаитности (1,40). Средняя величина отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} для нефелиновых сиенитов может быть определена лишь приблизительно (порядка 1,3—1,4); для сиенитов она около 0,60; для трахитов и фонолитов 1,20—1,30.

Рассматривая поведение железа в процессе нормальной эволюции силикатных расплавов в пределах литосферы, необходимо сделать вывод об отсутствии сколько-нибудь значительной дифференциации содержаний железа (в глобальном масштабе) между породами ультраосновного и основного состава, непосредственно связанными с выплавлением из мантии (см. табл. 52—54). Значительно более заметная дифференциация железа намечается в рамках отдельных групп пород в зависимости от геологических условий формирования. Резкое падение содержаний железа начинается лишь в продуктах дифференциации основных расплавов, после того как содержание кремния в расплавах превысит предел 23—24%.

На вариационной диаграмме железо — кремний (рис. 7) достаточно четко проявляется общая отрицательная корреляция между железом и кремнием, имеющая место в нормальном ряду магматической дифференциации. Однако наряду с этим в группе основных-ультраосновных пород выделяются отдельные частные ряды, в которых дифференциация идет при постоянном содержании железа или при постоянном содержании кремния. К числу рядов, в которых дифференциация осуществляется путем изменения содержания кремния при постоянном уровне содержания железа, относятся:

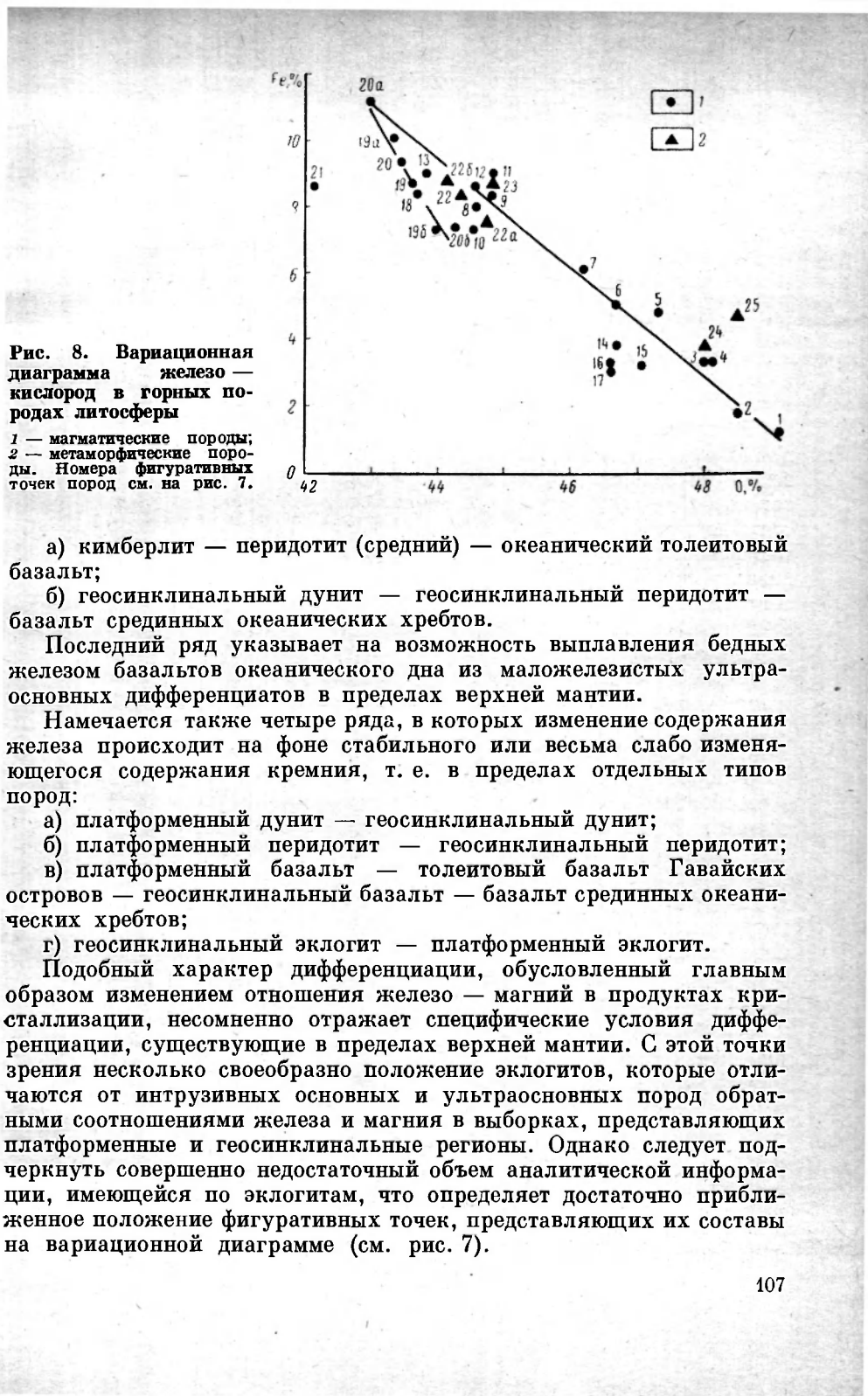


Рис. 8. Вариационная диаграмма железо — кислород в горных породах литосферы
 1 — магматические породы;
 2 — метаморфические породы. Номера фигуративных точек пород см. на рис. 7.

а) кимберлит — перидотит (средний) — океанический толеитовый базальт;

б) геосинклинальный дунит — геосинклинальный перидотит — базальт срединных океанических хребтов.

Последний ряд указывает на возможность выплавления бедных железом базальтов океанического дна из маложелезистых ультраосновных дифференциатов в пределах верхней мантии.

Намечается также четыре ряда, в которых изменение содержания железа происходит на фоне стабильного или весьма слабо изменяющегося содержания кремния, т. е. в пределах отдельных типов пород:

а) платформенный дунит — геосинклинальный дунит;

б) платформенный перидотит — геосинклинальный перидотит;

в) платформенный базальт — толеитовый базальт Гавайских островов — геосинклинальный базальт — базальт срединных океанических хребтов;

г) геосинклинальный эклогит — платформенный эклогит.

Подобный характер дифференциации, обусловленный главным образом изменением отношения железо — магний в продуктах кристаллизации, несомненно отражает специфические условия дифференциации, существующие в пределах верхней мантии. С этой точки зрения несколько своеобразно положение эклогитов, которые отличаются от интрузивных основных и ультраосновных пород обратными соотношениями железа и магния в выборках, представляющих платформенные и геосинклинальные регионы. Однако следует подчеркнуть совершенно недостаточный объем аналитической информации, имеющейся по эклогитам, что определяет достаточно приближенное положение фигуративных точек, представляющих их составы на вариационной диаграмме (см. рис. 7).

Изменение содержания железа в горных породах литосферы в зависимости от содержания кислорода дано на рис. 8. Большая часть изокремниевых рядов дифференциации, представленных на рис. 7, развивается в условиях закономерного изменения содержания кислорода. Увеличение содержания кислорода происходит параллельно уменьшению содержания железа при переходе от платформенных ультрабазитов к их геосинклинальным разностям.

Из вариационных диаграмм (рис. 7, 8) вытекает также несколько обособленное положение геосинклинальных ультрабазитов. В то же время составы ультрабазитов, представляющие их платформенные фации, располагаются на диаграммах на линии, связывающей главные типы интрузивных пород.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Распределение железа в амфиболитах (табл. 61) в глобальном плане соответствует базальтам, но не габбро, хотя коэффициенты вариации содержания железа в региональных выборках амфиболитов выше, чем у базальтов, и скорее соответствуют богатым железом «глубинным» габбровым сериям. Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в амфиболитах в среднем близко 0,4, т. е. аналогично отмеченному выше для базальтов и габбро. Распределение железа в эклогитах полностью соответствует амфиболитам и существенно неотлично, например, от габбро Африки. Имеющиеся данные о различном содержании железа в эклогитах из кимберлитовых трубок и метаморфических пород [64] очень любопытны, поскольку в данном случае наблюдаемые соотношения обратны отмечавшимся выше для ультраосновных пород. Эклогиты из кимберлитов отличаются более низким содержанием железа (среднее 7,40%) по сравнению с эклогитами из метаморфических пород геосинклиналей (среднее 8,86%). К сожалению, недостаточный объем информации не позволяет статистически подтвердить значимость подобного заключения в связи с широким разбросом средних значений, свойственных отдельным местонахождениям эклогитов в метаморфических породах (от 7,2% в эклогите из Новой Каледонии до 13% в эклогитах Шотландии). Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в эклогитах колеблется в пределах 0,4—0,6, что близко к породам габбро-базальтового ряда.

Среднее содержание железа в гнейсах несколько выше, чем в гранодиоритах, в то же время кристаллические сланцы с этой точки зрения соответствуют кварцевым диоритам. Некоторое обеднение железом, отмечаемое при переходе от кристаллических сланцев к гнейсам, по-видимому, связано с частичным выносом железа из разностей гнейсов, в той или иной мере подвергшихся процессу гранитизации. Как в гнейсах, так и в кристаллических сланцах относительно высокий коэффициент вариации содержания железа (средние региональные коэффициенты вариации соответственно равны 0,45 и 0,55) свидетельствует о меньшей упорядоченности его распределения по сравнению с упомянутыми выше интрузивными породами.

Железо в метаморфических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|-----------------------------|--------|-----------------------------|-----------------------------|------------------------|
| Амфиболиты | | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25)* | 8,80 ± 0,36 | — | 0,92 | 0,10 | 0,64 | 0,70 | |
| Балтийский щит, общая выборка (28) | 8,80 | — | 2,12 | 0,23 | 0,44 | 0,66 | |
| СССР, Украинский кри- сталлический массив (46) | 9,82 | — | 2,17 | 0,22 | — | — | |
| СССР, Урал (26) | 8,50 | — | 2,05 | 0,24 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (20) | 8,30 | — | 2,89 | 0,35 | — | — | (154), (207), (251) |
| Канада (20) | 8,72 | — | 2,32 | 0,27 | — | — | |
| Эклогиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16)** | 8,24 ± 0,89 | — | 1,82 | 0,22 | — | — | — |
| Африка, общая выборка (28) | 8,52 | — | 2,39 | 0,28 | 0,24 | -0,82 | (207) |
| Гнейсы | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31)*** | 4,00 ± 0,37 | — | 1,08 | 0,27 | 0,11 | -0,31 | |
| Балтийский щит, общая выборка (50) | 4,00 | — | 1,80 | 0,44 | 0,05 | -0,60 | |
| СССР, Украинский кри- сталлический массив (31) | 3,44 | — | 1,33 | 0,39 | 0,36 | 0,00 | |
| СССР, Сибирская плат- форма (28) | 2,72 | — | 1,25 | 0,45 | 0,31 | -0,90 | |
| Западная Африка, общая выборка (70) | 4,32 | — | 1,98 | 0,45 | 0,28 | -0,28 | (156) |
| О-в Мадагаскар (27) | 5,10 | — | 2,25 | 0,44 | 0,29 | -0,62 | (154), (207) |
| Канада, общая выборка (36) | 3,90 | — | 1,77 | 0,45 | 0,37 | -0,85 | (251) |
| Канада, Квебек, объеди- ненные пробы по гней- сам амфиболитовой фаши (15) | 3,27 | — | 0,37 | (0,11) | — | — | (180) |
| То же, по гнейсам гра- нулитовой фаши (12) | 3,80 | — | 0,59 | (0,15) | — | — | (180) |

* Сноски см. в табл. 29.

Продолжение табл. 51

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|------------------------|
| Кристаллические сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)**** | 4,80 ± 0,37 | — | 1,20 | 0,25 | 0,02 | —0,50 | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы, общая выборка (42) | 5,50 | — | 2,18 | 0,40 | —0,40 | —0,67 | |
| СССР, Урал (20) | 6,24 | — | 1,92 | 0,31 | — | — | |
| Западная Африка, общая выборка (53) | 4,20 (5,00) | 0,512 | 0,415 | 0,70 | 0,58 | —0,45 | (156) |
| Новая Зеландия (27) | 4,80 | 0,649 | 0,167 | 0,26 | 0,14 | —1,26 | |

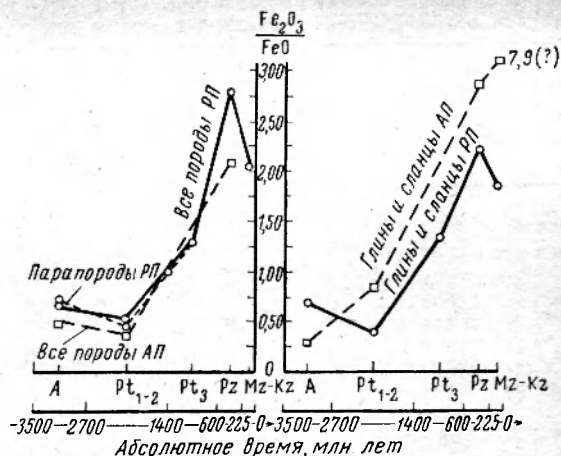
**** Сноску см. в табл. 29.

Примечание. Для логнормально распределенных выборок, в случае, если среднее арифметическое отличается от максимально правдоподобной оценки среднего на 10% или более, то последняя приводится в скобках.

Весь накопленный в настоящее время фактический материал свидетельствует о выносе железа при прогрессивном метаморфизме кристаллических сланцев, идущем с превращением их в гнейсы и особенно при гранитизации последних. С этой точки зрения любая теория, рассматривающая образование гранитов как результат явлений гранитизации, обязана предусмотреть объяснение путей миграции огромных количеств железа, которые должны выноситься из гранитизируемых гнейсов¹. А. Б. Ронов и А. А. Мигдисов [99] отмечают некоторое уменьшение отношения Fe³⁺/Fe²⁺ в условиях интенсивного метаморфизма, получившего развитие в раннем докембри. Однако начиная с протерозоя преобладает обратный процесс, причем проявленный достаточно резко. Изменение отношения Fe³⁺/Fe²⁺ в первичных осадочных породах, подвергавшихся метаморфизму, в сторону увеличения может служить удовлетворительным объяснением этого явления (рис. 9).

¹ Поставленная задача в известной степени облегчается широким развитием в эти периоды железосодержащих метасоматических образований, несущих высокие концентрации железа. А. Б. Ронов и А. А. Мигдисов [99] оценили распространенность железистых пород в пределах щитов и фундамента Русской платформы значением 0,5% от общей площади метаморфических пород.

Рис. 9. Изменение во времени средней величины отношения окисного железа к закисному в породах фундамента и осадочного чехла Русской (РП) и Североамериканской (АП) платформ. По А. Б. Ронову и А. А. Мигдисову



ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Среднее содержание железа, установленное для кристаллических сланцев, хорошо выдерживается в глинах и глинистых сланцах (табл. 62). При этом интенсивное развитие основного вулканизма в архейских геосинклиналях находит четкое отражение в обогащении железом докембрийских осадочных пород [99]. Начиная же с протерозоя имеет место заметное снижение содержания железа в глинистых осадках, свидетельствующее о постепенном исчерпании резервов архейских основных эффузивов и вовлечении в осадочный цикл значительных масс кислых и средних пород (рис. 10). Параллельно со снижением содержания железа в глинах и глинистых сланцах увеличивается отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} , отражая прогрессирующее увеличение количества кислорода в земной атмосфере (см. рис. 9). Содержание железа в современных океанических осадках, в общем, близко отмеченному для глин и глинистых сланцев (табл. 63), подчеркивая известную аналогию в седиментационном накоплении железа в послерифейских глинистых осадках в глобальном масштабе. С учетом соотношения глинистых и известковых осадков среднее содержание железа в пелагических осадках может быть оценено значением 3,66%.

Уже отмечалась исключительная роль окисного железа в транспортировке кислорода в глубокие зоны земной коры в процессе развития геосинклиналей. Сравнивая среднее отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в глинах (2 : 1), глинистых сланцах (1 : 1) и кислых породах гранитного ряда (1 : 1,4—1 : 2), можно ориентировочно оценить количество кислорода, освобождаемого при изменении глинистых осадков в гранодиорит, порядком 1500—2000 г на каждую тонну гранитизированных осадков (исходя из среднего содержания железа в гранодиоритах).

Таблица 12

Железо в осадочных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|--------------------|------|--------------------|--------------------|---------------------|
| Глинистые сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 24 регионам земного шара (24)* | 4,80±0,75 | — | 1,88 | 0,39 | 0,26 | —0,38 | [131] |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (48) | 5,15 | — | 2,30 | 0,45 | 0,34 | —0,66 | |
| Малайзия (22) | 4,70 | — | 2,04 | 0,43 | — | — | |
| Канада (41) | 4,54 | — | 2,02 | 0,49 | 0,29 | —0,60 | |
| Глины | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20)** | 4,80±0,46 | — | 1,05 | 0,23 | — | — | |
| Платформенные регионы, общая выборка (62) | 4,25 | — | 1,41 | 0,33 | — | — | |
| Геосинклинальные регионы, общая выборка (56) | 4,94 | — | 1,53 | 0,31 | — | — | |
| Русская платформа (40) | 3,94 | — | 1,34 | 0,34 | — | — | |
| Пески и песчаники | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20)*** | 2,80±0,40 | — | 0,70 | 0,25 | — | — | |
| Известняки | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20)**** | 0,86 | —0,126 | 0,281 | 0,45 | — | — | [251] |
| Канада (43) | 0,80 | —0,327 | 0,457 | 0,79 | 0,05 | —1,03 | |
| Малайзия (23) | 0,31 | —0,609 | 0,298 | 0,48 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (20) | 2,20 | 0,267 | 0,277 | 0,44 | — | — | |
| Доломиты | | | | | | | |
| Общая (глобальная) вы- борка (94) | 0,30 | —0,664 | 0,335 | 0,53 | 0,39 | 1,00 | [251] |
| Канада (20) | 0,83 | —0,323 | 0,485 | 0,85 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 30.

В табл. 64—66 вычислено распределение железа в осадочной и «гранитной» оболочках литосферы, а также в магматических породах платформенных и геосинклинальных областей континентальной коры (также для «гранитной» оболочки). Некоторое накопление железа в интрузивных породах геосинклинальных областей обусловлено более широким развитием здесь гранодиоритов. В связи с приближенным характером подобных подсчетов, вызванным отсутствием

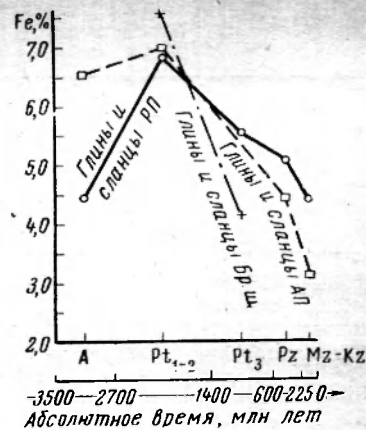


Рис. 10. Изменение во времени среднего содержания железа в глинах и их метаморфических эквивалентах на Русской (РП), Североамериканской (АП) платформах и Бразильском щите (Бр.щ). По А. Б. Ронову и А. А. Мигдисову

Таблица 63

Железо в современных осадках

| Осадки, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|---------------------|
| Глубоководные глинистые океанические (53) | 5,60 ± 0,40 | — | 1,46 | 0,27 | 0,80 | 1,01 | [182] |
| Залив Пария, Венесуэла (12): | | | | | | | |
| глины | 5,20 | — | 0,69 | 0,13 | — | — | |
| пески | 3,10 | — | 1,20 | 0,39 | — | — | |
| Глубоководные карбонатные (14) | 1,84 * | 0,187 | 0,276 | 0,43 | — | — | [182] |

* Точность оценок недостаточна.

Таблица 64

Распределение железа в осадочной оболочке литосферы на континентах

| Породы | Среднее содержание железа, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|-------------------|------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Осадочные | | | | |
| Глинистые сланцы | 4,80 | 0,39 | 53,0 | |
| Глины | 4,80 | 0,23 | | |
| Пески и песчаники | 2,80 | 0,25 | 25,4 | |
| Карбонаты | 0,86 | 0,45 | 20,8 | |
| Эвапориты | 0,29 | Не опр. | 0,8 | |

Продолжение табл. 34

| Породы | Среднее содержание железа, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|---|------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Среднее | 3,44 | 0,32 | 100,0 | 80,4 |
| Эффузивные | | | | |
| Базальты платформенные | 9,00 | 0,13 | 5,6 | |
| Базальты геосинклинальные | 8,40 | 0,12 | 31,1 | |
| Андезиты | 5,00 | 0,18 | 41,3 | |
| Дациты | 3,34 | 0,22 | 0,8 | |
| Кислые эффузивы | 1,77 | 0,32 | 21,0 | |
| Трахиты | 3,30 | 0,28 | 0,1 | |
| Фонолиты | 3,00 | 0,24 | 0,1 | |
| Среднее | 5,60 | 0,19 | 100,0 | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах | 3,86 | 0,29 | | 100,0 |

Таблица 65

Распределение железа в магматических породах платформенных и геосинклинальных областей

| Породы | Платформенные | | Геосинклинальные | |
|------------------------------|---------------|--------------------------------------|------------------|--------------------------------------|
| | \bar{x} , % | Распространенность в относительных % | \bar{x} , % | Распространенность в относительных % |
| Гранит | 2,00 | 74,0 | 1,60 | 43,0 |
| Гранодиорит | 3,30 | 10,8 | 3,30 | 43,0 |
| Кварцевый диорит | 4,86 | 2,4 | 4,86 | 4,0 |
| Диорит | 6,10 | 1,4 | 6,10 | 2,0 |
| Габбро | 7,85 | 10,0 | 7,85 | 7,0 |
| Перидотит | 10,1 | 0,3 | 7,20 | 0,3 |
| Дунит | 11,2 | | 7,00 | |
| Спелит | 3,90 | 1,0 | 3,90 | 0,6 |
| Нефелиновый спелит | 3,40 | 0,1 | 3,40 | 0,1 |
| Среднее | 2,87 | 100,0 | 3,18 | 100,0 |

Таблица 66

Распределение железа в «гранитной» оболочке литосферы

| Породы | Среднее содержание железа, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Гранит | 1,85 | 0,12 | 63,7 | |
| Гранодиорит | 3,30 | 0,19 | 21,5 | |
| Кварцевый диорит | 4,86 | 0,20 | 2,9 | |
| Диорит | 6,10 | 0,16 | 1,6 | |
| Габбро | 7,85 | 0,14 | 9,0 | |
| Перидотит | 8,68 | 0,26 | 0,3 | |
| Дунит | 8,90 | 0,20 | | |
| Сиенит | 3,90 | 0,32 | 0,9 | |
| Нефелиновый сиенит | 3,40 | 0,34 | 0,1 | |
| Среднее | 2,90 | 0,14 | 100,0 | 53,4 |
| Метаморфические | | | | |
| Гнейсы | 3,90 | 0,27 | 84,0 | |
| Кристаллические сланцы | 4,80 | 0,24 | | |
| Кварциты и песчаники | 1,90 | 0,25 | 7,0 | |
| Амфиболиты | 8,80 | 0,10 | 8,2 | |
| Карбонаты | 2,24 * | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 4,53 | 0,24 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 3,66 | 0,19 | | |

* По данным А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова [99].

точных данных о соотношениях гранитов и гранодиоритов в земной коре, существенность этого различия проверить не представляется возможным.

5. МАГНИЙ

Подобно железу магний является характерным элементом мантии Земли, роль которого существенно уменьшается по мере перехода в верхние горизонты литосферы. Однако в отличие от железа магний

Магний в ультраосновных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|--------|------|-------|---------------------------------|
| Дуниты | | | | | | |
| Среднее по 18 регионам земного шара (18)* | 24,4±1,3 | 2,76 | 0,11 | — | — | Г. В. Пинус [79] |
| То же, пересчет на свежий дунит с 0,5% воды (17) | 25,7 | 2,82 | 0,11 | — | — | |
| СССР, Урал (32) | 25,0 | 2,97 | 0,12 | 0,29 | -0,35 | |
| СССР, юг Сибири (25) | 28,0 | 1,60 | 0,06 | 0,24 | -1,23 | |
| Перидотиты | | | | | | |
| Среднее по 28 континентальным регионам земного шара (28)** | 20,5±1,6 | 4,36 | 0,21 | 0,08 | -0,52 | Точность оценок недостаточна |
| Среднее по 14 платформенным регионам земного шара (14) | 18,3 | 1,83 | 0,10 | — | — | |
| Среднее по 14 геосинклинальным регионам земного шара (14) | 22,7 | 1,82 | 0,08 | — | — | То же |
| Европа, платформенные регионы, общая выборка (20) | 19,0 | 5,74 | 0,30 | — | — | Г. В. Пинус [79] |
| СССР, Урал (26) | 22,4 | 4,65 | 0,21 | — | — | |
| СССР, юг Сибири, гарцбургиты (32) | 27,0 | 1,52 | (0,06) | 0,32 | 0,07 | |
| Африка, общая выборка (25) | 18,0 | 4,03 | 0,23 | — | — | Г. В. Пинус [79] |
| Северная Америка, общая выборка (20) | 20,5 | 6,15 | 0,30 | — | — | |
| Пироксениты | | | | | | |
| Среднее по 35 регионам земного шара (35)*** | 11,5±1,06 | 3,18 | 0,28 | 0,07 | -0,69 | Г. В. Пинус [79] |
| СССР, Урал (33) | 11,6 | 2,06 | 0,18 | — | — | |
| Южная Африка (20) | 17,4 | 5,19 | 0,30 | — | — | |
| Северная Америка, общая выборка (24) | 12,3 | 3,02 | 0,25 | — | — | |
| Кимберлиты | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16)**** | 13,5+2,65 | 5,42 | 0,40 | — | — | Г. В. Пинус [79] |
| То же, пересчет на свежий кимберлит с 0,5% воды (16) | 14,0 | 5,60 | 0,40 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 19.

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | v | A | E | Источники информации |
|--|---------------|------|------|------|------|-------------------------|
| Южная Африка (56) | 15,1 | 2,95 | 0,20 | 0,24 | 0,23 | |
| То же, пересчет на свежий кимберлит с 0,5% воды(56) | 17,4 | 3,48 | 0,20 | — | — | |
| Пикриты | | | | | | |
| Среднее по 12 районам (12) ***** | 14,7 ± 1,6 | 2,81 | 0,19 | — | — | |

***** Сноску см. в табл. 19.

на ранних стадиях магматической кристаллизации гораздо более мобилен, и его средние содержания в различных типах ультраосновных и основных пород колеблются достаточно резко.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В группе ультраосновных пород колебания в среднем содержании магния в ряде случаев превышают 100% (табл. 67). Подобно тому, что отмечалось для железа, среднее содержание магния в ультраосновных породах (дунитах и перидотитах), развитых в пределах древних платформ и геосинклинальных регионов, не равнозначно. К сожалению, ограниченный объем информации, доступной по дунитам, не позволяет подтвердить намеченное различие (25,0% Mg для платформенных дунитов и 27,2% для дунитов геосинклинальных зон) статистически, однако в случае перидотитов различие однозначно обосновывается при помощи статистических критериев. При этом (в противоположность железу) более высокое содержание магния характерно для дунитов и перидотитов, формировавшихся в пределах геосинклинальных зон.

Соотношение различных групп дунитов дано на рис. 11, где намеченное разделение на платформенную и геосинклинальную их фации прослеживается достаточно четко. При этом характерно обогащение железом дунитов океанических островов (о-в Реюньон)¹ и находки точки, представляющей дуниты Урала (связанные с тектонической зоной глубокого заложения) в пределах поля платформенных дунитов. Минимальное содержание железа в группе платформенных дунитов показало среднее для 27 оливиновых включений из кимберлитов и базальтов [212]. Подобные реликтовые включения мантийного вещества, вероятно, должны рассматриваться как остаточные продукты выплавления мантии, закономерно потерявшие часть железа в процессе выплавления.

¹ На диаграмму не нанесены резко обогащенные железом гортонолитовые дуниты Африки.

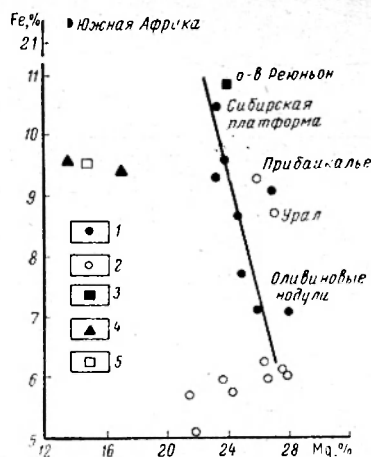


Рис. 11. Вариационная диаграмма железо — магний в дунитах

1 — дуниты платформенных областей; 2 — дуниты геосинклинальных областей; 3 — дуниты океанических островов; 4 — кимберлиты; 5 — пикриты (4 и 5 для сравнения)

Таким образом, как уже отмечалось при обсуждении распределения железа в ультраосновных породах, в пределах верхней мантии имеет место четкая дифференциация ультрабазитов по содержанию железа и магния. Причиной подобной дифференциации, вероятно, являются достаточно резкие различия в температурах плавления и удельных весах силикатов железа и магния. Как известно, кристаллизация оливина и пироксена из расплава приводит к обогащению остаточной жидкости железом по сравнению с магнием. Первыми из расплава обычно выделяются кристаллы, обогащенные магнием, хотя результаты экспериментальных работ Боуэна с сотрудниками позволяют судить, что в системе $MgO-FeO-SiO_2$ из расплавов с умеренным содержанием железа первыми выделяются пироксены, которые затем реагируют с расплавом с образованием оливинов, обогащенных железом [150]. Казалось бы, ранняя кристаллизация обогащенных магнием оливинов и пироксенов из очагов ультраосновного расплава может вызвать отжимание богатой железом остаточной жидкости в верхние горизонты мантии или в земную кору. Однако в целом подобное явление маловероятно из-за значительно большей плотности силикатов железа по сравнению с аналогичными соединениями магния, что особенно резко проявляется в случаях оливина (фаялит $d = 4,14$; форстерит $d = 3,19$) и граната ($Mg_3Al_2[SiO_4]_3 - d = 3,5$; $Fe_3Al_2[SiO_4]_3 - d = 4,2$).

Подобные свойства силикатов магния и железа, а также высокая плотность окисных соединений железа в условиях верхней мантии должны были явиться причиной гравитационной дифференциации вещества в направлении обогащения магнием верхних горизонтов мантии и постепенного увеличения содержания железа с глубиной. Подобная дифференциация в условиях мантийных высоких температур должна иметь место и до перехода вещества в жидкое состояние, т. е. до появления очагов расплава. Результатом дифференциации является также некоторая перестройка катион-кислородного каркаса

мантии в соответствии с отмеченной тенденцией к уменьшению общего содержания кислорода и увеличению отношения сумма катионов — кислород в направлении глубоких частей мантии. Убедительное подтверждение подобной тенденции — существенное обогащение магнием и обеднение железом дунитов и перидотитов океанического дна, поднимаемых при тралении и, вероятно, представляющих наиболее верхние горизонты мантии.

Среднее содержание магния в перидотитах платформенных областей близко к кимберлитам (особенно кимберлитам Африки) и пикритам. Характерна также близость отношений Fe/Mg и Si/Mg в кимберлитах и платформенных пикритах (табл. 68). Рассматривая кимберлиты и пикриты как наиболее глубокие выплавки мантийного вещества [19, 43, 212], можно сделать вывод и о связи относительно бедных магнием платформенных перидотитов с более глубокими горизонтами мантии по сравнению с их геосинклинальными аналогами. В табл. 68 ультраосновные породы расположены в порядке убывания величины среднего Fe/Mg отношения.

Таблица 68

Отношения Fe/Mg и Si/Mg в ультрабазитах

| Породы | Fe/Mg | Si/Mg |
|---------------------------------------|-------|-------|
| Пироксенит | 0,78 | 2,1 |
| Пикрит | 0,65 | 1,3 |
| Кимберлит | 0,56 | 1,3 |
| Перидотит платформенный | 0,55 | 1,1 |
| Дунит платформенный | 0,45 | 0,75 |
| Перидотит геосинклинальный | 0,32 | 0,83 |
| Дунит геосинклинальный | 0,26 | 0,72 |
| Перидотит океанического дна | 0,24 | |

Не рассматривая пироксениты, положение которых в общей схеме не вполне ясно, следует отметить общую закономерность, выражающуюся в уменьшении величины Fe/Mg отношения (т. е. в относительном увеличении роли магния и уменьшении роли железа) от пикритов и платформенных перидотитов через кимберлиты и платформенные дуниты к ультрабазитам геосинклиналей. В этом же направлении изменяется и величина отношения Si/Mg.

С рассматриваемой позиции значение 39,32% MgO (23,60% Mg), предлагаемое А. Рингвудом и др. [90], а также 41,3% MgO (24,78% Mg), вычисленное П. Харрисом и др. [212] как среднее содержание магния в недифференцированной верхней мантии, может быть отнесено лишь к обогащенным магнием ультраосновным дифференциатам верхней мантии и вряд ли может представлять ее средний состав.

Количественные соотношения между различными типами ультрабазитов в литосфере точно неизвестны, хотя резкое преобладание

перидотитов над другими типами ультраосновных пород несомненно. До получения более определенных характеристик значение 21% может быть принято как наиболее вероятное среднее содержание магния в ультраосновных породах.

В основных породах по сравнению с ультрабазитами содержание магния падает более чем в три раза (табл. 69 и 70). При этом габброиды геосинклинальных регионов в среднем содержат на 22% (относительных) меньше магния, чем габбро древних платформ, т. е. в данном случае имеет место закономерность, обратная отмеченной для ультрабазитов.

Если же попытаться сопоставить в глобальном масштабе распределение магния в габбро и базальтах, то окажется что габбро геосинклинальных регионов с этой точки зрения точно соответствует континентальным базальтам, а габбро древних платформ — океаническим базальтам:

| | Mg, % S | |
|------------------------------------|---------|------|
| габбро древних платформ | 4,65 | 0,70 |
| океанические базальты | 4,60 | 0,75 |
| габбро геосинклиналей | 3,80 | 0,71 |
| континентальные базальты | 3,93 | 0,67 |

Отмеченную особенность распределения магния в габброидах можно объяснить более глубинным происхождением габбровых пород, связанных с зонами разломов глубокого заложения, в пределах древних платформ. Содержание магния заметно увеличивается также в тех сериях геосинклинальных габброидов, для которых имеются геологические предпосылки их связи с глубинными разломами. Так, габбро Урала по содержанию магния соответствуют платформенным габбро и, соответственно, близки океаническим базальтам.

Переходя к средним породам, необходимо подчеркнуть достаточно четкое расчленение андезитов по содержанию магния на две основные группы (табл. 71). Наиболее обширная из них — андезиты геосинклинальных регионов — по содержанию магния соответствует кварцевым диоритам. Заметно обогащены магнием андезиты, развитые в пределах древних платформ: в них среднее содержание магния приближается к содержанию свойственному диоритам. Содержание магния в андезитах заметно увеличивается в регионах, где эффузивные серии, содержащие андезиты, связаны с глубинными зонами разломов в пределах древних щитов (Восточная Африка, о-в Мадагаскар и др.). Характерно, что андезиты Тихоокеанского вулканического пояса по содержанию магния занимают как бы переходное положение между двумя намеченными группами. Среднее содержание магния в тихоокеанских андезитах аналогично выведенному среднему значению для андезитов литосферы. Взаимоотношения между различными группами средних пород наглядно

Таблица 59

Магний в габбро

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источники и формации |
|--|---------------|--------------------|--------------------|------|--------------------|--------------------|---------------------------|
| Среднее по 22 платформенным регионам земного шара (22)* | 4,70±0,30 | — | 0,72 | 0,15 | — | — | |
| Среднее по 23 геосинклинальным регионам земного шара (23)* | 3,80±0,29 | — | 0,71 | 0,19 | — | — | |
| Среднее по 45 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (45)* | 4,20 | — | 0,88 | 0,21 | 0,30 | -0,62 | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (45) | 4,90 | 0,623 | 0,239 | 0,37 | -0,20 | 0,24 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (38) | 4,00 | 0,575 | 0,158 | 0,24 | — | — | |
| ГДР (24) | 4,88 | 0,619 | 0,251 | 0,40 | — | — | |
| СССР, Кавказ и Закавказье, общая выборка (21) | 3,32 | 0,504 | 0,132 | 0,20 | — | — | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (64) | 4,20 | 0,580 | 0,204 | 0,32 | -0,05 | -0,19 | |
| СССР, Урал (91) | 4,82 | 0,626 | 0,204 | 0,32 | -0,08 | 0,19 | |
| СССР, Алтай и Западная Сибирь (30) | 4,63 | 0,640 | 0,152 | 0,23 | — | — | |
| Африка | | | | | | | |
| Южная, Юго-Западная Африка и Южная Родезия, общая выборка (21) | 5,20 | 0,633 | 0,283 | 0,45 | — | — | [207] |
| Южная Африка, нориты (38) | 5,82 | 0,580 | 0,409 | 0,69 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар (30) | 4,19 | 0,582 | 0,189 | 0,29 | — | — | [154], [238], [207] |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (58) | 3,53 | 0,513 | 0,176 | 0,27 | 0,44 | 0,55 | |
| Канада, общая выборка (30) | 3,22 | 0,477 | 0,167 | 0,26 | — | — | [251] |

Сноски см. в табл. 20.

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------|--------|--------------------|--------------------|------------------------|
| Канада, анортозитовое габбро (37) | 1,87 | 0,235 | 0,180 | 0,28 | — | — | |
| Канада, анортозиты (28) | 0,49 | -0,457 | 0,365 | (0,60) | — | — | |
| Океанические районы | | | | | | | |
| О-ва Атлантического, Индийского и Тихого океанов (10)** | 4,88 | — | 0,97 | 0,20 | — | — | |

** Сноску см. в табл. 20.

иллюстрируются на вариационной диаграмме (рис. 12), на которой достаточно четко проявляется прямая корреляционная зависимость между железом и магнием во всех представителях средних пород.

Отмеченное несоответствие в содержании магния в интрузивных и эффузивных аналогах средних пород не характерно для пород гранодиоритового ряда (табл. 72). При этом между диоритами и гранодиоритами имеет место достаточно резкий разрыв: кварцевые

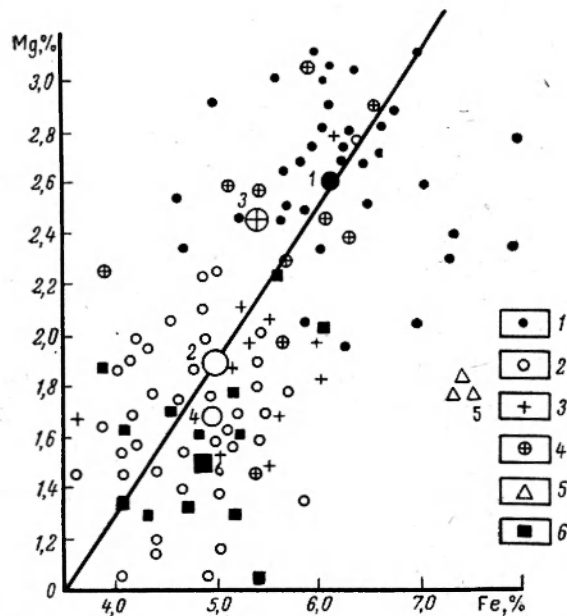


Рис. 12. Вариационная диаграмма железо — магний в средних породах

1 — диориты; 2 — андезиты геосинклинальных областей; 3 — то же, Тихоокеанский вулканический пояс; 4 — андезиты платформенных областей; 5 — андезиты океанических островов; 6 — кварцевые диориты

Средние составы: 1 — диорит, 2 — андезит, 3 — андезит платформенный, 4 — андезит геосинклинальный, 5 — андезит Тихоокеанского пояса, 6 — кварцевый диорит

Магний в базальтах

Таблица 70

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|------|-------|-------------------------|
| Общий базальт (1996) | 3,98 | 1,27 | 0,32 | — | — | [249] |
| Платформенные базальты | | | | | | |
| Среднее по 23 платформенным регионам земного шара (23) * | 3,90±0,27 | 0,66 | 0,17 | — | — | |
| Трапсы древних платформ (258) | 3,75 | 0,80 | 0,21 | — | — | В. А. Ку- толин [63] |
| Трапсы и базальты Сибирской платформы (167) | 3,90 | 0,86 | 0,22 | — | — | |
| Трапсы и базальты Индии (24) | 3,40 | 0,66 | 0,19 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (35) | 4,20 | 0,83 | 0,20 | — | — | [154], [238], [207] |
| Базальты геосинклинальных регионов | | | | | | |
| Среднее по 25 геосинклиналь- ным регионам земного шара (25) ** | 3,90±0,27 | 0,68 | 0,17 | 0,23 | —0,48 | |
| Континентальная оливин-ба- зальтовая формация (276) | 4,21 | 1,19 | 0,29 | — | — | В. А. Ку- толин [63] |
| Базальты андезитовой форма- ции (355) | 3,24 | 1,02 | 0,32 | — | — | |
| Диабазы Урала (20) | 3,82 | 0,84 | 0,22 | — | — | |
| Базальты Приморья (20) . . . | 3,76 | 0,86 | 0,23 | — | — | |
| Океанические базальты | | | | | | |
| Среднее по 37 островам Ти- хого, Индийского и Атлан- тического океанов (37) . . . | 4,60±0,24 | 0,75 | 0,16 | 0,05 | 0,05 | |
| Океанические толеитовые ба- зальты (110) | 4,67 | 0,74 | 0,16 | — | — | В. А. Ку- толин [63] |
| Океанические щелочные ба- зальты (118) | 4,61 | 1,56 | 0,34 | — | — | [246] |
| Гавайские о-ва (150) | 5,00 | 1,05 | 0,21 | — | — | |
| О-в Реюньон (34) | 5,00 | 1,65 | 0,33 | — | — | [154] |
| Средне-Атлантический хребет (33) | 5,12 | 1,19 | 0,23 | — | — | В. Мэлсон [253] |

* Сноски см. в табл. 21.

Таблица 71

Магний в диоритах и андезитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S или S_{lg} | V | A или A_{lg} | E или E_{lg} | Источник информации |
|---|-------------------------|-------------------|------|-------------------|-------------------|---|
| Диориты | | | | | | |
| Среднее по 41 региону земного шара (41)* | 2,56±0,15 | 0,49 | 0,19 | 0,28 | -0,83 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (21) | 2,67 | 0,81 | 0,30 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (53) | 2,73 | 0,90 | 0,33 | 0,33 | -0,36 | |
| СССР, Урал (21) | 2,69 | 0,69 | 0,26 | — | — | |
| СССР, Восточное Забайкалье (27) | 3,00 | 1,23 | 0,41 | — | — | Ю. Н. Спомпюр, Р. М. Романова [154], [238], [207] |
| О-в Мадагаскар (22) | 2,30 | 0,91 | 0,40 | — | — | [251] |
| США, общая выборка (34) | 2,08 | 0,87 | 0,42 | 0,53 | -0,13 | |
| Канада (21) | 2,72 | 1,12 | 0,41 | — | — | [251] |
| Андезиты | | | | | | |
| Среднее по 54 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (54)** | 1,90±0,12 (0,264—1g) | 0,138 | 0,21 | 0,67 | -0,10 | |
| Среднее по 14 платформенным регионам (14) | 2,45 | 0,95 | 0,39 | — | — | |
| Среднее по 40 геосинклинальным регионам | 1,68±0,13 | 0,42 | 0,25 | 0,30 | 0,06 | |
| Европа | | | | | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (26) | 1,70 | 0,77 | 0,46 | — | — | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (35) | 1,74 | 0,54 | 0,31 | — | — | |
| Италия (20) | 1,80 | 0,77 | 0,43 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (30) | 1,90 | 0,76 | 0,40 | 0,29 | -0,34 | |
| СССР, Центральный Казахстан (54) | 1,85 | 0,71 | 0,38 | — | — | |
| Япония (36) | 1,81 | 0,84 | 0,46 | 0,21 | -1,00 | |
| Индонезия (21) | 1,53 | 0,74 | 0,47 | — | — | |

* Сноска см. в табл. 22.

Продолжение табл. 71

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S или S_{lg} | V | A или A_{lg} | E или E_{lg} | Источник информации |
|---|---------------|-------------------|--------|-------------------|-------------------|---------------------|
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (46)*** | 1,97 | 0,75 | 0,38 | 0,14 | -0,45 | |
| Африка | | | | | | |
| Общая выборка (30) | 2,84 | 1,22 | 0,43 | — | — | |
| Восточная Африка и Мадагаскар, общая выборка (21) | 2,28 | 0,95 | 0,41 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (44) | 1,70 | 0,60 | 0,35 | 0,21 | -0,26 | |
| США, Скалистые горы (34) | 1,54 | 0,77 | 0,50 | — | — | |
| США, Невада (21) | 1,45 | 0,49 | 0,34 | — | — | |
| США, Калифорния (28) | 1,88 | 0,65 | 0,35 | — | — | |
| Центральная Америка | | | | | | |
| Общая выборка (25) | 1,40 | 0,63 | 0,45 | — | — | |
| О-в Мартиника (30) | 1,51 | 0,28 | (0,19) | — | — | |
| Австралия | | | | | | |
| Новая Зеландия (20) | 1,59 | 0,44 | 0,28 | — | — | |
| Океанические районы | | | | | | |
| О-ва Тихого и Индийского океанов (33)**** | 1,78 | 0,72 | 0,40 | -0,34 | 0,66 | |

*** Сноски см. в табл. 22.

Таблица 72

Магний в гранодиоритах и кварцевых диоритах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S или S_{lg} | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|-------------------|------|------|-------|---------------------------------|
| Гранодиориты | | | | | | |
| Среднее по 30 регионам земного шара (30)* | 1,10±0,07 | 0,21 | 0,19 | 0,53 | -0,18 | А. М. Демин и А. А. Ситнин [48] |
| СССР, Кавказ (58) | 0,84 | 0,49 | 0,58 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы восточной части, общая выборка (124) | 1,20 | 0,43 | 0,36 | 0,44 | 0,36 | |
| СССР, Средняя Азия (25) | 1,12 | 0,31 | 0,28 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (26) | 1,22 | 0,37 | 0,30 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 23.

Продолжение табл. 72

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | $\bar{x}, \%$ | S или S_{lg} | V | A | E | Источник информации |
|--|--------------------------|-------------------|--------------|--------|--------|---|
| СССР, Восточное Забайкалье (83) | 1,20 | 0,49 | 0,41 | — | — | Ю. Н. Спо- мнор и Р. М. Ро- манова |
| Африка, о-в Мадагаскар (22) Канада (29). Распределение логнормальное | 0,96 0,92 (-0,069) | 0,34 0,148 | 0,35 0,22 | — — | — — | [251] |
| Кварцевые диориты и тона- литы | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам зем- ного шара (25)** | 1,57±0,19 | 0,48 | 0,31 | 0,10 | -0,90 | |
| Финляндия (20) | 1,72 | 0,55 | 0,32 | — | — | |
| СССР, Кавказ (26) | 0,93 | 0,43 | 0,47 | — | — | А. М. Де- мин и А. А. Ситниа [48] |
| СССР, геосинклинальные ре- гионы восточной части, об- щая выборка (24) | 1,76 | 0,58 | 0,33 | — | — | |
| СССР, Урал (27) | 2,23 | 0,86 | 0,39 | — | — | |
| СССР, Восточное Забайкалье (46). Распределение логнор- мальное (приведены максима- льно правдоподобные оцен- ки) | 1,86 | 0,68 | 0,37 | — | — | Ю. Н. Спо- мнор и Р. М. Романова |

* Сноску см. в табл. 23.

Таблица 73

Магний в гранитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | $\bar{x}, \%$ | $\frac{1}{lg x}$ | S или S_{lg} | V | A_{lg} | E_{lg} | Источник информации |
|---|---------------|------------------|-------------------|------|----------|----------|------------------------|
| Среднее по 65 регионам земного шара (65)* | 0,33 | -0,507 | 0,141 | 0,22 | -0,22 | 0,22 | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (88) | 0,32 | -0,660 | 0,378 | 0,62 | -0,17 | 0,50 | |
| Финляндия (54) | 0,28 | -0,698 | 0,392 | 0,66 | — | — | [241], [241a] |

* Сноску см. в табл. 24.

Продолжение табл.

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | %, % | S или lg | V | lg | E _{lg} | Источники информации | | | | | | |
|---|------|-------------|-------|--------|-----------------|-------------------------|---------------------|--|--|--|--|--|
| СССР, Украинский кристаллический массив (41) | 0,37 | -0,574 | 0,362 | 0,59 | | | | | | | | |
| СССР, Кавказ (34) | 0,39 | -0,531 | 0,324 | 0,52 | | | | | | | | |
| Там же, нормальные границы (124) | 0,42 | -0,481 | 0,333 | (0,54) | | А. М. Де-Виттн [48] | | | | | | |
| (0,47) | | | | | | | | | | | | |
| Там же, лейкократовые микроклип-альбитовые граниты (21) | 0,20 | | 0,18 | (0,90) | | То же | | | | | | |
| Там же, алекситы (13) | 0,19 | -0,824 | 0,286 | (0,46) | | | | | | | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (29) | 0,32 | -0,700 | 0,436 | 0,74 | | | | | | | | |
| Азия | | | | | | | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (204) | 0,34 | -0,628 | 0,377 | 0,62 | 0,43 | 0,18 | | | | | | |
| СССР, Урал (62) | 0,27 | -0,688 | 0,329 | 0,54 | 0,30 | -0,38 | | | | | | |
| СССР, Алтай (83) | 0,31 | -0,667 | 0,374 | 0,62 | | | | | | | | |
| СССР, Казахстан (97) | 0,33 | -0,729 | 0,469 | 0,81 | | | | | | | | |
| Там же, Капский массив (58) | 0,27 | -0,697 | 0,348 | (0,57) | | | | | | | | |
| СССР, Средняя Азия (66) | 0,30 | -0,660 | 0,335 | 0,54 | | | | | | | | |
| СССР, Забайкалье (155) | 0,38 | -0,609 | 0,411 | 0,69 | -0,17 | -0,82 | | | | | | |
| Там же, Хангайл-Шилейский массив (29) | 0,20 | -0,777 | 0,287 | (0,46) | | | | | | | | |
| СССР, Сибирская платформа (33) | 0,32 | -0,598 | 0,303 | 0,49 | | | | | | | | |
| СССР, Дальний Восток и Приамурье (38) | 0,31 | -0,638 | 0,346 | 0,56 | | | | | | | | |
| Малайзия (40) | 0,40 | -0,545 | 0,362 | 0,59 | | | [131] | | | | | |
| Африка | | | | | | | | | | | | |
| Общая выборка (64) | 0,33 | -0,611 | 0,349 | 0,57 | 0,41 | 0,90 | | | | | | |
| «Молодые границы» (51) | 0,17 | -0,856 | 0,281 | (0,41) | | | | | | | | |
| О-в Мадагаскар (23) | 0,27 | -0,721 | 0,381 | 0,63 | | | [154], [238], [207] | | | | | |
| Северная Америка | | | | | | | | | | | | |
| США, общая выборка (115) | 0,21 | -0,856 | 0,287 | 0,64 | | | | | | | | |
| Канада (50) | 0,23 | -0,790 | 0,369 | 0,61 | | | | | | | | |
| Южная Америка | | | | | | | | | | | | |
| Общая выборка (30) | 0,32 | -0,680 | 0,407 | 0,68 | | | | | | | | |
| Австралия (20) | 0,31 | -0,644 | 0,342 | 0,56 | | | | | | | | |

Таблица 74

Распределение магния в танталоносных и безрудных
на тантал гранитах

| Граниты (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} |
|--|---------------|--------------------|-----------------|
| Безрудные на тантал и ниобий комплексы гранитоидов. Украина, Урал, Забайкалье (45) | 0,60±0,18 | 0,286 | 0,311 |
| Безрудные на тантал пегматитоносные комплексы гранитоидов. Забайкалье, Средняя Азия (35) | 0,48±0,06 | -0,360 | 0,187 |
| Гранитоиды материнские для танталоносных пегматитов. Забайкалье, Восточный Казахстан (59) | 0,36±0,06 | -0,442 | 0,268 |
| Комплексы гранитоидов, с которыми связаны грейзеновые месторождения без тантало-ниобиевой минерализации. Казахстан, Алтай, Забайкалье (39) | 0,22±0,006 | -0,686 | 0,298 |
| Гранитоидные комплексы, материнские для танталоносных апогранитов (23) | 0,12±0,024 | — | 0,06 |

диориты более близки гранодиоритам, чем диоритам (в диоритах Mg 2,60%, в кварцевых диоритах 1,57%; в гранодиоритах 1,10%). Еще более резкий разрыв в содержании магния наблюдается между гранодиоритами и гранитами (0,33% Mg) (табл. 73). Интересно, что в отличие от железа для последних не отмечено различия в распределении магния в гранитах древних платформ и геосинклиналей.

В то же время магний является единственным из породообразующих элементов, для которого выявлена связь между распределением элемента в гранитах и рудоносностью последних с точки зрения редких элементов (табл. 74). Намеченные вариации в содержании магния скорее всего связаны с явлениями послемагматического изменения гранитов, к которым магний очень чувствителен.

Эффузивные континентальные аналоги гранитов (табл. 75) отличаются несколько меньшим (однако статистически значимым) содержанием магния и большим глобальным коэффициентом вариации его содержаний (региональные коэффициенты вариации близки). Влияние контаминации на увеличение среднего содержания магния в гранитах по сравнению с кислыми эффузивами является одним из возможных объяснений этого явления. Следует подчеркнуть, что некоторое увеличение среднего содержания магния характерно также для щелочных интрузивных пород по сравнению с их эффузивными континентальными и субконтинентальными аналогами (табл. 76, 77). Что же касается эффузивных кислых и щелочных пород океанической коры, то здесь конечные дифференциаты эффузивных серий, представленные кислыми лавами или эффузивами трахитового ряда, содержат значительно меньше магния, чем их континентальные аналоги. В то же время океанические фonoлиты, проявляющие прямую

Таблица 75

Магний в кислых эффузивах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\lg \bar{x}$ | S_{lg} | V | A_{lg} | E_{lg} | Источ- ник инфор- мации |
|---|---------------|---------------|-------------|------|-------------|--------------|----------------------------------|
| Риолиты, липариты, обсидианы, фельзиты, кварцевые порфиры | | | | | | | |
| Среднее по 50 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (50) * | 0,24 | -0,665 | 0,228 | 0,35 | 0,34 | -0,60 | |
| Европа | | | | | | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (21) | 0,32 (0,27) | -0,727 | 0,382 | 0,63 | — | — | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье (35) | 0,24 (0,17) | -0,919 | 0,382 | 0,63 | — | — | |
| Северная Атлантика (23) | 0,09 | -1,115 | 0,285 | 0,45 | — | — | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, Средняя Азия (38) | 0,23 (0,19) | -0,852 | 0,342 | 0,56 | — | — | |
| СССР, Забайкалье, Дальний Восток и Приморье, общая выборка (21) | 0,30 (0,22) | -0,788 | 0,350 | 0,57 | — | — | |
| Африка | | | | | | | |
| Общая выборка (50) | 0,37 (0,30) | -0,784 | 0,480 | 0,84 | 0,24 | -0,42 | [207] |
| Южная Африка (20) | 0,31 | -0,804 | 0,529 | 0,95 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (67) | 0,23 (0,19) | -0,871 | 0,392 | 0,65 | 0,17 | -1,10 | |
| Австралия | | | | | | | |
| Австралия и Новая Зеландия, общая выборка (23) | 0,25 (0,20) | -0,890 | 0,412 | 0,69 | — | — | [237] |
| Дацииты | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31) ** | 1,10 | -0,033 | 0,177 | 0,28 | 0,50 | -0,11 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (30) | 0,86 | — | 0,58 (S) | 0,41 | 0,36 (A) | -0,20 (E) | |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (24) | 0,83 | -0,144 | 0,235 | 0,37 | — | — | |
| Япония (20) | 0,67 | -0,238 | 0,237 | 0,37 | — | — | |
| США, общая выборка (55) | 0,72 | -0,236 | 0,286 | 0,46 | 0,06 | -0,34 | |
| Южная Америка, общая выборка (21) | 0,98 | -0,068 | 0,292 | 0,36 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 25.

Примечание. Если максимально правдоподобная оценка среднего арифметического превышает обычную оценку более чем на 10%, то она приводится в скобках рядом с оценкой среднего арифметического.

Магний в сиенитах и трахитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S_{lg} | v | A_{lg} | E_{lg} | Источник информации |
|--|----------------|--------------------|----------|------|----------|----------|------------------------|
| Сиениты | | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)* . . . | 0,84 | -0,192 | 0,267 | 0,42 | -0,06 | -0,62 | |
| Балтийский щит, общая выборка (29) | 0,99 | -0,180 | 0,404 | 0,68 | -0,39 | -0,60 | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (48) | 1,00 | -0,169 | 0,392 | 0,66 | -0,44 | -0,61 | |
| СССР; Урал (20) | 1,10 | -0,101 | 0,363 | 0,60 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (23) | 1,04 | -0,205 | 0,456 | 0,78 | — | — | |
| Южная, Западная Афри- ка, Южная Родезия, об- щая выборка (20) | 0,83 | -0,270 | 0,417 | 0,70 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (37) | 0,78 | -0,275 | 0,385 | 0,64 | — | — | [154], [207] |
| Канада (24) | 1,28 | -0,115 | 0,454 | 0,78 | — | — | [251] |
| Трахиты | | | | | | | |
| Среднее по 28 континен- тальным и субконтинен- тальным регионам зем- ного шара (28)** | 0,55 | -0,319 | 0,253 | 0,40 | -0,01 | -0,55 | |
| Среднее по 11 платфор- менным регионам (11) | 0,42 | -0,434 | 0,190 | 0,30 | — | — | |
| Среднее по 14 геосинкли- нальным регионам (14) | 0,67 (0,71) | -0,212 | 0,219 | 0,34 | — | — | |
| Европа, геосинклинальные регионы, общая выбор- ка (32) | 0,62 | -0,378 | 0,406 | 0,68 | -0,01 | -0,86 | |
| СССР, Кавказ и Закав- казье (20) | 0,36 | -0,593 | 0,375 | 0,62 | — | — | |
| Африка, о-в Мадагаскар (25) | 0,27 | -0,668 | 0,302 | 0,48 | — | — | |
| США, общая выборка (20) | 0,40 | -0,520 | 0,341 | 0,55 | — | — | [154], [207] |
| Австралия (20) | 0,35 | -0,612 | 0,377 | 0,62 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океа- нов (30) | 0,38 | -0,551 | 0,344 | 0,56 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 27.

Таблица 77

Магний в нефелиновых сиенитах и фонолитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информа- ции |
|--|---------------|--------------------|--------------------|------|--------------------|--------------------|-----------------------------|
| Нефелиновые сиениты | | | | | | | |
| Среднее по 48 регионам земного шара (48)* | 0,36±0,05 | — | 0,164 | 0,46 | -0,09 | -0,52 | |
| Балтийский щит, общая выборка (35) | 0,60 | --0,398 | 0,407 | 0,68 | — | — | |
| СССР, Кольский п-ов (104) | 0,66 | --0,333 | 0,363 | 0,60 | -0,01 | -0,22 | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы азиатской части, общая выборка (45) | 0,36 | --0,572 | 0,328 | 0,53 | 0,04 | -0,68 | |
| СССР, Урал (20) | 0,60 | --0,353 | 0,318 | 0,51 | — | — | |
| СССР, Восточная Си- бирь (35) | 0,36 | --0,605 | 0,361 | 0,59 | — | — | |
| Южная Африка (25) | 0,45 | --0,532 | 0,381 | 0,63 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (23) | 0,45 | --0,461 | 0,338 | 0,55 | — | — | [154], [207] |
| США, общая выборка (25) | 0,41 | --0,569 | 0,391 | 0,65 | — | — | |
| Канада (24) | 0,34 | --0,578 | 0,321 | 0,52 | — | — | |
| Фонолиты | | | | | | | |
| Среднее по 20 континен- тальным и субконтинен- тальным регионам земного шара (20)** | 0,28 | -0,688 | 0,338 | 0,55 | 0,48 | -0,45 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая вы- борка (25) | 0,26 | -0,772 | 0,400 | 0,67 | 0,30 | -0,90 | |
| ГДР (20) | 0,39 | -0,578 | 0,415 | 0,70 | — | — | |
| Восточная Африка, об- щая выборка (20) | 0,37 | -0,498 | 0,226 | 0,35 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (23) | 0,45 | -0,532 | 0,385 | 0,64 | — | — | |
| США, общая выборка (26) | 0,25 | -0,785 | 0,385 | 0,64 | — | — | |
| Австралия и Новая Зе- ландия (21) | 0,33 | -0,668 | 0,435 | 0,74 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийско- го и Атлантического океанов (25) | 0,47 | -0,532 | 0,444 | 0,76 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 28.

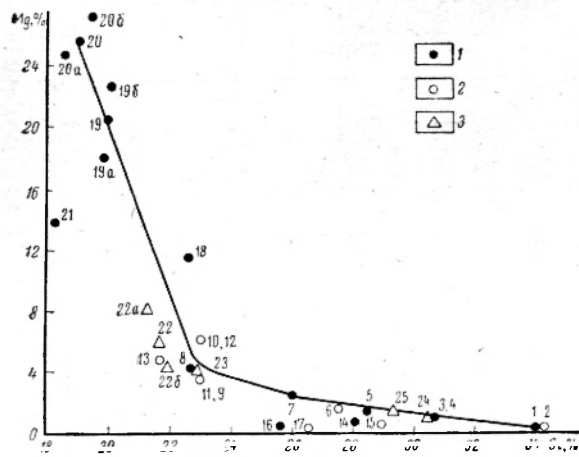


Рис. 13. Вариационная диаграмма магний — кремний в горных породах литосферы

1 — интрузивные породы; 2 — эффузивные породы; 3 — метаморфические породы

1 — граниты, 2 — кислые эффузивы, 3 — гранодиориты, 4 — дациты, 5 — кварцевый диорит, 6 — андезит, 7 — диорит, 8 — габбро, 9 — базальты геосинклинальные, 10 — базальты Средне-Атлантического хребта, 11 — базальты платформенные, 12 — толеитовые базальты Гавайских островов, 13 — базальты океанических островов, 14 — сиениты, 15 — трахиты, 16 — нефелиновые сиениты, 17 — фонолиты, 18 — пироксениты, 19 — перидотиты, 19а — перидотиты платформенные, 19б — перидотиты геосинклинальные, 20 — дуниты, 20а — дуниты платформенные, 20б — дуниты геосинклинальные, 21 — кимберлиты, 22 — эклогиты геосинклинальные, 22а — эклогиты платформенные, 22б — эклогиты кристаллические сланцы, 23 — амфиболиты, 24 — гнейсы, 25 —

дуниты геосинклинальные, 21 — кимберлиты, 22 — эклогиты, 22а — эклогиты платформенные, 22б — эклогиты геосинклинальные, 23 — амфиболиты, 24 — гнейсы, 25 — кристаллические сланцы

связь с щелочными базальтоидами, в среднем содержат почти вдвое больше магния, чем континентальные фонолиты геосинклинальных зон (см. табл. 77).

В табл. 78 показано весьма резкое падение содержания магния при переходе от ультрабазитов к габбро и далее от габбро к кислым породам, что свидетельствует об ограниченных масштабах выплавления магния из мантии и его последующей магматической миграции. Простая корреляционная зависимость между содержанием магния и кремния в магматических горных породах отсутствует (рис. 13).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Рассматривая распределение магния в метаморфических породах (табл. 79), необходимо подчеркнуть известную аналогию между глобальными средними содержаниями этого элемента в амфиболитах (4,3%), габбро (4,7%) и базальтах (4,0%) при существенно большем коэффициенте вариации содержаний, свойственном метаморфическим породам. Подобная аналогия может быть намечена для средних содержаний магния в гнейсах — кристаллических сланцах, с одной стороны, и гранодиоритах — кварцевых диоритах, с другой. Особняком по содержанию магния среди метаморфических пород стоят эклогиты, для которых по содержанию магния (как и ряда других компонентов) намечается достаточно четкое разделение на две группы [64, 168, 194, 233, 309, 312]. Первая группа охватывает предположительно наиболее глубокие эклогиты, встречающиеся в виде включений в кимберлитовых трубках. Вторая группа представляет собой эклогиты, обнаруживаемые в ряде районов среди метаморфических пород. Как отмечалось при обсуждении распределения железа в эклогитах

Таблица 78

Эволюция коэффициентов концентрации содержания магния в породах «нормального ряда» дифференциации (по отношению к перидотиту)

| Породы | Коэффициент концентрации | | |
|----------------------------|--------------------------|---------------|---------|
| | Платформа | Геосинклиналь | Среднее |
| Дунит | 1,37 | 1,2 | 1,26 |
| Перидотит | 1,0 | 1,0 | 1,0 |
| Габбро | 0,26 | 0,17 | 0,21 |
| Диорит | 0,14 | 0,112 | 0,125 |
| Кварцевый диорит | 0,09 | 0,07 | 0,08 |
| Гранодиорит | 0,06 | 0,05 | 0,055 |
| Гранит | 0,018 | 0,014 | 0,016 |

Таблица 79

Магний в метаморфических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|
| Амфиболиты | | | | | | | |
| Среднее по 25 регио- нам земного шара (25) * | 4,30±0,48 | — | 1,22 | 0,28 | 0,30 | —0,26 | |
| Балтийский щит, об- щая выборка (25) СССР, Украинский кристаллический массив (40) | 3,94 | — | 1,98 | 0,50 | 0,42 | —0,32 | |
| СССР, Урал (20) | 4,34 | — | 2,10 | 0,48 | 0,18 | —0,44 | |
| Африка, о-в Мадага- скар (21) | 4,46 | — | 1,53 | 0,35 | — | — | [154], [238], [207] |
| Канада (22) | 4,09 | — | 1,92 | 0,47 | — | — | [251] |
| Эклогиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 райо- нам (16) ** | 4,52 | — | 1,45 | 0,32 | — | — | |
| Среднее по эклогитам из кимберлитов | 5,70±1,15 | — | 2,34 | 0,41 | — | — | В. А. Ку- толин [64] |
| Среднее по эклогитам из метаморфиче- ских пород | 8,33 | — | 2,87 | 0,34 | — | — | То же [207] |
| Южная Африка (30) | 4,99 | — | 1,57 | 0,31 | — | — | |
| Гнейсы | 7,10 | — | 2,09 | 0,29 | — | — | |
| Среднее по 31 регио- ну земного шара (31) *** | 1,25±0,18 | — | 0,51 | 0,41 | 0,38 | —0,16 | |

* Сноски см. в табл. 29.

Продолжение табл. 79

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{I_g x}$ | S или S _{Ig} | V | A или A _{Ig} | E или E _{Ig} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|--------------------------|--------|--------------------------|--------------------------|------------------------|
| Балтийский щит, общая выборка (30) | 1,82 | — | 1,12 | 0,62 | — | — | |
| СССР, Украинский кристаллический массив (36) | 1,14 | — | 0,58 | 0,51 | 0,58 | --0,18 | |
| СССР, геосинкли- нальные регионы азиатской части, общая выборка (40) | 1,10 | — | 0,72 | 0,65 | 0,60 | --0,66 | |
| СССР, Сибирская платформа (32) . . . | 1,07 | — | 0,63 | 0,59 | — | — | |
| Африка, о-в Мадага- скар (32) | 1,78 | — | 0,97 | 0,54 | — | — | [154], [238], [207] |
| Канада (40) | 1,33 | — | 1,05 | 0,79 | — | — | [251] |
| Там же, Квебек, объединенные про- бы по гнейсам ам- фиболитовой фации (15) | 1,39 | — | 0,32 | (0,23) | — | — | [180] |
| Там же, гнейсы гра- нулитовой фации (12) | 1,60 | — | 0,77 | (0,48) | — | — | [180] |
| Кристаллические сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 40 регио- нам земного шара (40) **** | 1,56 | 0,164 | 0,156 | 0,23 | --0,18 | --0,32 | |
| Балтийский щит, об- щая выборка (30) | 1,12 (1,29) | --0,096 | 0,429 | 0,73 | — | — | |
| СССР, геосинкли- нальные регионы азиатской части, общая выборка (30) | 1,28 (1,12) | 0,009 | 0,338 | 0,55 | 0,90 | 0,60 | |
| Западная Африка, общая выборка (41) | 1,62 (1,78) | --0,018 | 0,495 | 0,87 | — | — | [156] |

**** Сноску см. в табл. 29.

для рассматриваемых пород характерны своеобразные взаимоотношения железа и магния, обратные наблюдаемым для ультраосновных пород. Минимальным содержанием железа и максимальным магния отличаются эклогиты древних платформ, встречаемые в виде ксенолитов мантийного вещества в кимберлитовых трубках. Изменение отношения железо — магний на обратное по сравнению с вмещающими ультрабазитами позволяет предполагать, что ксенолиты из кимберлитов претерпели частичное выплавление, в результате которого в породе увеличилось относительное и абсолютное количество наиболее тугоплавких магниевых компонентов. С рассматриваемых

Таблица 80

Магний в осадочных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\lg \bar{x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|---|---------------|---------------|--------------------|------|--------------------|--------------------|---|
| Глинистые сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 24 регионам земного шара (24) * | 1,57 (1,50) | 0,146 | 0,164 | 0,25 | -0,11 | 0,20 | |
| ПНР (30) | 0,93 | -0,085 | 0,212 | 0,33 | — | — | |
| Канада (28) | 1,60 | — | 0,89 | 0,56 | — | — | |
| Глины | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20) ** | 1,50 ± 0,26 | — | 0,58 | 0,39 | — | — | |
| СССР, Русская плат- форма | 1,16 | — | 0,88 | 0,76 | — | — | В. Я. Во- робьев и В. С. Жу- кова [32] |
| СССР, Скифская плита | 1,45 | — | 0,35 | 0,23 | — | — | То же |
| СССР, Кавказ | 1,48 | — | 0,30 | 0,20 | — | — | » |
| Африка, о-в Мадага- скар (20) | 1,12 | — | 0,46 | 0,41 | — | — | [154] |
| Канада (29) | 1,17 (1,25) | -0,097 | 0,420 | 0,71 | — | — | |
| Пески и песчаники | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20) *** | 0,75 ± 0,18 | — | 0,41 | 0,55 | — | — | Точность подсчета недостаточ- на (± 24%) |
| СССР, Русская плат- форма | 1,07 | — | 0,46 | 0,43 | — | — | В. Я. Во- робьев и В. С. Жу- кова [32] |
| СССР, Скифская плита | 0,81 | — | 0,17 | 0,21 | — | — | То же |
| СССР, Кавказ | 1,42 | — | 0,88 | 0,62 | — | — | » |
| Известняки | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20) **** | 0,95 ± 0,22 | — | 0,36 | 0,38 | — | — | |
| Малайзия (88) | 0,60 | -0,403 | 0,392 | 0,65 | 0,30 | -0,51 | [131] |
| Африка, о-в Мадага- скар (20) | 0,75 | -0,317 | 0,352 | 0,57 | — | — | [154] |
| Канада (74) | 0,60 | -0,492 | 0,490 | 0,86 | — | — | [251] |

* Сноска см. в табл. 30.

Продолжение табл. 80

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|--------------------------------------|
| Доломиты | | | | | | | |
| Африка, о-в Мадагаскар (20) | 9,05 | — | 1,42 | 0,16 | — | — | [154] |
| Канада (66) | 7,66 | — | 2,39 | 0,31 | — | — | [251] |
| Карбонатные породы | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20)**** | 4,60 ± 1,22 | — | 2,78 | 0,63 | — | — | Точность оценок не- достаточна |
| О-в Мадагаскар (общее) (36) | 4,68 (5,50) | 0,391 | 0,573 | 1,06 | 0,09 | 1,96 | |

**** Сноску см. в табл. 30.

позиций состав эклогитов, обнаруживаемых среди метаморфических пород, по-видимому, должен в большей степени представлять состав пород этой группы.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Сказанное относительно гнейсов и кристаллических сланцев может быть почти полностью распространено на глинистые осадочные породы — глинистые сланцы и глины, содержание магния в которых аналогично кварцевым диоритам (табл. 80).

В отличие от рассматривавшихся ранее петрогенных элементов значительную роль в распределении магния в осадочной оболочке играют карбонаты — от известняков, несущих десятые доли процента магния, до доломитов, в которых магний играет роль ведущего катиона.

Таблица 81

Магний в современных океанических осадках

| Осадки, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации | |
|--|---------------|------|------|------|------|------------------------|--|
| Пелагические Тихий океан (25) | 1,86 | 0,30 | 0,16 | 0,04 | 1,10 | [198] | |
| Глубоководные глинистые океанические (23) | 1,93 | 0,61 | 0,32 | — | — | [182] | |
| Глубоководные карбонатные (16) | 0,80* | 0,40 | 0,51 | — | — | | |
| Терригенные океанические. Залив Пария, Венесуэла: | | | | | | | |
| глины (12) | 1,31 | 0,28 | 0,21 | — | — | | |
| пески (15) | 0,47 | 0,22 | 0,47 | — | — | | |

* Точность оценок недостаточна.

Таблица 2

**Распределение магния в осадочной оболочке литосферы
на континентах**

| Породы | Среднее содержание магния, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Осадочные | | | | |
| Глинистые сланцы | 1,50 | 0,25 | } 53,0 | |
| Глины | 1,50 | 0,39 | | |
| Пески и песчаники | 0,75 | 0,55 | 25,4 | |
| Карбонатные породы | 4,60 | 0,63 | 20,8 | |
| Эвапориты | 0,33* | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 1,94 | 0,44 | 100,0 | 80,4 |
| Эффузивные | | | | |
| Базальты платформенные | 3,90 | 0,17 | 5,6 | |
| Базальты геосинклинальные | 3,90 | 0,22 | 31,1 | |
| Андезиты | 1,90 | 0,21 | 41,3 | |
| Дациты | 1,10 | 0,28 | 0,8 | |
| Кислые эффузивы | 0,24 | 0,35 | 21,0 | |
| Трахиты | 0,55 | 0,40 | 0,1 | |
| Фонолиты | 0,28 | 0,55 | 0,1 | |
| Среднее | 2,28 | 0,23 | 100,0 | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах | 2,01 | 0,40 | | 100,0 |

* По данным Ф. Стюарта (Ногп, 223).

Весьма интересно снижение среднего содержания магния в карбонатных породах, идущее от докембрия вплоть до современных карбонатных осадков (табл. 81). Это явление, впервые отмеченное А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым [29], свидетельствует о резком и необратимом изменении геохимической истории магния на поздних стадиях эволюции земной коры.

Среднее содержание магния в современных океанических осадках (без учета эффузивов) принято равным 1,40%.

В табл. 82—84 приведены оценки среднего содержания магния в осадочной и «гранитной» оболочках литосферы, а также в магматических породах платформенных и геосинклинальных областей.

Таблица 83

Распределение магния в «гранитной» оболочке литосферы

| Породы | Среднее содержание магния, % | Коэффициент вариации содержаний | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Граниты | 0,33 | 0,22 | 63,7 | |
| Гранодиориты | 1,10 | 0,19 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 1,57 | 0,31 | 2,9 | |
| Диориты | 2,60 | 0,19 | 1,6 | |
| Габбро | 4,20 | 0,15 | 9,0 | |
| Перидотиты | 20,5 | 0,21 | } 0,3 | |
| Дуниты | 26,0 | 0,11 | | |
| Сиениты | 0,84 | 0,42 | 0,9 | |
| Нефелиновые сиениты | 0,36 | 0,46 | 0,1 | |
| Среднее | 0,96 | 0,21 | 100,0 | 53,4 |
| Метаморфические | | | | |
| Гнейсы | 1,25 | 0,41 | } 84,0 | |
| Кристаллические сланцы | 1,56 | 0,23 | | |
| Кварциты и песчаники | 1,15 | 0,50 | 7,0 | |
| Амфиболиты | 4,30 | 0,28 | 8,2 | |
| Карбонатные породы | 7,50 | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 1,67 | 0,33 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 1,29 | 0,27 | | 100,0 |

Таблица 84

Распределение магния в горных породах платформенных и геосинклинальных областей «гранитной» оболочки

| Породы | Платформенные | | Геосинклинальные | |
|-------------------------------|-----------------------|--------------------------------------|-----------------------|--------------------------------------|
| | Среднее содержание, % | Распространенность в относительных % | Среднее содержание, % | Распространенность в относительных % |
| Граниты | 0,33 | 74,0 | 0,33 | 43,0 |
| Гранодиориты | 1,10 | 10,8 | 1,10 | 43,0 |
| Кварцевые диориты | 1,57 | 2,4 | 1,57 | 4,0 |
| Диориты | 2,60 | 1,4 | 2,60 | 2,0 |
| Габбро | 4,70 | 10,0 | 3,80 | 7,0 |
| Перидотиты | 18,3 | } 0,3 | 22,7 | } 0,3 |
| Дуниты | 25,0 | | 27,2 | |
| Сиениты | 0,84 | 1,0 | 0,84 | 0,6 |
| Нефелиновые сиениты | 0,36 | 0,1 | 0,36 | 0,1 |
| Среднее | 0,93 | | 1,05 | |

6. КАЛЬЦИЙ

Поведение кальция в процессе формирования земной коры во многом сходно с поведением алюминия. Он выносится из мантии в процессе выплавления, максимально концентрируется в продуктах кристаллизации габбро-базальтовых расплавов и постепенно теряет значение по мере эволюции пород в сторону гранитов. Однако в осадочном процессе явления биогенной дифференциации определяют особую роль кальция в формировании карбонатных пород осадочной оболочки литосферы и явлениях последующего метаморфизма осадочных пород. Именно процесс биогенной дифференциации кальция от других петрогенных элементов в осадочной оболочке является главной особенностью геохимии этого элемента, приводящей к закономерному изменению его геохимической истории по мере эволюции земной коры.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Дуниты и перидотиты характеризуются различным содержанием кальция в зависимости от того, формировались они в условиях древних платформ или же сравнительно молодых геосинклинальных зон (табл. 85). К сожалению, количество имеющейся информации о дунитах недостаточно для обоснования этого различия (0,60% Ca для платформенных и 0,47% для геосинклинальных дунитов). Имеющиеся данные о предположительно глубинных (невыплавленных) перидотитах позволяют оценить среднее содержание кальция в этих породах для верхних горизонтов мантии значением 5%, что, в частности, близко соответствует средним содержаниям, оцененным для древних щитов Европы и Африки, а также для пикритов. Судя по существенному увеличению содержания кальция в кимберлитах, глубинные участки верхней мантии могут быть более богаты этим элементом, если, конечно, обогащение кимберлитов не является результатом фракционного выплавления кальция. О наличии подобного выплавления можно судить исходя из почти полного выноса кальция из дунитов — предположительно остаточных продуктов выплавления мантии.

Максимальная концентрация кальция, выплавляемого из верхней мантии, происходит в «базальтовой» оболочке литосферы, а также в габбро-базальтовых выплавках, проникающих в «гранитную» оболочку. При этом для габбровых комплексов, связанных с глубинными разломами (Южная Африка, Урал), в ряде случаев характерны заметно повышенные содержания кальция, сопоставимые с габбро океанических островов. Последние отличаются максимальным накоплением кальция (129% по отношению к глобальной оценке среднего содержания) (табл. 86). При этом следует подчеркнуть, что при существенной (для 5%-ного уровня значимости) разнице глобальных оценок средних содержаний кальция в габбро и континентальных базальтах имеет место полная аналогия в этом отношении

Кальций в ультраосновных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|
| Дуниты | | | | | | | |
| Среднее по 18 регионам земного шара (18)* | 0,58 | -0,475 | 0,475 | 0,82 | 0,72 | -0,50 | Точность оценок недо- статочна |
| СССР, Урал (26) | 0,53 | -0,488 | 0,412 | 0,69 | 0,64 | -1,00 | |
| СССР, юг Сибири (25) | 0,14 | — | 0,19 | 1,36 | 0,76 | -1,04 | |
| Перидотиты | | | | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара (28)** | 3,42 | 0,360 | 0,354 | 0,58 | -0,30 | -0,52 | |
| Среднее по 14 платфор- менным регионам (14) | 3,92 | 0,274 | 0,398 | 0,66 | — | — | |
| Европа, платформенные регионы, общая выбор- ка (22) | 4,67 | 0,537 | 0,412 | 0,69 | — | — | |
| То же, геосинклиналь- ные регионы (22) | 1,86 | 0,068 | 0,449 | 0,77 | 0,18 | -1,10 | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы, общая выборка (24) | 1,58 | 0,041 | 0,374 | 0,62 | 0,35 | -1,32 | |
| СССР, Урал (26) | 2,20 | 0,170 | 0,410 | 0,69 | — | — | |
| СССР, юг Сибири, гарц- бургиты (32) | 0,30 | — | 0,27 | 0,71 | 0,38 | 1,20 | Г. В. Пинус [79] |
| Африка, общая выборка (25) | 4,42 | 0,470 | 0,450 | 0,77 | — | — | |
| Северная Америка, об- щая выборка (20) | 2,83 | 0,215 | 0,425 | 0,72 | — | — | |
| Пироксениты | | | | | | | |
| Среднее по 35 регионам земного шара (35)*** | 9,70 ± 0,99 | — | 2,97 | 0,31 | -0,50 | -0,54 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выбор- ка (22) | 9,90 | — | 5,05 | 0,51 | — | — | |
| СССР, Урал (20) | 12,50 | — | 2,80 | 0,22 | — | — | |
| Северная Америка, об- щая выборка (21) | 9,60 | — | 3,24 | 0,34 | — | — | |

Продолжение табл. 85

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\lg \bar{x}$ | S или S_{lg} | V | A или A_{lg} | E или E_{lg} | Источник информации |
|--|---------------|---------------|------------------------|------|------------------------|------------------------|---------------------|
| Кимберлиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16)**** | 7,10 ± 1,03 | — | 2,10 | 0,30 | — | — | |
| То же, пересчет на свежий кимберлит | 9,48 | — | 2,85 | 0,30 | — | — | |
| Южная Африка (55) | 4,80 | 0,641 | 0,188 | 0,29 | 0,43 | 0,06 | |
| То же, пересчет на свежий кимберлит (55) | 5,50 | 0,716 | 0,188 | 0,29 | — | — | |
| Пикриты | | | | | | | |
| Среднее по 12 районам (12)***** | 5,22 ± 1,00 | — | 1,67 | 0,32 | — | — | |

**** Сноски см. в табл. 19.

между средним габбро и океаническими базальтами (табл. 86—87). Другая особенность распределения кальция в основных породах — весьма незначительный уровень колебания регионального коэффициента вариации, характерный как для габбро (от 0,20 до 0,29, среднее 0,23), так и для базальтов (от 0,07 до 0,25, среднее 0,14).

Несмотря на то что содержание кальция в габбро платформ и геосинклинальных регионов значимо не различается, анализ относительной концентрации кальция в этих породах по отношению к перидотитам (табл. 88) позволяет судить о большем относительном накоплении кальция в габбро, формировавшихся в рифейских и послерифейских геосинклинальных зонах, по сравнению с древними платформенными габбро.

Рассматривая накопление кальция в габбро-базальтовых породах, необходимо отметить возможность формирования в качестве конечных продуктов становления базальтоидных серий малокальциевых основных и средних магм, относительно обогащенных щелочами.

При переходе от основных пород к средним начинается закономерное уменьшение роли кальция. Как уже отмечалось, средний андезит по существу является собирательным типом пород, объединяющим эффузивные аналоги как диоритов (Африка, Новая Зеландия, океанические регионы и др.), так и кварцевых диоритов (США, СССР — Центральный Казахстан и др.) (табл. 89—90).

Таблица 86

Кальций в габбро

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|--------|-------|-------|------------------------|
| Среднее по 45 регионам земного шара (45)* | 7,60 ± 0,27 | 0,92 | 0,12 | -0,26 | -0,04 | |
| Европа | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (40) | 7,54 | 1,55 | 0,21 | — | — | |
| Европа, Западная и Цен- тральная, общая выбор- ка (40) | 7,30 | 1,70 | 0,23 | — | — | |
| ГДР (24) | 7,43 | 1,70 | 0,23 | — | — | |
| СССР, Кавказ и Закав- казье, общая выборка (26) | 7,20 | 1,44 | 0,20 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (70) | 8,10 | 1,70 | 0,21 | 0,16 | -0,39 | |
| СССР, Урал (93) | 9,30 | 2,11 | 0,23 | — | — | |
| СССР, Алтай (30) | 8,40 | 1,76 | 0,21 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Южная, Юго-Западная и Южная Родезия, общая выборка (27) | 8,32 | 1,63 | 0,20 | — | — | [207] |
| Южная Африка, нориты бушвельдского комплекса (33) | 7,58 | 2,20 | 0,29 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар | 7,54 | 1,71 | 0,23 | — | — | [154], [238], [207] |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (100) | 6,90 | 1,56 | 0,23 | 0,27 | -0,41 | |
| США, Новая Англия и Ап- палачи (24) | 7,22 | 1,52 | 0,21 | — | — | |
| Канада, общая выборка (30) | 7,82 | 2,11 | 0,27 | — | — | |
| Там же, анортзитовое габ- бро (36) | 7,07 | 0,69 | (0,10) | — | — | |
| Там же, анортзиты (28) . | 6,82 | 0,66 | (0,10) | — | — | |
| Океанические районы | | | | | | |
| О-ва Индийского, Тихого и Атлантического океанов (10)** | 9,80 | 1,53 | 0,16 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 20.

Таблица 87

Кальций в базальтах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Общий базальт (1996) . . . | 7,10 ± 0,04 | 1,04 | 0,15 | — | — | [249] |
| Платформенные базальты | | | | | | |
| Среднее по 23 платформенным регионам земного шара (23)* | 7,10 ± 0,33 | 0,81 | 0,11 | — | — | |
| Траппы древних платформ (258) | 7,47 | 0,83 | 0,11 | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Траппы и базальты Сибирской платформы (168) . . . | 7,37 | 0,95 | 0,13 | -0,33 | 1,10 | |
| Траппы и базальты Индии (39) | 6,90 | 0,74 | 0,11 | — | — | |
| Африка, общая выборка (90) | 7,00 | 1,07 | 0,15 | -0,03 | 0,07 | |
| О-в Мадагаскар (41) | 7,64 | 1,22 | 0,16 | — | — | [154], [258], [207] |
| Антарктида (40) | 7,26 | 0,98 | 0,13 | — | — | |
| Базальты геосинклинальных регионов | | | | | | |
| Среднее по 25 геосинклинальным регионам земного шара (25)** | 7,00 ± 0,24 | 0,62 | 0,09 | 0,30 | -0,49 | |
| Континентальная оливин-базальтовая формация (276) | 6,42 | 0,94 | 0,15 | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Базальты андезитовой формации (355) | 7,00 | 0,89 | 0,13 | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Крым, Кавказ, Закавказье (33) | 6,60 | 1,26 | 0,19 | — | — | |
| Урал, диабазы (20) | 6,76 | 1,67 | 0,25 | — | — | |
| Океанические базальты | | | | | | |
| Среднее по 35 островам Тихого, Индийского и Атлантического океанов (35) | 7,60 ± 0,03 | 0,69 | 0,09 | 0,23 | -0,57 | |
| Океанические толейтовые базальты (110) | 7,56 | 0,50 | 0,07 | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Океанические щелочные базальты (118) | 7,14 | 1,03 | 0,14 | — | — | То же |
| Гавайские о-ва, толейтовые базальты (35) | 7,34 | 0,99 | 0,14 | — | — | [246] |
| О-в Реюньон (30) | 7,89 | 0,87 | 0,11 | — | — | [154] |
| Средне-Атлантический хребет (33) | 7,94 | 0,56 | 0,07 | — | — | В. Мэлсон [253] |

* Сноски см. в табл. 21.

Таблица 88

Эволюция коэффициентов концентрации содержания кальция в породах «нормального ряда» дифференциации (по отношению к перидотиту)

| Породы | Коэффициент концентрации | | |
|----------------------------|--------------------------|---------------|---------|
| | Платформа | Геосинклиналь | Среднее |
| Дунит | 0,16 | 0,16 | 0,16 |
| Перидотит | 1,0 | 1,0 | 1,00 |
| Габбро | 1,9 | 2,6 | 2,2 |
| Диорит | 1,3 | 1,7 | 1,5 |
| Кварцевый диорит | 1,0 | 1,3 | 1,0 |
| Гранодиорит | 0,6 | 0,8 | 0,7 |
| Гранит | 0,3 | 0,36 | 0,33 |

Таблица 89

Кальций в диоритах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Среднее по 41 регионам земного шара (41)* | 5,0 ± 0,15 | 0,48 | 0,10 | -0,07 | -0,20 | |
| Европа, Западная и Центральная, общая выборка (24) | 4,92 | 0,84 | 0,17 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (60) | 5,50 | 1,10 | 0,20 | -0,06 | -0,55 | |
| СССР, Урал (26) | 5,55 | 1,50 | 0,25 | — | — | |
| Малайзия (20) | 5,62 | 1,06 | 0,19 | — | — | [131] |
| О-в Мадагаскар (20) | 5,20 | 1,14 | 0,22 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (34) | 4,45 | 0,85 | 0,19 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 22.

Интересно, что андезиты островных дуг (Тихоокеанский вулканический пояс, Анtilьская дуга) по содержанию кальция отвечают «среднему» андезиту или же уклоняются в сторону океанического андезита и диорита. Уменьшение содержания кальция продолжается при переходе от кварцевых диоритов к гранодиоритам и особенно от последних к гранитам (табл. 88—91, рис. 14).

В гранитах разница в содержании кальция, намечающаяся для древних платформенных гранитов и более молодых гранитов геосинклинальных регионов, при данном объеме информации существенна

Таблица 90

Кальций в андезитах

| Породы, регионы . (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E |
|---|---------------|------|------|-------|-------|
| Среднее по 54 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (54)** | 4,35 ± 0,19 | 0,71 | 0,16 | -0,07 | -0,27 |
| Европа | | | | | |
| Европа, Западная и Центральная, общая выборка (35) | 4,30 | 1,32 | 0,31 | — | — |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (34) | 4,21 | 0,80 | 0,19 | — | — |
| Италия (20) | 4,44 | 1,12 | 0,25 | — | — |
| Азия | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (75) | 4,15 | 0,88 | 0,21 | -0,02 | -0,08 |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (45)*** | 4,76 | 1,01 | 0,21 | — | — |
| СССР, Центральный Казахстан (54) | 3,73 | 1,37 | 0,37 | — | — |
| Япония (40) | 5,08 | 0,96 | 0,19 | — | — |
| Индонезия (21) | 4,70 | 1,23 | 0,26 | — | — |
| Африка | | | | | |
| Общая выборка (27) | 5,50 | 1,38 | 0,25 | — | — |
| Северная Америка | | | | | |
| США, общая выборка (75) | 3,94 | 1,04 | 0,26 | -0,08 | -0,28 |
| США, Скалистые горы (35) | 3,50 | 0,98 | 0,28 | — | — |
| США, Калифорния (28) | 4,45 | 0,88 | 0,20 | — | — |
| Центральная Америка | | | | | |
| Общая выборка (25) | 4,30 | 0,81 | 0,19 | — | — |
| О-в Мартиника (30) | 4,36 | 0,44 | 0,10 | — | — |
| Австралия | | | | | |
| Новая Зеландия (20) | 5,08 | 0,75 | 0,15 | — | — |
| Океанические районы | | | | | |
| Острова Тихого и Индийского океанов, общая выборка (35) | 4,82 | 1,23 | 0,26 | -0,32 | -0,53 |

* Сноски см. в табл. 22.

Таблица 51

Кальций в гранодиоритах и кварцевых диоритах

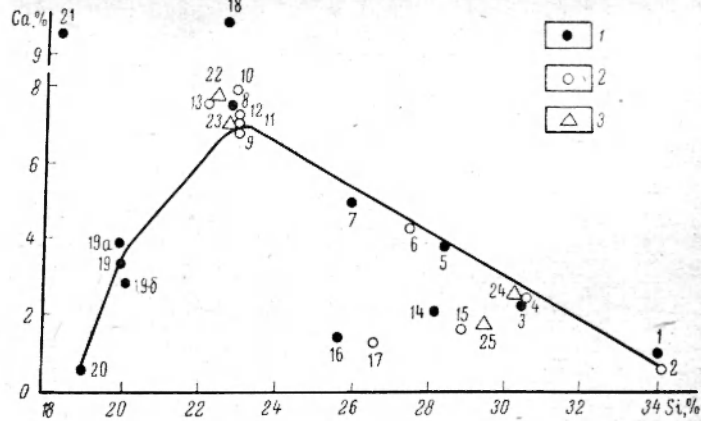
| Поропы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|--------------------|---------------|------|------|-------|------------------------------------|
| Гранодиориты | | | | | | |
| Среднее по 30 регионам земного шара (30)* | 2,40 ± 0,15 | 0,44 | 0,18 | 0,57 | -0,45 | |
| СССР, Кавказ (26) | 2,13 0,314 (1g) | 0,131 (1g) | 0,28 | — | — | А. М. Демин и А. А. Ситнин [48] |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (126) | 2,50 | 0,76 | 0,30 | 0,21 | -0,28 | |
| СССР, Урал (25) | 2,37 | 0,93 | 0,39 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (40) | 2,32 | 0,68 | 0,29 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (113) | 2,20 | 0,70 | 0,32 | — | — | |
| Африка, о-в Мадагаскар (21) | 1,90 | 0,63 | 0,33 | — | — | [154], [238], [207] |
| Северная Америка, Канада (22) | 2,64 | 0,57 | 0,21 | — | — | [251] |
| Кварцевые диориты и тоналиты | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25)** | 3,90 ± 0,23 | 0,59 | 0,15 | — | — | |
| Финляндия (20) | 3,95 | 0,73 | 0,18 | — | — | [241], [241a] |
| СССР, Кавказ (26) | 3,06 0,483 (1g) | 0,051 (1g) | 0,12 | — | — | А. М. Демин и А. А. Ситнин [48] |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (45) | 4,20 | 1,05 | 0,25 | 0,70 | 0,29 | |
| СССР, Урал (31) | 4,93 | 1,35 | 0,27 | — | — | |
| СССР, Восточное Забай- калье (46) | 3,25 | 0,85 | 0,19 | — | — | Ю. Н. Спориор и Р. М. Романова |

* См. сноски в табл. 23.

Рис. 14. Вариационная диаграмма кальций — кремний в горных породах литосферы

1 — интрузивные породы, 2 — эффузивные породы; 3 — метаморфические породы

1 — граниты, 2 — кислые эффузивы, 3 — гранодиориты, 4 — дациты, 5 — кварцевые диориты, 6 — андезиты, 7 — диориты, 8 — габбро, 9 — базальты геосинклинальные, 10 — базальты Средне-Атлантического хребта, 11 — базальты платформенные, 12 — базальты толеитовые Гавайских островов, 13 — базальты океанических островов, 14 — сиениты, 15 — трахиты, 16 — нефелиновые сиениты, 17 — фонолиты, 18 — пироксениты, 19 — перидотиты; 19а — перидотиты платформенные, 19б — перидотиты геосинклинальные, 20 — дуниты, 21 — кимберлиты, 22 — эклогиты, 23 — амфиболиты, 24 — гнейсы, 25 — кристаллические сланцы



только на 10%-ном уровне значимости (табл. 92). Учитывая резкое изменение геохимической седиментационной истории кальция после докембрия подобное различие вполне вероятно и с этой точки зрения заслуживает специального исследования. Незначительный глобальный коэффициент вариации содержания кальция в гранитах свидетельствует об отсутствии резких различий в средних содержаниях элемента по регионам. Существенно пониженными содержаниями кальция отличаются лейкократовые граниты с широким развитием явлений послемагматического метасоматоза (табл. 94) («молодые граниты» Африки, Хангилай-Шилинский массив Восточного Забайкалья). Заслуживает внимания также существенно более низкое содержание кальция в эффузивных аналогах гранитов — риолитах, липаритах и кварцевых порфирах (табл. 93), обусловленное, вероятно, явлениями контаминации гранитов кальцием в интрузивном процессе. Подобное явление не характерно для гранодиоритов и дацитов, в которых наблюдается удивительная аналогия между распределением кальция.

Как можно видеть на вариационной диаграмме (см. рис. 14), щелочные породы располагаются далеко в стороне от линии нормальной дифференциации магматических пород, будучи резко обеднены кальцием. Уровень накопления кальция в недосыщенных кремнием породах этой группы практически не превышает уровня, свойственного гранитоидам (табл. 94, 95).

Учитывая обычную геологическую связь нефелинсодержащих щелочных пород с карбонатитами и апатитовыми породами, возможность отщепления кальция в процессах формирования щелочных магм должна быть принята во внимание. Диаграмма также четко

Таблица 52

Кальций в гранитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|-----------------------|------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Среднее по 65 регионам земного шара (65) * | 1,12 ± ± 0,06 | — | 0,24 | 0,22 | -0,27 | 0,82 | |
| Среднее по 29 платформенным регионам земного шара (29) * . . . | 1,16 | — | 0,29 | 0,26 | — | — | |
| Среднее по 20 геосинклинальным регионам земного шара (20) * . . . | 1,06 | — | 0,16 | 0,15 | — | — | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (63) | 1,25 | 0,045 | 0,237 | 0,37 | — | — | |
| Финляндия (62) | 1,28 | 0,049 | 0,239 | 0,37 | — | — | |
| СССР, Украинский кристаллический массив (47) | 1,16 | -0,009 | 0,285 | 0,45 | — | — | |
| Там же, коростеньские граниты (72) | 1,11 | — | 0,36 | 0,33 | — | — | В. В. Свиридов, То же |
| Там же, гибридные (39) | 1,29 | — | 0,57 | 0,44 | — | — | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (38) | 1,06 | -0,134 | 0,428 | 0,72 | — | — | |
| ГДР (32) | 0,96 | -0,105 | 0,305 | 0,49 | — | — | |
| СССР, Кавказ (36) | 1,10 | -0,051 | 0,349 | 0,57 | — | — | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (353) | 1,00 | -0,121 | 0,336 | 0,55 | -0,38 | -0,08 | |
| СССР, Урал (65) | 1,02 | -0,138 | 0,391 | 0,65 | — | — | |
| СССР, Казахстан (106) | 0,78 | -0,243 | 0,348 | 0,57 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (70) | 0,93 | -0,110 | 0,283 | 0,45 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (162) | 1,02 | -0,056 | 0,303 | 0,49 | — | — | |
| Там же, Хангай-Шилуинский массив (29) | 0,43 | — | 0,14 | 0,32 | — | — | |
| СССР, Спбпрская платформа (32) | 1,10 | -0,089 | 0,378 | 0,62 | — | — | |
| СССР, Приморье и Дальний Восток (61) | 1,03 | -0,125 | 0,370 | 0,61 | — | — | |
| Малайзия (43) | 1,00 | -0,069 | 0,270 | 0,43 | — | — | [131] |
| Африка | | | | | | | |
| Общая выборка (60) | 1,14 | -0,092 | 0,366 | 0,60 | -0,47 | -0,61 | |
| Западная Африка (190) «Молодые граниты», общая выборка (75) | 1,16 | -0,028 | 0,284 | 0,45 | -0,50 | -0,12 | [156] |
| О-в Мадагаскар (27) | 0,48 | -0,462 | 0,338 | 0,55 | — | — | [154], [238], [207] |
| 1,16 | -0,027 | 0,338 | 0,55 | — | — | | |

* Сноску см. в табл. 24.

Продолжение табл. 92

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|-----------------------|------|-----------------------|-----------------------|---------------------|
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (100) | 0,94 | -0,122 | 0,326 | 0,53 | -0,80 | -0,10 | [251] |
| Канада (51) | 1,00 | -0,108 | 0,298 | 0,48 | — | — | |

Таблица 93

Кальций в кислых эффузивных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|-----------------------|------|-----------------------|-----------------------|------------------------------------|
| Риолиты, липариты, фельзиты, обсидианы и кварцевые порфиры | | | | | | | |
| Среднее по 50 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (50) * | 0,70 | -0,212 | 0,212 | 0,33 | -0,56 | -0,32 | |
| Европа | | | | | | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (24) | 0,53 | -0,371 | 0,283 | 0,45 | — | — | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (39) | 0,71 | -0,260 | 0,373 | 0,61 | — | — | |
| Северная Атлантика (23) | 0,72 | — | 0,26 | 0,36 | — | — | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, Средняя Азия (38) | 0,67 | -0,315 | 0,410 | 0,69 | — | — | |
| СССР, Забайкалье, Дальний Восток, Приморье, общая выборка (23) | 0,52 | -0,352 | 0,341 | 0,56 | — | — | |
| Африка | | | | | | | |
| Общая выборка (48) | 0,91 | -0,238 | 0,307 | 0,49 | -0,39 | 0,23 | [207] [154]. [238]. [207] |
| Южная Африка (20) | 0,75 | -0,279 | 0,436 | 0,74 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (23) | 0,61 | -0,290 | 0,348 | 0,57 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (59) | 0,50 | -0,463 | 0,412 | 0,69 | -0,62 | 0,07 | |

* Сноску см. в табл. 25.

Продолжение табл. 93

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источ- ник инфор- мации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|----------------------------------|
| Австралия | | | | | | | |
| Австралия и Новая Зеландия, общая выборка (21) | 0,77 | -0,249 | 0,404 | 0,67 | — | — | [237] |
| Океанические районы | | | | | | | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океанов (20) | 0,36 | — | 0,16 | 0,45 | — | — | |
| Дацинты | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31)** | 2,56 ± ± 0,19 | — | 0,55 | 0,21 | 0,16 | -1,11 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (31) | 2,32 | — | 0,83 | 0,36 | — | — | |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (24) | 2,54 | — | 0,86 | 0,34 | — | — | |
| США, общая выборка (48) | 2,20 | — | 0,68 | 0,31 | — | — | |
| Южная Америка, общая выборка (21) | 2,82 | — | 0,60 | 0,21 | — | — | |

** Сноску см. в табл. 25.

Таблица 94

Кальций в сиенитах и трахитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источ- ник инфор- мации |
|--|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|----------------------------------|
| Сиениты | | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)* | 2,18 ± ± 0,24 | — | 0,77 | 0,35 | 0,09 | -0,53 | |
| Балтийский щит, общая выборка (32) | 2,55 | — | 1,07 | 0,48 | 0,004 | -0,06 | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (46) | 2,35 | — | 1,28 | 0,54 | 0,50 | -0,52 | |
| СССР, Средняя Азия (25) | 2,18 | — | 1,08 | 0,50 | — | — | |
| Южная, Юго-Западная Африка и Южная Родезия (20) | 2,37 | — | 0,96 | 0,41 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар (29) | 1,78 | — | 0,99 | 0,55 | — | — | [154], [238], [207] |

* Сноску см. в табл. 27.

Продолжение табл. 94

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источ- ник инфор- мации |
|---|---------------|--------------------|----------------------|------|----------------------|----------------------|----------------------------------|
| США, общая выборка (30) | 2,09 | — | 1,08 | 0,52 | — | — | [251] |
| Канада (24) | 2,76 | — | 1,72 | 0,62 | — | — | |
| Трахиты | | | | | | | |
| Среднее по 28 континен- тальным и субконтинен- тальным регионам земно- го шара (28) ** | 1,70 | 0,146 | 0,171 | 0,26 | 0,38 | —0,76 | [154], [238], [207] |
| СССР, Крым, Кавказ, За- кавказье (22) | 1,06 | —0,046 | 0,281 | 0,45 | — | — | |
| Европа, Центральная и За- падная, общая выборка (39) | 1,95 | 0,193 | 0,305 | 0,49 | —0,35 | —0,90 | |
| Италия (33) | 1,99 | 0,217 | 0,284 | 0,45 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (20) | 1,19 | —0,017 | 0,316 | 0,51 | — | — | |
| США, общая выборка (20) | 1,36 | 0,072 | 0,248 | 0,39 | — | — | |
| Австралия (20) | 1,06 | —0,125 | 0,414 | 0,64 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океа- нов, общая выборка (33) | 1,10 | —0,001 | 0,187 | 0,29 | 0,16 | —0,38 | |

* Сноску см. в табл. 27.

Таблица 95

Кальций в нефелиновых сиенитах и фонолитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источ- ник инфор- мации |
|---|------------------|--------------------|----------------------|------|----------------------|----------------------|----------------------------------|
| Нефелиновые сиениты | | | | | | | |
| Среднее по 48 регионам земного шара (48) * | 1,50 ± ± 0,14 | — | 0,49 | 0,33 | —0,41 | 0,22 | |
| Балтийский щит, общая выборка (43) | 1,48 | 0,083 | 0,293 | 0,47 | —0,45 | 1,00 | |
| СССР, Кольский п-ов (98) | 1,45 | 0,049 | 0,309 | 0,50 | — | — | |
| СССР, геосиклиналиные ре- гионы азиатской части, общая выборка (33) | 1,88 | 0,143 | 0,358 | 0,59 | —0,29 | —0,45 | |
| СССР, Восточная Сибирь (40) | 2,85 | 0,299 | 0,394 | 0,66 | — | — | |
| Африка, общая выборка (58) | 1,30 | 0,037 | 0,274 | 0,43 | —0,80 | 0,18 | |
| Южная Африка (23) | 1,80 | 0,179 | 0,239 | 0,37 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар (24) | 1,57 | 0,111 | 0,310 | 0,50 | — | — | [154], [207] |

* Сноску см. в табл. 28.

Продолжение табл. 95

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источ- ник инфор- мации |
|---|----------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|----------------------------------|
| США, общая выборка (26) | 0,81 | -0,172 | 0,376 | 0,62 | — | — | |
| Фонолиты | | | | | | | |
| Среднее по 20 континен- тальным и субконтинен- тальным регионам (20) ** | 1,30 (1,27) | 0,061 | 0,195 | 0,30 | 0,11 | -0,34 | |
| Европа, Центральная и За- падная, общая выборка (22) | 1,63 | 0,152 | 0,226 | 0,35 | 0,02 | -0,26 | |
| Африка, общая выборка (36) | 1,20 | 0,013 | 0,265 | 0,42 | -0,94 | 1,15 | |
| О-в Мадагаскар (25) | 1,19 | 0,033 | 0,208 | 0,32 | | | [154], [207] |
| США, общая выборка (22) | 1,17 | -0,060 | 0,369 | 0,61 | — | — | |
| Австралия и Новая Зелан- дия (20) | 1,42 | 0,100 | 0,224 | 0,35 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океа- нов, общая выборка (23) | 1,62 | 0,173 | 0,200 | 0,32 | 0,02 | -0,96 | |

** Сноску см. в табл. 28.

иллюстрирует тенденцию кальция к концентрации в пределах «базальтовой» оболочки литосферы (совместно с алюминием).

Подобно алюминию кальций участвует в построении кристаллической структуры анортита, обеспечивая возможность замещения одного атома кремния в структуре плагиоклаза на алюминий. Выше (см. раздел «Алюминий») уже обсуждалась энергетическая выгода подобной замены в гравитационных условиях «базальтовой» оболочки. Таким образом, распределение кальция в литосфере может служить еще одним подтверждением тесной связи особенностей распределения породообразующих элементов между оболочками с определяющей ролью термодинамического равновесия катион-кислородного каркаса земной коры.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Близость распределения кальция в амфиболитах и эклогитах базальтам и габбро (табл. 96) не требует пояснений. Более высокие коэффициенты вариации, свойственные метаморфическим породам (что отмечалось и для других петрогенных элементов), свидетельствуют о меньшей упорядоченности распределения элемента в метаморфических сериях.

Как и следовало ожидать, в гнейсах, в которых глобальное среднее содержание кальция почти точно соответствует гранодиоритам,

Кальций в метаморфических породах

Таблица 96

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $lg \bar{x}$ | S или S_{lg} | V | A или A_{lg} | E или E_{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------|------------------------|------|------------------------|------------------------|------------------------|
| Амфиболиты | | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам (25)* | 7,10 ± 0,63 | — | 1,60 | 0,23 | 1,02 | --0,23 | |
| Балтийский щит, общая выборка (39) | 6,32 | — | 2,17 | 0,34 | 0,25 | --0,06 | |
| СССР, Украина (36) | 6,98 | — | 1,55 | 0,22 | — | — | |
| ПНР (62) | 6,44 | — | 2,10 | 0,33 | — | — | |
| СССР, Урал (21) | 7,18 | — | 2,08 | 0,29 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (20) | 8,24 | — | 2,07 | 0,25 | — | — | [154], [207] |
| Канада (20) | 6,98 | — | 1,85 | 0,27 | — | — | [251] |
| Эклогиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16)** | 7,80 ± 0,66 | — | 0,85 | 0,11 | — | — | |
| Южная Африка (26) | 7,10 | — | 1,38 | 0,19 | 0,21 | --0,15 | [207] |
| Гнейсы | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31)*** | 2,45 | — | 0,97 | 0,40 | 0,01 | --0,51 | |
| Среднее по 19 платфор- менным регионам (19) | 2,98 | 0,465 | 0,084 | 0,13 | — | — | |
| Среднее по 12 геосинкли- нальным регионам (12) | 1,64 | 0,193 | 0,141 | 0,22 | — | — | |
| Балтийский щит, общая выборка (48) | 2,65 | 0,212 | 0,458 | 0,79 | --0,10 | --1,10 | |
| СССР, Украина (37) | 2,63 | 0,274 | 0,383 | 0,63 | — | — | |
| СССР, Сибирская плат- форма (30) | 2,23 | 0,270 | 0,255 | 0,40 | — | — | |
| СССР, геосинклинали- ные регионы, общая выборка (30) | 2,00 | 0,193 | 0,346 | 0,56 | --0,27 | --0,42 | |
| ПНР (85) | 1,34 | --0,018 | 0,349 | 0,57 | — | — | |
| Западная Африка, об- щая выборка (74) | 3,05 | 0,332 | 0,366 | 0,60 | — | — | [156] |
| О-в Мадагаскар | 3,20 | 0,371 | 0,401 | 0,67 | — | — | [154], [207] |
| США, Аризона (61) | 1,70 | 0,083 | 0,373 | 0,61 | --0,03 | --0,64 | [283] |
| Канада (43) | 2,43 | 0,215 | 0,401 | 0,67 | — | — | [251] |
| Кристаллические сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)**** | 1,72 | 0,201 | 0,179 | 0,28 | 0,12 | --0,83 | |
| Балтийский щит, общая выборка (62) | 1,54 | 0,021 | 0,390 | 0,65 | 0,12 | --1,13 | |
| СССР, геосинклинали- ные регионы азиат- ской части, общая вы- борка (25) | 1,50 | --0,027 | 0,430 | 0,73 | 0,39 | --1,24 | |
| ПНР (27) | 1,90 | 0,013 | 0,510 | 0,91 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 29.

наблюдаются достаточно резкие различия между распределением этого элемента в докембрийских парагнейсах древних платформ и более молодых орто- и парагнейсах геосинклинальных регионов. Последние образовались в результате метаморфизма глинистых осадочных толщ, обедненных кальцием в результате его ухода в биогенную карбонатную фацию в процессе гипергенного изменения первичных магматических пород.

Таким образом, возникновение и развитие жизни на Земле оказалось решающим фактором, определившим геохимическую судьбу кальция в поверхностной оболочке земной коры. Кристаллические сланцы (подобно «молодым» геосинклинальным гнейсам) отличаются недостатком кальция. Различий в содержании кальция для платформенных и геосинклинальных кристаллических сланцев в масштабе проведенных пересчетов проследить не удалось. В данном случае может оказаться полезным более детальное расчленение докембрийских сланцев по возрасту с целью сравнения содержания кальция в архейских и протерозойских разностях.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Распределение кальция в глинистых сланцах в глобальном плане по сравнению с кристаллическими сланцами отличается большей дисперсией распределения при близких средних содержаниях (табл. 97). Отсутствие статистически значимого различия между распределением кальция в глинистых сланцах и глинах понятно, хотя оценки глобальных параметров распределения для глин требуют уточнения. По имеющимся данным [100 и др.], в глинах отмечается накопление кальция за счет примеси карбонатов. С глинами по особенностям распределения кальция, в общем, сходны современные океанические морские осадки (табл. 98).

Естественный дефицит кальция в геосинклинальных глинистых осадках компенсируется его концентрацией в карбонатных породах. Для кривой распределения кальция в известняках отдельных регионов характерна значимая отрицательная асимметрия. В то же время кривая, характеризующая глобальную выборку, имеет четкий двугорбый характер и представляет две главные совокупности — собственно известняки и доломитизированные известняки. Мода первой кривой соответствует содержанию кальция 37%, второй — 30%. Дополнительная информация о количественных отношениях этих двух групп известняков крайне желательна. А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым [29] обсуждалось уменьшение отношения Mg/Ca в карбонатных породах в процессе эволюции осадочной оболочки литосферы во времени. Особенно резкое падение этого отношения имело место в послепалеозойское время (рис. 15).

Среднее содержание кальция в современных океанических осадках принято равным 12%.

При анализе данных подсчета, иллюстрирующих особенности распределения кальция в осадочной и «гранитной» оболочках лито-

Таблица 97

Кальций в осадочных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|---|
| Глинистые сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 24 регионам земного шара (24)* | 2,00 | 0,168 | 0,298 | 0,48 | 0,45 | -1,10 | |
| СССР, Забайкалье (68) | 1,90 | 0,130 | 0,446 | 0,76 | — | — | |
| ПНР (23) | 0,91 | -0,041 | 0,464 | 0,80 | — | — | |
| Канада (21) | 0,98 | -0,076 | 0,483 | 0,84 | — | — | |
| США (27) | 2,39 | 0,025 | 0,569 | 1,05 | — | — | |
| Глины | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам (20)** | 2,20 | 0,207 | 0,345 | 0,56 | — | — | Точность среднего менее ± 20% |
| СССР, Русская платфор- ма (35) | 3,60 | 0,218 | 0,567 | 1,04 | -0,40 | -1,70 | [154] |
| О-в Мадагаскар (20) | 2,14 | 0,201 | 0,326 | 0,52 | — | — | |
| Канада (30) | 1,73 | -0,071 | 0,574 | 1,06 | — | — | |
| Пески и песчаники | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам (20)*** | 2,68 | 0,176 | 0,495 | 0,87 | — | — | Точность среднего менее ± 20% |
| СССР, Русская плат- форма | 0,29 | — | 0,12 | 0,41 | — | — | В. Я. Во- робьев и В. С. Жуко- ва [32] |
| СССР, Скифская плита | 0,80 | — | 2,20 | 2,76 | — | — | То же |
| СССР, Кавказ | 0,56 | — | 0,76 | 1,36 | — | — | |
| Известняки | | | | | | | |
| Среднее по 20 районам (20)**** | 32,5 | — | 3,80 | 0,12 | — | — | Кривая рас- пределения двувер- шинна |
| Канада (78) | 34,5 | — | 6,74 | 0,20 | — | — | |
| ПНР (44) | 37,3 | — | 2,33 | 0,06 | — | — | |
| Доломиты | | | | | | | |
| ПНР (52) | 21,7 | — | 2,86 | 0,13 | — | — | |
| Канада (35) | 20,6 | — | 4,24 | 0,21 | — | — | [251] |

* Сноски см. в табл. 30.

Таблица 98

Кальций в современных осадках

| Осадки, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|-------------------------|------|---|
| Глубоководные океанические глинистые (23) | 1,88 | 0,164 | 0,279 | 0,44 | С содержа- нием до 10 % CaCO ₃ [182] |
| То же, известковые (28) | 25,5 | — | 10,9 | 0,47 | |
| Пелагические. Тихий океан (25) | 2,40 | 0,267 | 0,286 | 0,46 | [198] |
| Терригенные океанические. Залив Пария, Венесуэла: | — | — | — | — | |
| глины (12) | 1,11 | -0,276 | 0,373 | 0,61 | |
| пески (14) | 1,75 | -0,125 | 0,539 | 0,97 | |

сферы (табл. 99—101), обращает на себя внимание резкий избыток кальция в осадочной оболочке. Попытка сбалансировать количество кальция, заключенного в осадочных породах, с количеством кальция, вынесенным из пород в процессах гипергенеза, произведенная М. Хорном и Дж. Адамсом [223, 225] с использованием машинных пересчетов, не привела к успеху. Возможная переоценка количественной роли известняков в осадочной оболочке была принята М. Хорном как объяснение полученного избытка кальция [223]. Однако, вероятно, проблема более сложна, и накопление кальция в послепротерозойских карбонатных осадках является результатом биогенной экстракции этого элемента в многократных циклах гипергенного перемыва и седиментации древних и более молодых пород в процессе эволюции осадочной оболочки. Получение более точной информации о количественной распространенности различных типов осадочных и метаморфических пород — необходимое условие решения этой интересной проблемы.

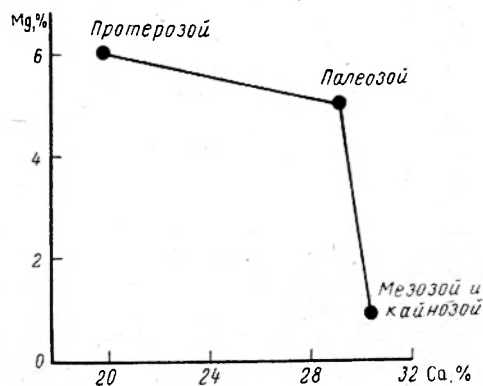


Рис. 15. Изменение соотношения Mg/Ca в карбонатных породах во времени

Таблица 99

Распределение кальция в осадочной оболочке литосферы на континентах

| Породы | Среднее содержание кальция, % | Коэффициент вариации содержаний | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|-------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Осадочные | | | | |
| Глинистые сланцы | 2,00 | 0,48 | } 53,0 | |
| Глины | 2,20 | 0,56 | | |
| Пески и песчаники | 2,68 | 0,87 | 25,4 | |
| Карбонатные породы | 32,5 | 0,12 | 20,8 | |
| Эвапориты | 28,25* | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 8,78 | 0,59 | 100,0 | 80,4 |
| Эффузивные | | | | |
| Базальты платформенные | 7,10 | 0,15 | 5,6 | |
| Базальты геосинклинальные | 7,00 | 0,09 | 31,1 | |
| Андезиты | 4,35 | 0,16 | 41,3 | |
| Дациты | 2,56 | 0,21 | 0,8 | |
| Кислые эффузивы | 0,70 | 0,33 | 21,0 | |
| Трахиты | 1,70 | 0,26 | 0,1 | |
| Фонолиты | 1,27 | 0,30 | 0,1 | |
| Среднее | 4,55 | 0,17 | 100,0 | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах | 7,95 | 0,46 | | 100,0 |

* По данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [100].

В частности, большое значение с рассматриваемой точки зрения имеет определение истинной распространенности кристаллических сланцев по сравнению с гнейсами, учитывая, что кристаллические сланцы в отличие от докембрийских гнейсов образованы из глинистых пород, в значительной мере претерпевших биогенную экстракцию кальция.

Анализируя «избыточность» кальция в осадочной оболочке, нельзя также сбрасывать со счета возможность привноса части кальция на поверхность земного шара эндогенными термальными водами, особенно на относительно ранних этапах развития земной коры.

Таблица 100

Распределение кальция в «гранитной» оболочке литосферы

| Породы | Глобальная оценка среднего содержания, % | Коэффициент вариации содержаний | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|--|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Граниты | 1,12 | 0,22 | 63,7 | |
| Гранодиориты | 2,40 | 0,18 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 3,90 | 0,15 | 2,9 | |
| Диориты | 5,00 | 0,10 | 1,6 | |
| Габбро | 7,60 | 0,12 | 9,0 | |
| Перидотиты | 3,42 | 0,58 | } 0,3 | |
| Дуниты | 0,57 | 0,82 | | |
| Спелиты | 2,18 | 0,35 | | 0,9 |
| Нефелиновые спелиты | 1,50 | 0,33 | 0,1 | |
| Среднее | 2,13 | 0,23 | 100,0 | 53,4 |
| Метаморфические | | | | |
| Гнейсы | 2,98 | 0,13 | } 84,0 | |
| Кристаллические сланцы | 1,72 | 0,28 | | |
| Кварциты и песчаники | 2,30 | 0,60 | | 7,0 |
| Амфиболиты | 7,10 | 0,23 | | 8,2 |
| Карбонатные породы | 29,40 | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 2,95 | 0,23 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 2,51 | 0,23 | | 100,0 |

Таблица 101

Распределение кальция в горных породах платформенных и геосинклинальных областей «гранитной» оболочки литосферы

| Породы | Платформенные | | Геосинклинальные | |
|-------------------------------|-------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------|---------------------------------------|
| | Оценка среднего содержания, % | Распространенность в относительных, % | Оценка среднего содержания, % | Распространенность в относительных, % |
| Граниты | 1,16 | 74,0 | 1,06 | 43,0 |
| Гранодиориты | 2,40 | 10,8 | 2,40 | 43,0 |
| Кварцевые диориты | 3,90 | 2,4 | 3,90 | 4,0 |
| Диориты | 5,00 | 1,4 | 5,00 | 2,0 |
| Габбро | 7,60 | 10,0 | 7,60 | 7,0 |
| Перидотиты | 3,92 | } 0,3 | 2,92 | } 0,3 |
| Дуниты | 0,60 | | 0,47 | |
| Спелиты | 2,18 | | 2,18 | |
| Нефелиновые спелиты | 1,50 | 0,1 | 1,50 | 0,1 |
| Среднее | 2,07 | 100 | 2,30 | 100,1 |

Среднее содержание кальция в «гранитной» оболочке литосферы практически соответствует гранодиоритам, что еще раз подчеркивает значение этих пород для понимания особенностей геохимической эволюции земной коры.

7. НАТРИЙ

Натрий — литофильный элемент, отличающийся относительной общей равномерностью распределения в пределах литосферы. Химические свойства натрия обусловили исключительную роль этого элемента в процессах гипергенеза и его особое положение среди порообразующих элементов осадочной оболочки литосферы.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Среди ультраосновных пород перидотиты, пироксениты и кимберлиты характеризуются очень близкими средними содержаниями натрия (0,3—0,5%), а дуниты несут минимальные количества этого элемента (табл. 102). Ограниченный объем аналитической информации вместе с высокими глобальными коэффициентами вариации содержания натрия (0,50—1,56) определяют недостаточную точность глобальных и региональных оценок параметров распределения элемента в различных типах ультраосновных пород. Максимальной неравномерностью распределения натрия (V глобальный 1,53) отличаются дуниты. Указанное обстоятельство может быть результатом трех главных причин:

а) неточности аналитического определения натрия в ультрабазитах;

б) явлений серпентинизации;

в) неравномерности выплавления натрия из мантии во времени и пространстве, приводящей к высокой дисперсии его содержаний в остаточных продуктах выплавления.

Существенное влияние первой из перечисленных причин на оценки параметров распределения натрия в ультрабазитах не позволяет объективно проанализировать истинное влияние природных факторов на распределение натрия в ультраосновных породах. А. Штюбер и Г. Голес [314], использовавшие метод нейтронной активизации, нашли весьма значительное расхождение полученных ими результатов с классическим химическим методом, заставляющее с большой осторожностью относиться к имеющимся данным определения натрия в ультрабазитах, выполненным обычными методами химического анализа.

Предпринятая автором попытка установить связь между степенью серпентинизации дунитов и содержанием в них натрия не дала положительных результатов, однако объем исследованной информации нельзя считать достаточным.

При расчетах оценок параметров распределения натрия не учитывались определения, выполненные ранее 1950 г. Несмотря на это, оценка среднего содержания натрия как в дунитах, так и в

Таблица 1.2

Натрий в ультраосновных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|---|----------------|--------------------|--------------------|----------------|--------------------|--------------------|--------------------------------------|
| Дуниты | | | | | | | |
| Среднее по 29 регио- нам земного шара (29) * | 0,06 | -1,432 | 0,606 | 1,53 | -0,35 | -1,69 | Точность оценок не- достаточна |
| СССР, Урал (26) . . СССР, юг Сибири (25) | 0,045 0,045 | -1,616 ? | 0,641 0,104 | 1,26 (2,34) | — 2,87 | — 6,74 | |
| Перидотиты | | | | | | | |
| Среднее по 39 регио- нам земного шара (39) ** | 0,18 | -0,921 | 0,385 | 0,64 | 0,50 | -0,32 | Точность оценок не- достаточна |
| Европа, платформен- ные регионы, об- щая выборка (27) | 0,32 | -0,573 | 0,303 | 0,49 | — | — | Г. В. Пи- нус [79] |
| СССР, Урал (26) . . | 0,22 | -0,924 | 0,498 | 0,88 | — | — | |
| СССР, юг Сибири, гарцбургиты (32) | 0,015 | ? | 0,03 | (2,00) | 2,32 | 4,60 | |
| Африка общая вы- борка (30) | 0,39 | -0,699 | 0,590 | 1,11 | 0,08 | 1,50 | Г. В. Пи- нус [79] |
| Северная Америка, общая выборка (26) | 0,32 | -0,790 | 0,539 | 0,99 | -0,16 | 1,38 | |
| Пироксениты | | | | | | | |
| Среднее по 35 регио- нам земного шара (35) *** | 0,53 ± 0,10 | — | 0,29 | 0,54 | 0,08 | 0,42 | Г. В. Пи- нус [79] |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (28) | 0,43 | -0,405 | 0,365 | 0,60 | — | — | |
| СССР, геосинкли- нальные регионы азиатской части, общая выборка (38) | 0,41 | -0,592 | 0,459 | 0,79 | -0,02 | -1,30 | |
| Африка, общая вы- борка (39) | 0,70 | -0,298 | 0,388 | 0,64 | -0,58 | -0,40 | |

* См. сноску в табл. 19. Дополнительно включены данные по Сибирской платформе, Русской платформе, Финляндии, ГДР, Англии, Японии, Турции, Новой Зеландии, Папуа, Гренландии, Антарктиде, Норвегии.

** См. сноску в табл. 19. Дополнительно включены данные по Сибирской платформе, ЧССР, о-ву Мадагаскар, Норвегии, Австрии, Венгрии, Греции, Юго-Западной Африке, США (Аляска, Монтана), Мексике, Венесуэле.

*** См. сноску в табл. 19.

Продолжение табл. 102

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | v | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|----------------------|------|----------------------|----------------------|--|
| О-в Мадагаскар (27) | 0,53 | -0,509 | 0,452 | 0,77 | — | — | |
| Северная Америка, общая выборка (21) | 0,33 | -0,648 | 0,410 | 0,69 | 0,02 | -1,50 | |
| Кимберлиты | | | | | | | |
| Среднее по 17 райо- нам (17) **** | 0,30±0,08 | — | 0,16 | 0,53 | — | — | Точность среднего менее ± 20% |
| То же, пересчет на свежий кимберлит (17) | 0,43 | — | 0,23 | 0,53 | — | — | То же |
| Южная Африка (58) | 0,50 | -0,609 | 0,550 | 1,00 | -0,15 | -1,04 | |
| Пикриты | | | | | | | |
| Среднее по 12 райо- нам (12) ***** | 0,71±0,19 | — | 0,34 | 0,48 | — | — | » |

**** См. сноску в табл. 19. Дополнительно включены данные по Лесото.
***** См. сноску в табл. 19.

перидотитах оказалась существенно выше, чем в работе А. Штюбера и Г. Голеса [314]. Необходимость дополнительных исследований с целью уточнения имеющихся оценок несомненна.

До уточнения аналитических данных, а также количественных соотношений между различными типами ультраосновных пород содержание 0,15% Na может быть принято как среднее для ультрабазитов. Интересная проблема различия среднего содержания натрия в платформенных и геосинклинальных ультрабазитах для однозначного решения также требует дополнительных данных. Следует отметить, что изменение распределения относительно мобильных щелочных металлов в остаточных ультраосновных выплавках из мантии (дунитах) в зависимости от возраста и глубины отделения выплавок является возможным, если учесть прогрессирующий характер процесса выплавления. С этой точки зрения было бы интересно систематически исследовать распределение щелочных металлов в наиболее древних платформенных дунитах и дунитах геосинклинальных зон альпийского возраста. Наличие существенных различий между платформенными и альпинотипными ультрабазитами по содержанию щелочей в настоящее время не вызывает сомнения.

При переходе от ультрабазитов к основным породам содержание натрия возрастает достаточно резко (более чем в 4 раза). Среди базальтов по содержанию натрия выделяются две группы (табл. 103). Первая может быть отождествлена с океаническими толейтовыми

Таблица 173

Натрий в базальтах

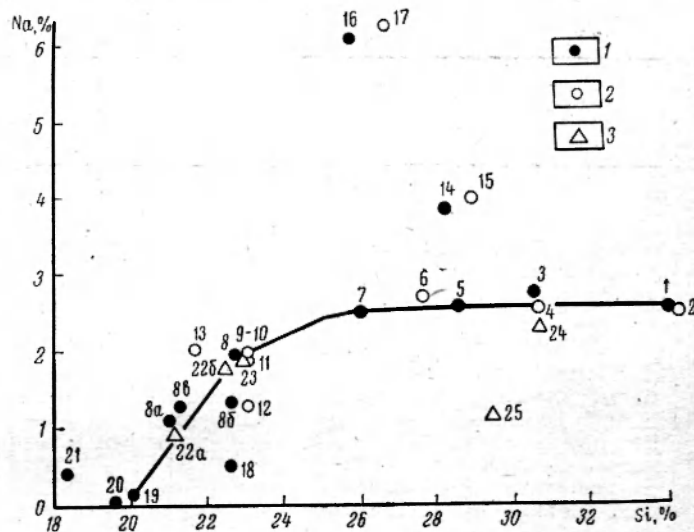
| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Платформенные базальты | | | | | | |
| Среднее по 23 платформенным регионам земного шара (23) * | 1,87±0,14 | 0,34 | 0,18 | 0,04 | 0,42 | |
| СССР, траппы и базальты Сибирской платформы (195) . . . | 1,68 | 0,37 | 0,22 | -0,20 | 0,23 | |
| Индия (60) | 1,87 | 0,39 | 0,21 | — | — | |
| Южная, Юго-Западная Африка и Южная Родезия, общая выборка (71) | 1,65 | 0,47 | 0,28 | 0,56 | 0,87 | [207], [181] |
| Западная Африка (40) | 1,65 | 0,51 | 0,31 | — | — | [156] |
| О-в Мадагаскар (37) | 1,88 | 0,42 | 0,22 | — | — | [154], [207] |
| Траппы древних платформ (258) | 1,65 | 0,44 | 0,27 | — | — | В. А. Кутюлин [63] |
| Траппы молодых платформ (90) | 2,17 | 0,41 | 0,19 | — | — | То же |
| Базальты геосинклинальных регионов | | | | | | |
| Среднее по 25 геосинклинальным регионам (25) ** | 1,95+0,13 | 0,33 | 0,12 | 0,63 | 0,49 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (28) . . . | 2,15 | 0,74 | 0,34 | — | — | |
| СССР, Урал (25) | 1,96 | 0,69 | 0,35 | — | — | |
| ПНР (62) | 2,20 | 0,60 | 0,27 | — | — | |
| Континентальная оливин-базальтовая формация (276) | 2,11 | 0,58 | 0,28 | — | — | В. А. Кутюлин [63] |
| Базальты андезитовой формации (355) | 2,00 | 0,51 | 0,26 | — | — | То же |
| Океанические базальты | | | | | | |
| Среднее по 35 островам Тихого, Индийского и Атлантического океанов (35) | 2,07 | 0,29 | 0,14 | 0,16 | -0,40 | |
| Толеитовые базальты, Гавайские острова (105) | 1,55 | 0,17 | 0,11 | — | — | |
| Щелочные базальты, Гавайские острова (35) | 2,10 | 0,73 | 0,35 | — | — | |
| О-в Реюньон (43) | 1,63 | 0,51 | 0,31 | — | — | |
| Толеитовые базальты океанической формации (110) | 1,65 | 0,30 | 0,18 | — | — | В. А. Кутюлин [63] |
| Щелочные оливиновые базальты океанической формации (118) | 2,16 | 0,53 | 0,25 | — | — | То же |
| Дно Атлантического и Тихого океанов (36) | 2,00 | 0,15 | 0,07 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 21.

Рис. 16. Вариационная диаграмма натрия — кремний в горных породах литосферы

1 — интрузивные породы; 2 — эффузивные породы; 3 — метаморфические породы

1 — граниты, 2 — кислые эффузивы, 3 — гранодиориты, 4 — дациты, 5 — кварцевые диориты, 6 — андезиты, 7 — диориты, 8 — габбро, 8а — габбро, Урал, 8б — габбро, Южная Африка, 8в — габбро океаническое, 9 — базальты геосинклинальные, 10 — базальты Средне-Атлантического хребта, 11 — базальты платформенные, 12 — базальты толеитовые Гавайских островов, 13 — базальты океанических островов, 14 — сиениты, 15 — грахиты, 16 — нефелиновые сиениты, 17 — фонолиты, 18 — пироксениты, 19 — перидотиты, 20 — дуниты, 21 — кимберлиты, 22а — эклогиты из кимберлитовых трубок, 22б — эклогиты из метаморфических пород, 23 — амфиболиты, 24 — гнейсы, 25 — кристаллические сланцы



базальтами гавайского типа, содержащими в среднем 1,65% Na; к этой группе тяготеет также большинство платформенных базальтов. Вторая группа, отличающаяся содержанием 2,10—2,16% Na, объединяет щелочные океанические базальты. Аналогичным средним содержанием натрия характеризуется также большинство геосинклинальных базальтов. Толеитовые океанические базальты отличаются от щелочных существенно меньшей дисперсией распределения натрия. Подобное же значимое отличие выявляется при сравнении региональных оценок дисперсии содержаний натрия в платформенных и геосинклинальных базальтах, что свидетельствует о различных особенностях дифференциации рассматриваемых эффузивных серий.

Интересно, что толеитовые базальты океанического дна по содержанию натрия аналогичны щелочным базальтам, хотя существенно отличаются от последних меньшим коэффициентом вариации содержаний этого элемента, сравнимым только с толеитовыми базальтами Гавайских островов. Влияние натрия морской воды при подводных излияниях на некоторое общее увеличение содержания натрия в базальтах океанического дна, возможно, является объяснением наблюдаемой аномалии. Во всяком случае, это влияние нельзя сбрасывать со счета при сравнении базальтовых пород по содержанию натрия.

Габбро по особенностям распределения натрия представляют как бы среднее между толеитовыми и щелочными базальтами (табл. 104).

Натрий в габбро

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|------------------|--------------|--------|-------|-------|------------------------|
| Среднее по 45 континенталь- ным регионам земного шара (45)* | 1,80±0,09 | 0,30 | 0,17 | 0,08 | -0,32 | |
| Европа | | | | | | |
| Балтийский щит, общая вы- борка (40) | 1,80 | 0,62 | 0,34 | -0,28 | -0,22 | |
| ПНР (38) | 1,82 | 0,80 | 0,44 | — | — | |
| ГДР (24) | 1,52 | 0,48 | 0,32 | — | — | |
| Европа, Центральная и За- падная, общая выборка (44) | 1,74 | 0,61 | 0,35 | 0,17 | 0,62 | |
| СССР, Кавказ и Закавказье (26) | 2,08 | 0,56 | 0,27 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные ре- гионы, общая выборка (67) | 1,64 | 0,80 | 0,49 | 0,02 | -0,26 | |
| Урал (87) | 1,17 | 0,36 | 0,57 | — | — | |
| Алтай (26) | (-0,041) 1,80 | (lg) 0,79 | 0,44 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Южная Африка (47) | 1,27 | 0,59 | 0,46 | — | — | [207] |
| Западная Африка, общая вы- борка (24) | 1,64 | 0,53 | 0,32 | 0,29 | -0,98 | [156] |
| Мали (21) | 1,52 | 0,51 | 0,34 | — | — | [156] |
| О-в Мадагаскар (43) | 1,61 | 0,53 | 0,33 | — | — | [154], [238] [207] |
| Океанические районы | | | | | | |
| О-ва Индийского и Атланти- ческого океанов (10)** | 1,30 | 0,45 | 0,34 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (81) | 1,88 | 0,68 | 0,36 | -0,01 | 0,15 | |
| США, Новая Англия и Аппа- лачи (23) | 2,00 | 0,69 | 0,35 | — | — | |
| Канада, габбро и нориты (40) | 2,06 | 0,57 | 0,28 | — | — | [251] |
| Канада, анортозиты (28) | 3,58 | 0,35 | (0,10) | — | — | |

* Сноска см. в табл. 20.

Таблица 175

Натрий в диоритах и андезитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Диориты | | | | | | |
| Среднее по 41 региону земного шара (41) * | 2,54±0,12 | 0,38 | 0,15 | -0,26 | -0,35 | [241], [241a] |
| Финляндия (20) | 2,52 | 0,52 | 0,21 | — | — | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (24) | 2,66 | 0,55 | 0,21 | — | — | [131] |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (86) | 2,60 | 0,83 | 0,32 | 0,46 | 0,93 | |
| Малайзия (21) | 2,37 | 0,84 | 0,35 | — | — | |
| Африка, общая выборка (24) | 2,40 | 1,09 | 0,45 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (22) | 2,66 | 0,55 | 0,21 | — | — | |
| США, общая выборка (32) | 2,90 | 0,68 | 0,23 | 0,14 | -0,06 | [154], [207] |
| Андезиты | | | | | | |
| Среднее по 54 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (54) ** | 2,74±0,13 | 0,50 | 0,20 | 0,44 | 0,12 | |
| Европа | | | | | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (42) | 2,75 | 0,91 | 0,33 | 0,54 | -0,63 | |
| СССР, Крым Кавказ, Закавказье (37) | 3,00 | 0,53 | 0,18 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (36) | 2,52 | 0,62 | 0,25 | 0,18 | -0,80 | |
| СССР, Казахстан (36) | 2,70 | 0,67 | 0,25 | — | — | |
| СССР, Камчатка (23) | 2,62 | 0,56 | 0,21 | — | — | |
| Япония (31) | 2,25 | 0,57 | 0,25 | — | — | |
| Индонезия (20) | 2,75 | 0,85 | 0,31 | — | — | |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (89) | 2,61 | 0,68 | 0,26 | 0,69 | 1,27 | |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (101) | 2,83 | 0,58 | 0,20 | 0,09 | 1,03 | |
| США, Скалистые горы (35) | 2,93 | 0,67 | 0,23 | — | — | |
| США, Калифорния (45) | 2,86 | 0,30 | 0,10 | — | — | |
| Тихоокеанское кольцо, общая выборка (148) | 2,62 | 0,56 | 0,21 | — | — | |
| Центральная Америка | | | | | | |
| Общая выборка (21) | 2,83 | 0,70 | 0,25 | — | — | |
| О-в Мартиника (30) | 2,34 | 0,27 | 0,12 | — | — | |
| Австралия | | | | | | |
| Новая Зеландия (20) | 2,29 | 0,50 | 0,22 | — | — | |
| Океанические районы | | | | | | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океанов (33) | 3,42 | 0,72 | 0,21 | 0,11 | 0,17 | |

* Сноски см. в табл. 22.

Таблица 106

Натрий в гранодиоритах и кварцевых диоритах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|--------------------|---------------|------|-------|-------|---|
| Гранодиориты | | | | | | |
| Среднее по 34 регионам земного шара (34) * . . . | 2,74 ± 0,09 | 0,27 | 0,10 | 0,59 | -0,43 | |
| Европа | | | | | | |
| Финляндия (36) | 2,89 | 0,61 | 0,21 | — | — | [241], [241a] |
| СССР, Кавказ (24) | 2,65 | 0,52 | 0,20 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (80) | 2,70 | 0,52 | 0,19 | 0,85 | 1,41 | |
| СССР, Урал (30) | 2,80 | 0,52 | 0,19 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (33) | 2,40 | 0,46 | 0,19 | — | — | |
| СССР, Восточное Забай- калье (83) | 2,67 | 0,50 | 0,19 | — | — | Ю. Н. Спо- миор и Р. М. Ро- манова |
| Африка | | | | | | |
| Западная Африка, общая выборка (35) | 2,93 | 0,59 | 0,20 | -0,30 | -0,79 | |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, Калифорния (30) . . . | 2,68 | 0,31 | 0,12 | — | — | |
| Канада (25) | 2,98 | 0,60 | 0,20 | — | — | |
| Кварцевые диориты и тоналиты | | | | | | |
| Среднее по 30 регионам земного шара (30)** . . . | 2,60 ± 0,16 | 0,45 | 0,17 | 0,21 | -0,27 | |
| СССР, Кавказ (26) | 2,15 (0,322—1g) | 0,093 (1g) | 0,21 | — | — | А. М. Де- мин и А. А. Ситнип [48] |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской ча- сти, общая выборка (45) | 2,60 | 0,62 | 0,24 | — | — | |
| СССР, Урал (39) | 2,46 | 0,66 | 0,27 | — | — | |
| СССР, Восточное Забай- калье (46) | 2,23 | 0,45 | 0,20 | — | — | Ю. Н. Спо- миор и Р. М. Ро- манова |
| Финляндия (22) | 2,77 | 0,79 | 0,29 | — | — | [241], [241a] |

* Сноску см. в табл. 23. Дополнительно включены данные по Сибирской платформе, Югославии, Италии, Ирану.

** Сноску см. в табл. 23. Дополнительно включены данные по Камчатке, Гвинею, Верхней Вольте, Новой Англии (США), Антарктиде.

Таблица 177

Натрий в гранитах

| Породы, регионы, (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|------|----------------------|
| Среднее по 65 регионам земного шара (65) * | 2,70±0,04 | 0,40 | 0,15 | -0,36 | 0,80 | |
| Европа | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (93) | 2,62 | 0,72 | 0,27 | 0,35 | 0,73 | [241], [241a] |
| Финляндия (108) | 2,66 | 0,71 | 0,27 | — | — | |
| СССР, Украинский кристаллический массив (50) | 2,57 | 0,76 | 0,30 | — | — | В. В. Свиридов [103] |
| Гам же, коростеньские рапакивидные граниты (72) | 2,32 | 0,48 | 0,21 | — | — | |
| СССР, Кавказ (54) | 2,71 | 0,60 | 0,22 | — | — | |
| ПНР (124) | 0,75 | 0,76 | 0,27 | — | — | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (43) | 2,24 | 0,50 | 0,22 | -0,34 | 1,16 | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (185) | 2,70 | 0,68 | 0,25 | -0,13 | 0,90 | |
| СССР, Урал (83) | 2,64 | 0,68 | 0,26 | — | — | |
| СССР, Алтай (51) | 2,78 | 0,57 | 0,20 | — | — | |
| СССР, Казахстан (109) | 2,82 | 0,57 | 0,20 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (61) | 2,63 | 0,76 | 0,29 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (178) | 2,70 | 0,70 | 0,26 | -0,11 | 0,60 | |
| СССР, Приморье, Дальний Восток (68) | 2,51 | 0,60 | 0,24 | — | — | |
| СССР, Сибирская платформа (50) | 2,69 | 0,79 | 0,29 | — | — | |
| Япония (46) | 2,60 | 0,68 | 0,26 | — | — | [131] |
| Малайзия (48) | 2,11 | 0,53 | 0,25 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Среднее по 21 региону (21) | 2,75 | 0,43 | 0,16 | — | — | |
| Африка, общая выборка (57) | 2,68 | 0,69 | 0,26 | — | — | |
| Западная Африка, общая выборка (94) | 3,09 | 0,74 | 0,24 | 0,34 | 0,30 | [156] |
| Нигер (24) | 3,00 | 0,55 | 0,18 | — | — | [156] |
| Мали (32) | 2,95 | 0,72 | 0,24 | — | — | [156] |
| Берег Слоновой Кости (40) | 3,08 | 0,85 | 0,27 | — | — | [156] |
| Мавритания (57) | 3,03 | 0,54 | 0,18 | — | — | [156] |
| Гвинея (27) | 2,98 | 0,66 | 0,22 | — | — | [154], [238], [207] |
| О-в Мадагаскар (35) | 2,86 | 0,70 | 0,25 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (110) | 2,83 | 0,79 | 0,28 | 0,01 | 0,40 | |
| США, Калифорния (30) | 2,70 | 0,42 | 0,16 | — | — | |
| Канада (64) | 2,98 | 0,70 | 0,24 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 24.

Таблица 16

Натрий в кислых эффузивных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источники информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|----------------------|
| Риолиты, липариты, обсидианы, кварцевые порфиры, фельзиты | | | | | | |
| Среднее по 50 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (50) * | 2,60±0,06 | 0,51 | 0,20 | 0,23 | -0,66 | |
| Европа | | | | | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (24) | 2,32 | 1,11 | 0,48 | — | — | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (32) | 2,64 | 0,94 | 0,36 | — | — | |
| Северная Атлантика (27) | 3,33 | 0,55 | 0,17 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (65) | 2,60 | 1,00 | 0,38 | 0,16 | 0,70 | |
| СССР, Средняя Азия (36) | 2,32 | 1,31 | 0,56 | — | — | |
| СССР, Дальний Восток и Приморье (21) | 2,68 | 0,84 | 0,31 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Общая выборка (35) | 2,57 | 0,68 | 0,26 | 0,10 | 0,00 | |
| Южная Африка, фельзиты (22) | 2,41 | 0,65 | 0,27 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (23) | 2,50 | 0,79 | 0,32 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (62) | 2,43 | 0,85 | 0,35 | 0,35 | 0,56 | |
| Австралия | | | | | | |
| Австралия и Новая Зеландия, общая выборка (22) | 2,14 | 0,93 | 0,43 | — | — | [237] |
| Дацнты | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31) ** | 2,70±0,06 | 0,47 | 0,17 | 0,48 | -0,20 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (30) | 3,00 | 0,70 | 0,23 | — | — | |
| Тихоокеанский пояс, общая выборка (30) | 2,80 | 0,54 | 0,19 | 0,87 | 0,48 | |
| США, общая выборка (46) | 3,19 | 0,51 | 0,16 | -0,13 | 0,33 | |
| США, Калифорния (30) | 3,00 | 0,31 | 0,10 | — | — | |
| Южная Америка, общая выборка (21) | 2,82 | 0,57 | 0,20 | — | — | |

* Сноска см. в табл. 25.

Однако габброиды в пределах некоторых регионов отличаются весьма низкими средними содержаниями натрия, не свойственными базальтам. К подобным регионам относятся Урал, Южная Африка и острова Индийского и Атлантического океанов, близкие к рифтовым зонам. Принимая во внимание, что перечисленные районы в период формирования габбровых серий были связаны с мантией разломами, содержание натрия в этих породах должно в максимальной степени соответствовать глубинным порциям выплавки основного состава. Содержание натрия в бедных этим элементом габбро близко эклогитам из кимберлитовых трубок или толеитовым океаническим базальтам (габбро Урала и океанических островов, габбро Южной Африки).

При переходе от основных к средним породам содержание натрия увеличивается в 1,3—1,4 раза при заметном уменьшении региональных коэффициентов вариации содержаний (табл. 105). Достигнутый уровень концентрации натрия в средних породах практически не изменяется в более кислых магматических дифференциатах, включая граниты, что является весьма любопытной особенностью геохимии этого элемента в магматическом процессе (рис. 16, табл. 106, 107, 108). Эволюция коэффициентов концентрации натрия в средних продуктах «нормального ряда» дифференциации (по отношению к перидотиту):

| | |
|----------------------------|------|
| дунит | 0,17 |
| перидотит | 1,00 |
| габбро | 5,40 |
| диорит | 7,40 |
| кварцевый диорит | 7,40 |
| гранодиорит | 7,90 |
| гранит | 7,70 |

Максимальным накоплением натрия отличаются щелочные породы (табл. 109, 110), в которых коэффициент его концентрации по отношению к перидотиту достигает 10,0—15,5 (в сиенитах и нефелиновых сиенитах соответственно).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Средние содержания натрия в амфиболитах и гнейсах (табл. 111) соответственно близки габбро и гранодиоритам; этим натрий не отличается от других петрогенных элементов, хотя (как уже отмечалось) в рассматриваемом случае не наблюдается существенного различия в содержании элемента между гранодиоритами, гранитами и кварцевыми диоритами.

Эклогиты по особенностям распределения натрия (как и других элементов) четко разделяются на две группы. Бедные натрием эклогиты из кимберлитов близки в этом отношении глубинным габбро Урала и океанических островов (см. рис. 16), в то время как эклогиты из метаморфических пород характеризуются повышенным содержанием натрия и практически не отличимы от амфиболитов и габбро.

Таблица 10

Натрий в сиенитах и трахитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Сиениты | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40) * | 3,35 ± 0,22 | 0,70 | 0,18 | 0,16 | 0,26 | |
| Балтийский щит, общая выборка (34) | 4,22 | 1,32 | 0,31 | -0,19 | -1,06 | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (47) | 3,75 | 1,18 | 0,31 | 0,18 | -0,08 | |
| СССР, Восточное Забайкалье (40) | 2,66 | 0,40 | 0,15 | — | — | Ю. Н. Спориор |
| СССР, Средняя Азия (39) | 3,03 | 1,16 | 0,38 | — | — | |
| СССР, Сибирская платформа (22) | 3,55 | 1,14 | 0,32 | — | — | |
| Африка, общая выборка (40) | 4,26 | 1,14 | 0,27 | 0,10 | 0,77 | |
| О-в Мадагаскар (34) | 3,85 | 1,16 | 0,29 | — | — | [154], [207] |
| США, общая выборка (33) | 4,13 | 1,20 | 0,29 | 0,27 | -0,47 | |
| Трахиты | | | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара (28) ** | 4,00 ± 0,31 | 0,85 | 0,21 | 0,31 | 0,12 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (34) | 4,22 | 0,96 | 0,23 | -0,37 | 0,51 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (26) | 3,20 | 0,72 | 0,23 | 0,17 | -0,44 | |
| Италия (28) | 3,61 | 1,00 | 0,28 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (24) | 4,42 | 0,72 | 0,16 | — | — | [154], [207] |
| США, общая выборка (22) | 4,04 | 1,16 | 0,29 | — | — | |
| Австралия (20) | 4,24 | 1,04 | 0,25 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океанов (40) | 4,60 | 0,65 | 0,14 | 0,04 | 1,57 | |

* Сноски см. в табл. 27.

Таблица 110

Натрий в нефелиновых сиенитах и фонолитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|------|-------|---------------------|
| Нефелиновые сиениты | | | | | | |
| Среднее по 48 регионам земного шара (48) * | 6,15 ± 0,35 | 1,12 | 0,18 | 0,48 | 0,0 | |
| Среднее по 28 платформенным регионам земного шара (28) | 6,70 | 0,84 | 0,13 | 0,05 | -0,58 | |
| Среднее по 20 геосинклинальным регионам земного шара (20) | 5,40 | 1,00 | 0,18 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 28.

Продолжение табл. 11)

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Европа | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (43) | 7,10 | 1,66 | 0,23 | 0,00 | 0,09 | |
| СССР, Кольский п-ов (81) | 6,90 | 1,86 | 0,27 | 0,01 | -0,39 | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (40) | 5,54 | 1,22 | 0,22 | 0,40 | -0,44 | |
| СССР, Тува (39) | 5,80 | 1,79 | 0,31 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Африка, общая выборка (45) | 6,70 | 1,16 | 0,17 | 0,14 | 0,35 | |
| Южная и Юго-Западная Африка, общая выборка (23) | 6,87 | 1,59 | 0,23 | — | — | [207] |
| Гвинея (25) | 6,78 | 1,60 | 0,24 | — | — | [154], [238], [207] |
| О-в Мадагаскар (27) | 5,65 | 1,38 | 0,24 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (27) | 5,88 | 1,25 | 0,21 | -0,05 | -0,93 | |
| Фонолиты | | | | | | |
| Среднее по 20 континентальным регионам земного шара (20) ** | 6,16 ± 0,48 | 1,06 | 0,17 | 0,34 | 0,38 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (24) | 5,63 | 1,42 | 0,25 | 0,06 | -0,91 | |
| Африка, общая выборка (24) | 6,51 | 0,76 | 0,12 | 0,82 | 0,80 | |
| О-в Мадагаскар (27) | 6,08 | 0,69 | 0,11 | — | — | [154], [238], [207] |
| США, общая выборка (21) | 6,25 | 1,24 | 0,20 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океанов (25) | 6,26 | 1,06 | 0,17 | — | — | |

** Сноску см. в табл. 28.

Таблица 111

Натрий в метаморфических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|-----------------------|------|-----------------------|-----------------------|---------------------|
| Амфиболиты | | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25) * | 1,85 ± 0,10 | — | 0,51 | 0,28 | 0,31 | -1,10 | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (30) | 1,93 | — | 0,82 | 0,42 | 0,13 | -1,44 | |
| Финляндия (39) | 2,07 | — | 0,86 | 0,42 | — | — | [241], [241a] |

* Сноски см. в табл. 29.

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|-------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|------------------------------------|
| СССР, Украинский кри- сталлический массив (68) | 1,75 | — | 0,75 | 0,43 | 0,10 | 0,72 | |
| Там же, Коростеньский массив, архей (28) . . | 1,62 | — | 0,31 | 0,19 | — | — | В. В. Свири- дов [103] |
| Там же, нижний протер- розой (52) | 1,56 | — | 0,61 | 0,39 | — | — | То же |
| Там же, нижний протер- розой (альбитовые ам- фиболиты) (48) | 2,06 | — | 0,70 | 0,33 | — | — | » |
| ПНР (54) | 2,23 | — | 1,51 | 0,68 | — | — | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы, общая выборка (30) | 1,96 | — | 1,00 | 0,50 | 0,42 | -0,90 | |
| СССР, Урал (25) | 1,60 | — | 0,85 | 0,53 | — | — | |
| Африка | | | | | | | |
| Западная и Юго-Запад- ная Африка, общая выборка (35) | 1,91 | — | 0,89 | 0,47 | 0,37 | -0,56 | [156], [207] |
| Того (22) | 2,00 | — | 0,88 | 0,44 | — | — | [156] |
| О-в Мадагаскар (20) . . | 1,41 | — | 0,88 | 0,62 | — | — | [154], [207] |
| Северная Америка | | | | | | | |
| Канада (25) | 1,77 | — | 0,81 | 0,46 | — | — | [251] |
| Эклогиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16) ** | 1,55 ± 0,43 | — | 0,87 | 0,56 | — | — | Точность оценок недостаточна |
| Среднее по эклогитам из кимберлитовых трубок | 0,90 | — | 0,97 | 1,07 | — | — | В. А. Ку- толпи [64] |
| Среднее по эклогитам из метаморфических по- род | 1,78 | — | 0,59 | 0,33 | — | — | То же |
| Южная Африка (27) . . | 1,25 | 0,086 | 0,452 | 0,77 | -0,10 | -1,71 | [207] |
| Гнейсы | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31) *** | 2,40 ± 0,16 | — | 0,45 | 0,19 | 0,12 | -0,47 | |
| Балтийский щит, общая выборка (68) | 2,16 | — | 0,83 | 0,38 | 0,38 | 1,21 | |
| СССР, Кольский п-ов (31) | 2,26 | — | 0,84 | 0,37 | — | — | |
| Украинский кристалли- ческий массив (31) . . | 2,40 | — | 1,11 | 0,46 | — | — | |
| ПНР (90) | 2,55 | — | 1,04 | 0,41 | — | — | |

** Сноска см. в табл. 29.

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|--------|--------------------------|--------------------------|------------------------|
| СССР, геосинклиналь- ные регионы азиат- ской части, общая выборка (42) | 2,43 | — | 0,96 | 0,40 | 0,13 | —0,37 | |
| СССР, Сибирская плат- форма (38) | 2,06 | — | 0,91 | 0,44 | — | — | |
| Западная Африка, об- щая выборка (55) | 2,60 | — | 1,05 | 0,40 | 0,16 | 0,15 | [156] |
| Мавритания (29) | 1,97 | — | 1,04 | 0,53 | — | — | [156] |
| Дагомея (30) | 2,64 | — | 0,94 | 0,36 | — | — | [156] |
| Гвинея (24) | 2,40 | — | 0,93 | 0,39 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (32) | 2,06 | — | 0,93 | 0,45 | — | — | |
| Канада (45) | 2,30 | — | 1,04 | 0,45 | — | — | [254] |
| Канада, пров. Квебек, объединенные пробы по гнейсам амфиболи- товой фации (15) | 2,96 | — | 0,27 | (0,09) | — | — | [180] |
| То же, по гнейсам гра- нулитовой фации (12) | 2,96 | — | 0,30 | (0,10) | — | — | [180] |
| Кристаллические слан- цы | | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40) **** | 1,43 ± 0,15 | — | 0,44 | 0,31 | —0,45 | —0,73 | |
| Балтийский щит, общая выборка (65) | 1,63 | — | 0,88 | 0,54 | 0,29 | —0,87 | |
| ПНР (32) | 1,54 | — | 1,12 | 0,73 | — | — | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы азиат- ской части, общая выборка (44) | 1,45 | — | 0,79 | 0,54 | 0,11 | —1,12 | |
| Западная Африка, общая выборка (57) | 1,57 | — | 1,06 | 0,68 | 0,23 | —1,14 | [156] |
| Западная Африка, Мали (22) | 1,70 | — | 1,10 | 0,65 | — | — | [156] |
| Северная Америка, об- щая выборка (36) | 1,49 | — | 0,95 | 0,64 | — | — | |

**** Сноску см. в табл. 29.

Распределение натрия в кристаллических сланцах резко отличается от его распределения в гнейсах: существенно более низким средним содержанием и заметно повышенными региональными коэффициентами вариации его содержания. Внимательное рассмотрение кривой распределения натрия в кристаллических сланцах земного шара позволяет судить, что изученная выборка двуимодальна и представляет собой две различные нормально распределенные совокупности (рис. 17). Отмеченная двугорбность не случайна, о чем свидетельствует большинство выборок, характеризующих распределение натрия в кристаллических сланцах различных регионов.

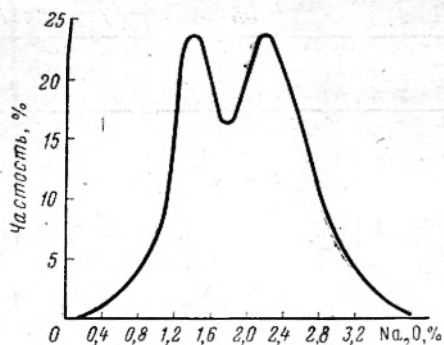


Рис. 17. Двугорбность кривой распределения натрия в кристаллических сланцах литосферы

Эти выборки также двумодальны и однотипны, несмотря на разный возраст метаморфизованных глинистых осадков. Судя по рис. 17, 18, совокупности, объединяющие выщелоченные кристаллические сланцы с низким содержанием натрия, имеют моду кривой распределения, соответствующую 0,29—0,87%. Возможно, эти совокупности, во всяком случае некоторые из них распределены логарифмически нормально. Совокупности, объединяющие кристаллические сланцы с высоким содержанием натрия, вероятно, подчиняются нормальному закону распределения и имеют моду, соответствующую 2%. В этой связи относительно высокие отрицательные значения эксцесса распределения содержаний натрия в большинстве выборок, представляющих кристаллические сланцы, являются следствием комплексного характера рассматриваемых совокупностей, которые

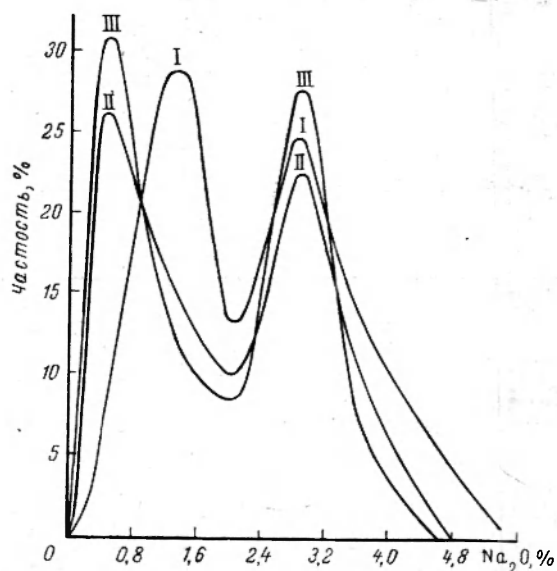


Рис. 18. Характер кривых распределения натрия в кристаллических сланцах различных регионов:

I — Балтийский щит, II — Западная Африка, III — Польская Народная Республика

лишь условно могут рассматриваться как нормальные. Таким образом, среди метаморфических сланцев достаточно четко выделяются группы пород бедные натрием и относительно богатые им.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

С совокупностями осадочных глинистых пород, содержащими 0,5—1,0% Na, мы вновь встречаемся при рассмотрении распределения этого элемента в осадочных породах (табл. 112). Проблема несоответствия содержания натрия в осадочных, метаморфических и магматических породах, возникшего в результате выщелачивания натрия из неметаморфизованных осадочных пород на континентах, занимала умы многих геохимиков. Наиболее объективное решение этой проблемы было дано Т. Бартом [10], отметившим роль натрия поровых вод геосинклинальных морских осадков. Точные расчеты, выполненные на этой основе М. Хорном [223], подтвердили возможность балансирования натрия в геохимическом цикле земной коры (с учетом массы натрия, вынесенной в океан). При этом М. Хорн [223, 224] исходил из следующих оценок пористости осадочных пород, определенных по более чем 500 разрезам по скважинам:

| | |
|---|-------|
| глинистые сланцы | 35,0% |
| песчаники | 19,8% |
| карбонаты | 6,3% |
| среднее для осадочного чехла платформ | 25,3% |
| среднее для осадков геосинклиналей | 28,1% |
| среднее для океанических пелагических осадков | 48,1% |

Оценка пористости океанических осадков основывалась на данных о средней пористости глубоководных глин (38,1%) и глобигеринового ила (58,6%).

С целью сравнения концентрации солей в поровых растворах и морской воде М. Хорном было вычислено среднее удельное сопротивление порового раствора из 10 000 измерений удельного сопротивления, проводившихся на пробах поровых растворов при постоянной температуре: 70° по Фаренгейту (около 21° С). Полученное значение (0,24 ом/м) оказалось очень близким удельному сопротивлению морской воды при той же температуре (0,21 ом/м). Эти данные послужили М. Хорну основанием для суждения об аналогии между составом первичного порового раствора и морской воды.

Резкое уменьшение содержания натрия после удаления поровой воды из пород может быть иллюстрировано на примере современных морских осадков (табл. 113). Е. Гольдберг и Г. Аррениус [198], сохранив поровый раствор, определили в среднем 3,30% Na в пелагических осадках Тихого океана. Средняя цифра, полученная по данным С. Эль Вакила и Дж. Рилея [182], которые анализировали глубоководные океанические осадки после удаления поровой воды, оказалась равной 1,07% Na для глинистых и 0,62% для глинисто-известковых осадков. Таким образом, при расчете среднего состава осадочной оболочки литосферы, по-видимому, необходимо учитывать натрий,

Таблица 112

Натрий в осадочных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|---|
| Глинистые сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 24 регио- нам земного шара (24) * | 0,98 ± 0,20 | — | 0,51 | 0,52 | 0,01 | 0,15 | |
| ПНР (24) | 1,00 | -0,180 | 0,412 | 0,69 | — | — | |
| Глины | | | | | | | |
| Среднее по 20 регио- нам земного шара (20) ** | 0,84 ± 0,16 | — | 0,37 | 0,44 | — | — | |
| СССР, Русская плат- форма | 0,53 | — | 0,24 | 0,46 | — | — | В. Я. Воробьев и В. С. Жуклова [32] |
| СССР, Скифская пли- та | 0,64 | — | 0,27 | 0,42 | — | — | |
| СССР, Кавказ | 0,85 | — | 0,19 | 0,22 | — | — | То же |
| ПНР (24) | 0,51 | -0,478 | 0,464 | 0,80 | — | — | |
| Канада (22) | 0,67 | -0,347 | 0,430 | 0,73 | — | — | |
| Пески и песчаники | | | | | | | |
| Среднее по 20 регио- нам земного шара (20) *** | 0,92 ± 0,24 | — | 0,54 | 0,59 | — | — | Точность сред- него менее ± 20% |
| СССР, Русская плат- форма | 0,67 | — | 0,27 | 0,40 | — | — | В. Я. Воробьев и В. С. Жуклова [32] |
| СССР, Скифская пли- та | 0,87 | — | 0,31 | 0,36 | — | — | |
| СССР, Кавказ | 1,38 | — | 0,14 | 0,10 | — | — | То же |
| Известняки | | | | | | | |
| Среднее по 20 регио- нам земного шара (20) **** | 0,25 ± 0,08 | — | 0,18 | 0,72 | — | — | Точность сред- него менее ± 20% |
| ПНР (30) | 0,23 | -0,947 | 0,566 | 1,04 | — | — | То же |
| Доломиты | | | | | | | |
| Общая глобальная выборка (168) | 0,27 | -0,806 | 0,423 | 0,71 | 0,43 | 0,04 | |

* Сноски см. в табл. 30.

Таблица 113

Натрий в современных океанических осадках

| Осадки, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | Источник информации |
|--|---------------|------|------|---------------------|
| Пелагические. Тихий океан (27) (включая поровый раствор) | 3,30 | 1,08 | 0,33 | [198] |
| Терригенные. Залив Пария, Венесуэла: | | | | |
| глины (12) | 1,68 | 0,58 | 0,35 | |
| пески (15) | 0,77 | 0,26 | 0,34 | |

Таблица 114

Распределение натрия в осадочной оболочке литосферы на континентах

| Породы | Среднее содержание натрия, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Объемная распространенность за вычетом пористости, % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|---|------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|--|
| Осадочные | | | | | |
| Глинистые сланцы | 0,98 | 0,52 | 53,0 | 34,45 | |
| Глины | 0,84 | 0,44 | | | |
| Пески и песчаники | 0,92 | 0,59 | 25,4 | 20,37 | |
| Карбонаты | 0,25 | 0,72 | 20,8 | 19,58 | |
| Эвапориты | 31,2** | Не опр. | 0,8 | 0,8 | |
| Поровый раствор | (1,05) | » » | — | | |
| Среднее | 1,08* | 0,55 | 100,0 | | 80,4 |
| Эффузивные | | | | | |
| Базальты платформенные . . | 1,87 | 0,18 | 5,6 | | |
| Базальты геосинклинальные | 1,95 | 0,12 | 31,1 | | |
| Андезиты | 2,74 | 0,20 | 41,3 | | |
| Дациты | 2,70 | 0,17 | 0,8 | | |
| Кислые эффузивы | 2,60 | 0,20 | 21,0 | | |
| Трахиты | 4,00 | 0,21 | 0,1 | | |
| Фоволиты | 6,16 | 0,17 | 0,1 | | |
| Среднее | 2,42 | 0,17 | 100,0 | | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах . . . | 1,33 | 0,48 | | | 100,0 |

* С учетом натрия порового раствора.

** По данным Ф. Стюарта (Horn, 223).

Таблица 115

Распределение натрия в «гранитной» оболочке литосферы

| Породы | Среднее содержание натрия, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Граниты | 2,70 | 0,15 | 63,7 | |
| Гранодиориты | 2,74 | 0,10 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 2,60 | 0,17 | 2,9 | |
| Диориты | 2,54 | 0,15 | 1,6 | |
| Габбро | 1,80 | 0,17 | 9,0 | |
| Дуниты | 0,06 | 1,53 | 0,3 | |
| Перидотиты | 0,18 | 0,64 | | |
| Сиениты | 3,85 | 0,18 | 0,9 | |
| Нефелиновые сиениты | 6,15 | 0,18 | 0,1 | |
| Среднее | 2,63 | 0,14 | 100,0 | 53,4 |
| Метаморфические | | | | |
| Гнейсы | 2,40 | 0,19 | 84,0 | |
| Кристаллические сланцы | 1,43 | 0,31 | | |
| Кварциты и песчаники | 0,34 | 0,32 | 7,0 | |
| Амфиболиты | 1,85 | 0,28 | 8,2 | |
| Карбонаты | 0,15 | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 1,80 | 0,26 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 2,24 | 0,20 | | 100,0 |

связанный с поровыми растворами. В противном случае будут получены заведомо заниженные данные, поскольку, как справедливо заметил Т. Барт [10], отсутствие натрийсодержащих поровых растворов в пробах осадочных пород морского происхождения, отбираемых из обнажений, следует рассматривать как вторичное явление, связанное с воздействием выветривания и близповерхностных метеорных вод.

Распределение натрия в осадочной и «гранитной» оболочках литосферы представлено в табл. 114 и 115. Следует подчеркнуть приближенность подсчета для метаморфических пород, обусловленную резким различием содержания натрия в гнейсах и кристаллических сланцах и полным отсутствием достоверных данных об относительной распространенности этих главных типов метаморфических пород в литосфере¹. В связи с отсутствием существенного различия в рас-

¹ Подсчет в табл. 114 произведен на основе условного соотношения гнейс—кристаллический сланец, равного 1 : 1. А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский [100] в одном случае для «гранитной» оболочки используют отношение 4,2 : 1 (табл. 3), а в другом случае (для парапород щитов) отношение 0,95 : 1 (табл. 4), не уточняя источника принятых цифр.

пределении натрия в гранитах и гранодиоритах его среднее содержание в магматических породах платформенных и геосинклинальных областей практически также не различается.

8. КАЛИЙ

Калий — типичный литофильный породообразующий элемент, прогрессивно концентрирующийся по мере эволюции земной коры во внешних оболочках литосферы. Обладая максимальным для породообразующих катионов размером иона, калий не является энергетически желательным элементом для гравитационных условий глубин литосферы и мантии Земли. Вероятно, в силу своей высокой миграционной способности катионы калия непрерывно выносятся из мантии в составе выплавов и ювенильных растворов, накапливаясь в «гранитном» слое литосферы, гравитационные условия которого благоприятны для концентрации крупных атомов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Среди магматических пород дуниты выделяются минимальным средним содержанием калия (табл. 116). Однако высокий вариационный коэффициент распределения калия в дунитах, проявляющийся как в глобальном масштабе, так и в пределах отдельных регионов, ставит под сомнение первичный характер подобного распределения. С этой точки зрения дуниты могут рассматриваться как остаточные глубинные выплавки из мантии, в значительной степени потерявшие щелочи в процессе выплавления¹.

К сожалению, качество доступной информации не позволяет относиться с полным доверием к статистическому обоснованию различия между средними содержаниями калия в дунитах и перидотитах древних платформ и молодых (альпийских) орогенов (большинство определений калия в платформенных дунитах заимствовано из старых анализов). Однако вероятный характер подобного различия, обсуждавшийся ранее при описании распределения натрия, должен быть принят во внимание.

Максимальным обогащением калием в группе ультраосновных пород отличаются кимберлиты — наиболее глубинные из известных выплавки мантийного вещества. Накопление калия в кимберлитовых выплавках подчеркивает отмеченную выше тенденцию к миграции элемента из глубоких участков мантии в приповерхностные оболочки литосферы.

Габброиды отличаются довольно выдержанным содержанием калия (табл. 117) и относительно незначительными колебаниями коэффициента вариации его содержаний в различных регионах (0,44—0,93; среднее 0,62). Следует отметить, что существенного

¹ При анализе большой величины дисперсии распределения калия следует иметь в виду недостаточную точность определения калия, особенно в старых анализах, а также возможную роль явлений серпентинизации.

Калий в ультраосновных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|--------|--------------------------|--------------------------|--------------------------------------|
| Дуниты | | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25) * | 0,014 | -2,237 | 0,587 | 1,10 | 0,18 | -0,66 | Точность оценок недоста- точна |
| СССР, Урал (24) | 0,030 | -1,818 | 0,593 | 1,12 | — | — | |
| СССР, юг Сибири (25) | 0,019 | ? | 0,056 | (3,00) | 2,48 | 4,85 | Г. В. Пинус [79] |
| Перидотиты | | | | | | | |
| Среднее по 34 регионам земного шара (34) ** | 0,05 | -1,678 | 0,624 | 1,20 | 0,22 | -1,50 | Точность оценок недостаточна |
| СССР, юг Сибири, гарц- бургиты (32) | 0,01 | ? | 0,05 | (5,00) | — | — | |
| Пироксениты | | | | | | | |
| Среднее по 35 регионам земного шара (35) *** | 0,23 | -0,730 | 0,317 | 0,51 | 0,04 | -1,13 | Точность оценок недоста- точна |
| Европа, общая выборка (24) | 0,19 | -0,889 | 0,374 | 0,62 | — | — | |
| СССР, Урал (20) | 0,10 | -0,979 | 0,230 | 0,36 | — | — | |
| Африка, общая выборка (32) | 0,22 | -0,821 | 0,383 | 0,63 | 0,63 | -0,79 | |
| Северная Америка, об- щая выборка (21) | 0,22 | -0,775 | 0,346 | 0,57 | — | — | |
| Кимберлиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16) **** | 1,06 | — | 0,57 | 0,54 | — | — | |
| Южная Африка (58) | 1,20 | -0,051 | 0,361 | 0,59 | -0,47 | -0,20 | |
| То же, пересчет на све- жий кимберлит с 0,5% воды | 1,37 | -0,012 | 0,361 | 0,59 | — | — | |
| Пикриты | | | | | | | |
| Среднее по 12 районам (12) ***** | 0,17 | -0,983 | 0,514 | 0,92 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 19. Дополнительно включены данные по Русской платформе, Югославии, Англии, Норвегии, Турции, Японии, Аляске, Гренландии, Папуа, Антарктиде.

** Сноску см. в табл. 19. Дополнительно включены данные по Австралии, Греции, Югославии, Камчатке, Приморью, Сибирской платформе, Южной Родезии, Мексике, Новой Зеландии, островам Индийского и Тихого океанов.

Остальные сноски см. в табл. 19.

Таблица 117

Калий в габбро

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|---------------------------------|
| Среднее по 45 регионам земного шара (45) * | 0,75 | -0,173 | 0,194 | 0,30 | 0,02 | 0,33 | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (44) | 0,65 | -0,334 | 0,373 | 0,62 | -0,22 | 0,37 | [241], [241a] |
| Финляндия (37) | 0,70 | -0,314 | 0,381 | 0,63 | — | — | |
| ПНР (35) | 0,43 | -0,553 | 0,429 | 0,73 | — | — | |
| ГДР (24) | 1,00 | -0,146 | 0,368 | 0,61 | — | — | |
| Европа, Западная и Цент- ральная, общая выборка (40) | 0,75 | -0,252 | 0,365 | 0,60 | -0,46 | -0,16 | |
| СССР, Кавказ и Закав- казье (20) | 0,83 | -0,167 | 0,305 | 0,51 | — | — | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (58) | 0,78 | -0,233 | 0,366 | 0,60 | 0,54 | -0,64 | |
| СССР, Урал (86) | 0,37 | -0,577 | 0,372 | 0,61 | — | — | |
| СССР, Алтай (25) | 0,54 | -0,407 | 0,362 | 0,59 | — | — | |
| Африка | | | | | | | |
| Южная Африка, бушвель- ский комплекс (39) | 0,41 | -0,577 | 0,366 | 0,60 | — | — | [207] [154], [238], [207] |
| О-в Мадагаскар (35) | 0,74 | -0,265 | 0,373 | 0,62 | — | — | |
| О-ва Индийского, Тихого и Атлантического океа- нов (10) | 0,60 | -0,338 | 0,338 | 0,55 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (69) | 0,91 | -0,212 | 0,405 | 0,68 | -0,50 | -0,12 | |
| США, Новая Англия и Ал- палачи (25) | 0,70 | -0,316 | 0,457 | 0,79 | — | — | [251] |
| США, Миннесота (24) | 1,00 | -0,167 | 0,519 | 0,93 | — | — | |
| США, Калифорния (24) | 0,41 | -0,562 | 0,394 | 0,66 | — | — | |
| Канада (37) | 0,68 | -0,231 | 0,274 | 0,44 | — | — | |
| Канада, апортозиты (28) | 0,71 | -0,167 | 0,254 | 0,40 | — | — | |
| Там же, апортозитовые габбро (36) | 0,59 | — | 0,15 | 0,26 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 20.

Таблица 118

Калий в базальтах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|
| Все базальтовые породы (1996) | 0,90 | -0,178 | 0,336 | 0,55 | -0,69 | -0,08 | [249] |
| Оливиновые толеитовые базальты (230) | 0,56 | -0,310 | 0,318 | 0,51 | -0,89 | -0,29 | [249] |
| Оливиновые щелочные базальты (288) | 0,90 | -0,149 | 0,294 | 0,47 | -0,99 | 0,68 | [249] |
| Платформенные базаль- ты | | | | | | | |
| Среднее по 23 платфор- менным регионам зем- ного шара (23) * | 0,72 ± 0,09 | — | 0,23 | 0,32 | 0,30 | 0,50 | |
| СССР, траппы и базаль- ты Сибирской плат- формы (209) | 0,61 | -0,281 | 0,245 | 0,39 | -0,50 | 0,72 | |
| Индия (60) | 0,65 | -0,292 | 0,321 | 0,52 | — | — | |
| Южная и Восточная Африка, общая выбор- ка (85) | 0,65 | -0,235 | 0,222 | 0,33 | -0,50 | 0,85 | [207], [181] |
| Западная Африка, Мали и Мавритания (31) | 0,73 | -0,184 | 0,177 | 0,27 | — | — | [156] |
| О-в Мадагаскар (39) | 0,70 | -0,208 | 0,234 | 0,37 | — | — | [154], [207] |
| Базальты геосинкли- нальных регионов | | | | | | | |
| Среднее по 25 геосин- клинальным регионам земного шара (30) ** | 0,81 ± 0,12 | — | 0,34 | 0,42 | 0,46 | 0,64 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье (33) | 0,64 | -0,328 | 0,380 | 0,62 | — | — | |
| ПНР (69) | 0,87 | — | 0,51 | 0,53 | 0,21 | 0,79 | |
| СССР, Урал, диабазы (31) | 0,64 | -0,286 | 0,321 | 0,52 | — | — | |
| Базальты андезитовой формации (355) | 0,83 | — | 0,45 | 0,54 | — | — | В. А. Ку- толин [63] |
| Базальты континенталь- ной оливин-базальто- вой формации (276) | 1,09 | — | 0,46 | 0,42 | — | — | То же |
| Океанические базальты | | | | | | | |
| Среднее по 34 островам Тихого, Индийского и Атлантического океа- нов (34) | 0,80 | — | 0,34 | 0,42 | 0,17 | 0,79 | |
| Толеитовые базальты, Гавайские о-ва (104) | 0,31 | -0,468 | 0,477 | 0,41 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 21.

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | v | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|-------------------------|------|----------------------|-------------------------|---------------------|
| Щелочные (субщелочные) оливиновые базальты. Гавайские о-ва (35) | 0,70 | — | 0,29 | 0,42 | — | — | В. А. Куртолин [63] |
| О-в Реюньон (26) | 0,81 | — | 0,23 | 0,30 | — | — | |
| Толейтовые базальты океанической формации (110) | 0,25 | — | 0,12 | 0,48 | — | — | |
| Щелочные оливиновые базальты океанической формации (118) | 0,98 | — | 0,37 | 0,38 | — | — | То же |
| Дно Атлантического и Тихого океанов (48) | 0,22 | — | 0,12 | 0,55 | — | — | |

различия в содержании калия между габброидами в пределах древних платформ и более молодых геосинклинальных регионов не отмечается. Однако в дальнейшем полезно провести более строгий отбор данных с использованием оценок абсолютного возраста, в настоящее время это сделать затруднительно. Наиболее низкое содержание калия (0,14%) установлено в габбро комплекса Стиллвотер (Монтана, США), относящегося к наиболее древним комплексам Северной Америки [229]. В региональном плане относительно обеднены калием габбро Урала и Южной Африки, связанные с разломами глубокого заложения. Низкие содержания калия свойственны также габброидам Западной Африки, Гренландии, Калифорнии. В то же время массы и ксенолиты габбро среди базальтовых пород, известные на островах Тихого, Индийского и Атлантического океанов [154, 243, 246 и др.], по содержанию калия существенно не выделяются из общего ряда, хотя данных для окончательного суждения (учитывая значительный разброс содержаний) пока недостаточно. Анализы бедных калием габбро (0,35—0,42%) с отдельных островов Атлантики (Канарские о-ва) и Индийского океана (Кергулен, Коморские о-ва) позволяют судить о распространении габбро, обедненного щелочами, также в пределах океанической коры.

Средние содержания калия в платформенных и геосинклинальных базальтах существенно не различаются (табл. 118). Не наблюдается также различия между распределением калия в континентальных базальтах и базальтах островов Тихого, Индийского и Атлантического океанов (в целом). В то же время толейтовые базальты Гавайских островов и особенно базальты Средне-Атлантического хребта отличаются резко пониженным содержанием калия, представляя с этой точки зрения обособленную группу базальтовых

пород, обедненную калием. Заметим, что содержание калия в гавайских толеитовых базальтах коррелирует с содержанием этого элемента в бедных калием габброидах таких специфических регионов, как Урал, Южная Африка, Калифорния, а среднее содержание калия в океанических базальтах Средне-Атлантического хребта (0,22%) аналогично его среднему содержанию в пироксенитах и пикритах (подобным же низким содержанием калия отличаются габбро Скаэргардской интрузии в Гренландии). Отмеченная особенность базальтов срединных хребтов океанического дна может свидетельствовать об отсутствии накопления калия при выплавлении базальтов на относительно небольшой глубине из мантии, подстилающей океаническую кору. Судя по тому, что интрузии габбро, подобные Скаэргардской, не являются сколько-нибудь широко распространенными; аналогичные условия в пределах континентальной коры, по-видимому, достаточно редки. Таким образом, по содержанию калия базальтовые породы земной коры разбиваются на три группы (табл. 119).

Таблица 119

Группы базальтовых пород в зависимости от содержания калия

| Группа | Породы | \bar{x} , % | v |
|--------|---|---------------|------|
| I | Габбро континентальное (без регионов, бедных калием) | 0,83 | 0,32 |
| | Базальт платформенный | 0,72 | 0,32 |
| | Базальт геосинклинальный | 0,81 | 0,42 |
| | Океанический щелочной оливинный базальт | 0,80 | 0,42 |
| II | Габбро континентальное, относительно бедное калием (Урал, Южная Африка, Калифорния и др.) | 0,37—0,43 | 0,61 |
| | Габбро океаническое (Кергулен, Коморские, Канарские о-ва) | 0,32—0,38 | 0,55 |
| | Базальт толеитовый, Гавайские о-ва | 0,31 | 0,41 |
| III | Базальт срединных хребтов океанического дна | 0,22 | 0,55 |
| | Габбро континентальное, обедненные калием (Скаэргард; Стилватер и др.) | 0,14—0,25 | 0,50 |

Распределение калия в базальтовых породах практически не имеет сколько-нибудь существенной аналогии с распределением натрия. В то же время разделение основных пород по содержанию калия очень сходно с описанным выше для магния, хотя в случае магния оно проявлено более четко.

Два главных фактора могут в той или иной мере регулировать распределение калия в базальтовых выплавках: 1) бедные калием основные породы выплавляются из участков мантий, обедненных этим элементом; 2) содержание калия в выплавках регулируется глубиной выплавления.

В природе, по-видимому, действует комбинация указанных факторов. Во всяком случае, неравномерность распределения калия в верхней мантии представляется весьма вероятной.

Интересная закономерность в распределении калия прослеживается в средних эффузивных породах (андезитах). При весьма незначительных различиях с этой точки зрения между континентальными андезитами и андезитами островов Тихого и Индийского океанов (табл. 120) достаточно четко выделяется провинция островных дуг Тихоокеанского кольца, охватывающая соответствующие тектонические пояса Азии и Америки, в пределах которых андезиты существенно обеднены калием. К этой же группе бедных калием андезитов принадлежат андезитовые серии Центральной Америки и Малых Антильских островов. Таким образом, континентальные андезиты и андезиты островных дуг, вероятно, имели различные по содержанию калия источники выплавления.

Региональный коэффициент вариации содержаний калия в андезитах колеблется от 0,20 до 0,47 (в среднем 0,33). В интрузивных аналогах андезитов (диоритах и кварцевых диоритах) средний региональный коэффициент вариации повышается до 0,43 (при колебаниях от 0,34 до 0,57). Диориты по содержанию калия близки андезитах островных дуг, в то время как кварцевые диориты с этой точки зрения в большей степени являются аналогами континентальных андезитов (табл. 121).

Гранодиориты в отношении калия не обнаруживают каких-либо четких различий в зависимости от геологического положения региона (табл. 122). Этим отличаются они от своих эффузивных аналогов — дацитов, для которых (как и для андезитов) достаточно четко выделяются бедные калием провинции Тихоокеанского вулканического пояса (Камчатка, Приморье, Япония, Индонезия) и Малых Антильских островов.

Для гранитов находим незначительное, хотя и статистически значимое, обогащение калием гранитоидов древних платформ по сравнению с гранитами более молодых геосинклинальных регионов (табл. 123), свидетельствующие о несколько более интенсивном выносе калия из мантии в докембрии. В то же время среди геосинклинальных регионов наблюдаются отдельные крупные структурные единицы (например, Тихоокеанский металлогенический пояс), в пределах которых широко развиты обогащенные калием граниты, практически по содержанию калия не отличимые от гранитов древних платформ. Эффузивные аналоги гранитов (табл. 124), за исключением отдельных регионов, по характеру распределения калия, в общем, не отличаются от платформенных гранитов.

Таблица 129

Калий в андезитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} |
|--|---------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|
| Среднее по 54 регионам земного шара (54)** | 1,80 ± 0,15 | — | 0,55 | 0,31 | 0,12 | —0,48 |
| Европа | | | | | | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (36) | 1,77 | — | 0,68 | 0,38 | 0,02 | —0,59 |
| СССР, Кавказ и Закавказье (46) | 2,20 | — | 0,51 | 0,23 | — | — |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (43) | 2,00 | — | 0,59 | 0,30 | 0,05 | —0,67 |
| СССР, Казахстан (31) | 2,33 | — | 0,80 | 0,34 | — | — |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (57) | 1,34 | 0,083 | 0,202 | 0,32 | 0,09 | —0,67 |
| Япония (36) | 0,84 | —0,163 | 0,281 | 0,45 | 0,30 | 0,55 |
| Индонезия (20) | 1,49 | — | 0,59 | 0,40 | — | — |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (56) | 1,90 | 0,241 | 0,196 | 0,30 | 0,09 | —0,85 |
| США, Скалистые горы (28) | 2,37 | — | 0,79 | 0,33 | 0,22 | —0,54 |
| США, Невада (20) | 1,98 | — | 0,92 | 0,47 | — | — |
| США, Калифорния (48) | 1,34 | 0,111 | 0,120 | 0,20 | — | — |
| Центральная Америка | | | | | | |
| Общая выборка (21) | 1,09 | —0,035 | 0,184 | 0,28 | — | — |
| О-в Мартиника (32) | 0,90 | — | 0,23 | 0,25 | — | — |
| Австралия | | | | | | |
| Новая Зеландия (20) | 1,65 | — | 0,63 | 0,38 | — | — |
| Океанические районы | | | | | | |
| Острова Тихого и Индийского океанов (22) | 1,87 | — | 0,67 | 0,36 | — | — |

** Сноску см. в табл. 22.

Таблица 121

Калий в диоритах и кварцевых диоритах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\lg \bar{x}$ | S или S_{lg} | V | A или A_{lg} | E или E_{lg} | Источник информации |
|--|---------------|---------------|------------------------|------|------------------------|------------------------|---|
| Диориты | | | | | | | |
| Среднее по 41 региону земного шара (41) * | 1,40 ± 0,10 | — | 0,50 | 0,36 | 0,30 | —0,21 | |
| Европа | | | | | | | |
| Финляндия (21) | 1,92 | — | 0,67 | 0,35 | — | — | [241], [241a] |
| Европа, Западная и Центральная, общая выборка (31) | 1,66 | — | 0,70 | 0,42 | 0,55 | 0,51 | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы, общая выборка (50) | 1,56 | — | 0,71 | 0,45 | 0,02 | —0,77 | |
| СССР, Урал (22) | 0,93 | —0,119 | 0,302 | 0,49 | — | — | |
| СССР, Восточное Забай- калье (27) | 1,82 | — | 0,77 | 0,42 | — | — | Ю. Н. Спо- миор и Р. И. Романова |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (39) | 1,84 | — | 0,66 | 0,36 | —0,06 | —0,71 | |
| Кварцевые диориты и тоналиты | | | | | | | |
| Среднее по 30 регионам земного шара (30) ** | 1,63 ± 0,17 | — | 0,47 | 0,29 | —0,48 | —0,69 | |
| СССР, Кавказ (26) | 1,98 | 0,260 | 0,164 | 0,37 | — | — | А. М. Демин и А. А. Сит- нин [48] |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы, общая выборка (45) | 1,63 | — | 0,72 | 0,44 | —0,02 | —0,07 | |
| СССР, Урал (27) | 1,34 | — | 0,68 | 0,51 | — | — | |
| Финляндия (23) | 1,91 | — | 0,66 | 0,35 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 22.

** Сноску см. в табл. 23. Дополнительно включены данные по Камчатке, Гвинею, Верхней Вольте, Новой Англии (США) и Антарктиде.

Калий в гранодиоритах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Среднее по 36 регионам земного шара (36) * | 2,52 ± 0,19 | 0,58 | 0,23 | -0,09 | 0,22 | |
| Европа | | | | | | |
| Финляндия (35) | 2,27 | 0,81 | 0,36 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (62) | 2,80 | 0,86 | 0,31 | -0,16 | -0,59 | |
| СССР, Урал (21) | 2,42 | 1,00 | 0,41 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (38) | 3,21 | 0,64 | 0,20 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (66) . . | 2,96 | 0,69 | 0,23 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Западная Африка, общая выборка (35) | 2,12 | 0,73 | 0,35 | — | — | [156] |
| О-в Мадагаскар (20) | 2,70 | 0,62 | 0,23 | — | — | [154], [207] |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (37) | 2,58 | 0,92 | 0,36 | 0,47 | 0,72 | |
| США, Аризона (25) | 2,77 | 1,02 | 0,37 | — | — | [283] |
| США, Калифорния (40) . . . | 2,22 | 0,68 | 0,31 | — | — | |
| Канада (31) | 2,48 | 1,06 | 0,43 | — | — | [251] |

* Сноску см. в табл. 23. Дополнительно включены данные по Сибирской платформе, Югославии, Италии, Ирану, Турции, КНР.

Для распределения калия в кислых породах весьма характерно слабое проявление корреляционных связей калия с другими породообразующими элементами. Так, в группе гранитоидов, включающей гранодиориты, адамеллиты, нормальные граниты, альбит-микроклиновые лейкократовые граниты, апограниты и аляскиты, из 27 возможных корреляционных связей калия с другими петрогенными элементами 21 связь не существенна. В табл. 125 приведены парные коэффициенты корреляционной связи калия и для сравнения натрия, кальция, магния и железа с прочими породообразующими элементами, рассчитанные из выборок, представляющих гранитоиды СССР. Даже в группах гранитоидов, характеризующихся хорошо

Калий в гранитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---|
| Среднее по 30 платформенным регионам земного шара (30)* | 3,65 ± 0,14 | 0,40 | 0,11 | -0,56 | 0,25 | |
| Среднее по 35 геосинклинальным регионам земного шара (35)* | 3,32 ± 0,14 | 0,43 | 0,13 | 0,50 | -0,29 | |
| Среднее для «гранитной» оболочки (48) | 3,60 ± 0,12 | 0,42 | 0,12 | — | — | С учетом распространенности в пределах платформенных и геосинклинальных районов |
| Европа | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (92) | 3,58 | 1,24 | 0,35 | 0,35 | 0,15 | |
| Финляндия (101) | 3,84 | 1,40 | 0,37 | — | — | [241], [241a] |
| СССР, Украина (56) | 4,00 | 1,09 | 0,27 | — | — | |
| То же, рапакивидные граниты Коростеньского плутона (72) | 3,90 | 0,51 | 0,13 | — | — | В. В. Свиридов [103] |
| СССР, Кавказ (52) | 3,30 | 0,99 | 0,30 | — | — | |
| ПНР (113) | 3,15 | 0,85 | 0,27 | — | — | |
| ГДР (31) | 2,95 | 0,93 | 0,32 | — | — | |
| Европа, Западная и Центральная, общая выборка (34) | 3,10 | 0,92 | 0,30 | 0,24 | 0,42 | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (450) | 3,58 | 0,94 | 0,26 | -0,20 | 0,40 | |
| СССР, Урал (65) | 3,46 | 1,08 | 0,31 | — | — | |
| СССР, Алтай (41) | 3,32 | 1,15 | 0,35 | — | — | |
| СССР, Казахстан (104) | 3,80 | 0,78 | 0,21 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (159) | 3,83 | 0,92 | 0,24 | — | — | |
| СССР, Сибирская платформа (33) | 3,63 | 1,59 | 0,44 | — | — | |
| СССР, Приморье (62) | 3,74 | 0,90 | 0,24 | — | — | |
| Япония (46) | 3,78 | 0,54 | 0,14 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 24.

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Малайзия (47) | 4,04 | 1,06 | 0,26 | — | — | [131] |
| Тихоокеанский металлогенный пояс, общая выборка (60) ** | 3,85 | 0,86 | 0,22 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Общая выборка (80) | 3,90 | 1,00 | 0,26 | -0,06 | 1,20 | |
| Общая выборка, молодые граниты (62) | 3,90 | 1,11 | 0,30 | -0,64 | -1,00 | |
| Нигерия, биотитовые граниты (31) | 3,77 | 0,86 | 0,23 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (32) | 4,05 | 0,95 | 0,23 | — | — | [154], [238], [207] |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (154) | 3,78 | 0,84 | 0,22 | -0,47 | 1,04 | |
| То же, «кварцевые монзониты» (55) | 3,45 | 0,64 | 0,19 | — | — | |
| США, Новая Англия (31) | 3,54 | 0,77 | 0,22 | — | — | |
| США, Калифорния (30) | 3,34 | 0,56 | 0,17 | — | — | |
| Канада (50) | 3,37 | 1,32 | 0,40 | — | — | [251] |
| Австралия | | | | | | |
| Тасмания (29) | 4,00 | 0,66 | 0,17 | — | — | |

** Восточное Забайкалье, Приморье, Чукотка, Восток и Юго-Восток КНР, Япония, Малайзия.

проявленными корреляционными связями (гранодпориты, адамеллиты, нормальные граниты), распределение калия не обнаруживает каких-либо существенных связей с распределением большинства петрогенных элементов.

Если же из имеющихся значимых корреляционных связей калия исключить отрицательные связи с кальцием и натрием, обусловленные метасоматическими взаимоотношениями калиевого полевого шпата с плагиоклазом, то намеченная закономерность выступает еще более отчетливо. В выборках, представляющих породы отдельных регионов и массивов, корреляционные связи проявляются, как правило, более отчетливо. С этой точки зрения интересна выборка, представляющая граниты калбинского комплекса, отличающиеся интенсивным развитием микроклинизации. Калий в этих гранитах имеет значимую отрицательную корреляцию со всеми элементами, кроме кремния и натрия¹.

¹ С кремнием корреляция положительна, так как микроклинизация проявляется в наиболее кислых разностях и сопровождается окварцеванием. Корреляция калий — натрий не значима, поскольку наряду с замещением плагиоклаза микроклином в этих гранитах развивается более поздняя альбитизация.

Таблица 124

Калий в кислых эффузивах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источники информации |
|---|-------------------|---------|------|--------|--------|----------------------|
| Риолиты, липариты, обсидианы, кварцевые порфиры, фельзиты | | | | | | |
| Среднее по 50 континентальным регионам земного шара (50)* | 3,65±0,15 | 0,53 | 0,15 | -0,21 | 0,34 | |
| Европа | | | | | | |
| Европа, Западная и Центральная, общая выборка (21) | 3,80 | 1,24 | 0,33 | — | — | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (41) | 3,15 | 1,07 | 0,34 | — | — | |
| Северная Атлантика (24) | 2,55 | 0,64 | 0,25 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (60) | 3,54 | 1,23 | 0,35 | 0,29 | -0,13 | |
| СССР, Средняя Азия (38) | 3,67 | 1,47 | 0,40 | — | — | |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (30) | 3,50 | 1,31 | 0,38 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Общая выборка (34) | 3,73 | 1,00 | 0,27 | 0,16 | -0,34 | |
| Южная Африка (20) | 3,60 | 0,95 | 0,26 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар (29) | 3,61 | 0,98 | 0,27 | — | — | [154] [238] |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (61) | 3,65 | 0,91 | 0,25 | 0,30 | 0,14 | |
| Австралия | | | | | | |
| Австралия и Новая Зеландия, общая выборка (21) | 3,54 | 1,30 | 0,37 | — | — | |
| Дациты | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31)** | 2,24±0,28 | 0,78 | 0,35 | 0,24 | -0,71 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (30) | 2,15 | 0,92 | 0,43 | 0,46 | -1,03 | |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (25)* | 1,35 (0,093)** | (0,179) | 0,28 | (0,50) | (0,00) | |
| США, общая выборка (67) | 2,32 | 0,53 | 0,23 | 0,20 | 0,30 | |
| Южная Америка, общая выборка (21) | 1,74 | 0,56 | 0,32 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 25.

** Распределение логнормальное, соответственно в скобках приведены оценки $\bar{lg} x$, S_{lg} , A_{lg} и E_{lg} .

Парные коэффициенты корреляции некоторых по

| Граниты (в скобках объем выборки) | Калий | | | | | | |
|---|-------|-------|-------|------------------|------------------|-------|-------|
| | Si | Ti | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Mn |
| Гранодиориты (60) | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс |
| Адамеллиты (60) | нс | нс | нс | нс | -0,35 | нс | нс |
| Нормальные граниты (63) | нс | нс | нс | нс | нс | -0,37 | нс |
| Лейкократовые альбит-микроклиновые граниты (63) | -0,27 | нс | нс | нс | нс | нс | нс |
| Аляскиты (43) | -0,40 | нс | нс | нс | -0,32 | нс | нс |
| Апограниты (43) | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс |
| Граниты биотитовые, Урал (30) | нс | нс | -0,39 | нс | нс | нс | нс |
| Граниты калбинского комплекса, Калба (39) | 0,76 | -0,67 | -0,58 | -0,43 | -0,69 | -0,75 | -0,62 |
| Апограниты Этыкинского массива, Забайкалье (30) | 0,44 | нс | 0,55 | 0,82 | | нс | нс |

| Граниты (в скобках объем выборки) | Кальций | | | | | | |
|---|---------|------|------|------------------|------------------|------|------|
| | Si | Ti | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Mn |
| Гранодиориты (60) | -0,66 | 0,44 | 0,41 | 0,41 | 0,26 | 0,47 | нс |
| Адамеллиты (60) | -0,60 | 0,41 | 0,38 | нс | 0,38 | 0,42 | нс |
| Нормальные граниты (63) | -0,64 | 0,59 | 0,47 | нс | 0,38 | 0,53 | нс |
| Лейкократовые альбит-микроклиновые граниты (63) | нс | нс | нс | нс | нс | 0,25 | нс |
| Аляскиты (43) | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс |
| Апограниты (43) | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс |
| Граниты биотитовые, Урал (30) | -0,83 | 0,68 | 0,67 | 0,61 | 0,56 | 0,77 | 0,63 |
| Граниты калбинского комплекса, Калба (39) | -0,90 | 0,82 | 0,57 | 0,40 | 0,82 | 0,79 | 0,73 |
| Апограниты Этыкинского массива, Забайкалье (30) | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс |

Примечание. Полужирным даны коэффициенты корреляции, значимые при данной корреляции, значимые при уровне значимости 0,05; нс — коэффициенты корреляции, не значи

В магматических интрузивных породах корреляционные связи между петрогенными элементами являются выражением двух главных типов естественных связей, определяемых стехиометрическим отношением между химическими элементами в минералах, а также относительно постоянными количественными отношениями между

родообразующих элементов в гранитоидах СССР

| | | Натрий | | | | | | | |
|-------|-------|--------|------|------|------------------|------------------|------|------|-------|
| Ca | Na | Si | Ti | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Mn | Ca |
| -0,64 | -0,71 | -0,51 | 0,34 | 0,43 | 0,32 | нс | 0,37 | 0,39 | 0,82 |
| нс | 0,74 | -0,27 | нс | 0,30 | нс | нс | нс | нс | нс |
| -0,36 | нс | -0,37 | нс | 0,43 | нс | нс | нс | нс | 0,37 |
| нс | нс | -0,37 | нс | нс | 0,25 | 0,25 | нс | нс | нс |
| нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс | 0,38 |
| нс | нс | -0,41 | нс | 0,34 | нс | нс | нс | нс | нс |
| -0,38 | -0,48 | нс | нс | 0,46 | нс | нс | нс | нс | нс |
| -0,71 | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс |
| нс | нс | -0,10 | нс | нс | 0,40 | -0,46 | нс | 0,46 | -0,35 |

Продолжение табл. 125

| Магний | | | | | | Железо Fe ²⁺ | | | | |
|--------|------|------|------------------|------------------|------|-------------------------|------|-------|------------------|------|
| Si | Ti | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mn | Si | Ti | Al | Fe ³⁺ | Mn |
| -0,67 | 0,45 | нс | 0,46 | 0,56 | нс | -0,52 | 0,53 | нс | нс | 0,25 |
| -0,41 | 0,40 | нс | нс | 0,44 | нс | -0,61 | 0,58 | нс | нс | нс |
| -0,63 | 0,48 | 0,39 | нс | -0,39 | 0,34 | -0,55 | 0,48 | нс | нс | 0,25 |
| -0,53 | 0,41 | нс | 0,36 | 0,36 | нс | 0,27 | 0,53 | нс | нс | нс |
| нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс | нс |
| нс | нс | нс | 0,38 | 0,31 | нс | -0,32 | 0,32 | нс | нс | нс |
| -0,91 | 0,86 | 0,68 | 0,72 | 0,60 | 0,62 | -0,62 | 0,66 | нс | 0,52 | 0,79 |
| -0,89 | 0,63 | 0,51 | 0,44 | 0,62 | 0,60 | -0,89 | 0,88 | 0,36 | 0,37 | 0,66 |
| 0,48 | 0,50 | 0,67 | 0,38 | 0,52 | нс | 0,35 | 0,48 | -0,54 | нс | нс |

ном числе степеней свободы на уровне значимости 0,01; остальные — коэффициенты корреляции на уровне значимости 0,05.

минералами, слагающими породу, сформированную по законам кристаллизации магматических расплавов.

Весьма четко проявленные корреляционные связи между петрогенными химическими элементами должны быть, в частности, характерной особенностью гранитоидов магматического происхождения,

имеющих анхизвтектическую природу. С рассматриваемых позиций во всех случаях метасоматического преобразования первичномагматической породы следует ожидать нарушения связей, определявшихся анхизвтектическими отношениями между главными минералами, слагающими породу, и в качестве результата этого явления — ослабления суммарных корреляционных связей между петрогенными элементами. Резко варьирующие отношения между кварцем и полевыми шпатами, характерные для метасоматически измененных гранитоидов, развитых в пределах единого комплекса или даже массива, по-видимому, могут явиться причиной уничтожения или существенного ослабления большинства корреляционных связей, свойственных первичномагматическим гранитам (например, аполиты и аляскиты в табл. 125).

Для калия в гранитах, так как явления калиевого метасоматоза в той или иной степени развиты почти во всех разновидностях гранитоидов, могут иметь место два главных типа корреляционных связей:

1) очень слабо проявленные корреляционные связи (плоть до полного их отсутствия) — в гранитах с неравномерно проявленным калиевым метасоматозом;

2) достаточно сильно проявленные отрицательные корреляционные связи — в гранитах с широким развитием калиевого метасоматоза.

Сказанное в известной степени относится и к натрию, однако корреляционные связи натрия в гранитоидах проявлены значительно сильнее, чем в случае калия. Последнее, в частности, следует из сравнения средних показателей силы корреляционной связи между петрогенными элементами, приведенными в табл. 125. Для каждого элемента $r_{\text{ср}}^2 = \frac{\sum r_{\text{эл}}^2}{9}$, где $r_{\text{эл}}$ — частный коэффициент корреляции элемента и $r_{\text{ср}}^2$ — средний показатель силы корреляционной связи. Средние показатели силы корреляционной связи в группе породообразующих элементов:

| | |
|------------------|------|
| Si | 1,01 |
| Ti | 0,61 |
| Ca | 0,54 |
| Mg | 0,50 |
| Al | 0,48 |
| Na | 0,44 |
| Fe ²⁺ | 0,40 |
| Fe ³⁺ | 0,27 |
| K | 0,24 |

Резкое накопление калия в кислых породах по сравнению с перидотитами, значительно превышающее относительные масштабы концентрации всех прочих породообразующих элементов, свидетельствует об интенсивном выносе этого крайне мобильного элемента из мантии в процессах эволюции земной коры и его особой роли (наряду с кремнием и кислородом) в образовании «гранитной» оболочки литосферы. Эволюция коэффициентов концентрации калия

в средних продуктах «нормального ряда» дифференциации (по отношению к перидотиту):

| | |
|----------------------------|------|
| дунит | 0,28 |
| перидотит | 1,00 |
| габбро | 15,0 |
| диорит | 28,0 |
| кварцевый диорит | 32,6 |
| гранодиорит | 50,4 |
| гранит | 72,0 |

Щелочные породы (табл. 126, 127), отличающиеся максимальным накоплением калия, по характеру его распределения не проявляют четких вариаций в зависимости от образования в пределах платформенных или геосинклинальных регионов. И в том и в другом случаях щелочные комплексы обычно связаны с глубинными разломами. Однако в группе эффузивных щелочных пород трахиты и фонолиты океанических островов характеризуются несколько пониженным содержанием калия. Значение 4,3% может быть принято в качестве оценки среднего содержания калия в щелочных породах.

На вариационной диаграмме калий — кремний (рис. 19) представлена достаточно четкая прямая корреляционная зависимость между содержанием калия и кремния в породах нормального ряда дифференциации дунит — перидотит — габбро (континентальные базальты) — диорит — (андезит) — кварцевый диорит — гранодиорит — гранит (риолит). Характерно, что в группе базальтов четкая дифференциация по калию идет практически при постоянном содержании кремния от геосинклинального базальта (0,81% К) до базальта Средне-Атлантического хребта (0,22% К).

Рис. 19. Вариационная диаграмма калий — кремний в горных породах литосферы

1 — интрузивные породы, 2 — эффузивные породы, 3 — метаморфические породы

1 — граниты, 2 — кислые эффузивы, 3 — гранодиориты, 4 — дациты, 5 — кварцевые диориты, 6 — андезиты, 7 — диориты, 8 — габбро, 9 — базальты геосинклинальные, 10 — базальты Средне-Атлантического хребта, 11 — базальты платформенные, 12 — базальты толеитовые Гавайских островов, 13 — базальты океанических островов, 14 — сиениты, 15 — трахиты, 16 — нефелиновые сиениты, 17 — фонолиты, 18 — пироксениты, 19 — перидотиты, 20 — дуниты, 21 — кимберлиты, 22 — эглогиты, (22a — эглогиты из кимберлитов, 22б — эглогиты из метаморфических пород), 23 — амфиболиты, 24 — гнейсы, 25 — кристаллические ланцы

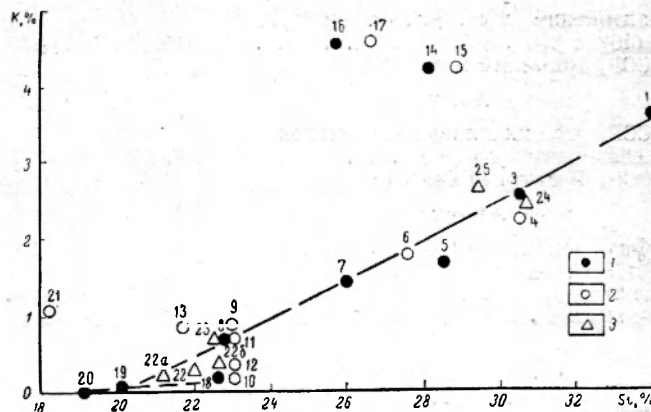


Таблица 126

Калий в щелочных интрузивных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|---------------|------|------|-------|-------|---------------------|
| Сиениты | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)* | 4,23±0,23 | 0,72 | 0,17 | -0,01 | -0,31 | |
| Европа | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (25) | 3,65 | 1,50 | 0,41 | — | — | |
| ПНР | 3,56 | 1,05 | 0,30 | — | — | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (60) | 4,24 | 1,28 | 0,30 | -0,04 | -0,21 | |
| СССР, Средняя Азия (24) | 5,11 | 1,38 | 0,27 | — | — | |
| СССР, Сибирская платформа (21) | 4,15 | 1,28 | 0,31 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Общая выборка (49) | 4,33 | 1,02 | 0,24 | 0,41 | 0,64 | |
| О-в Мадагаскар (43) | 4,80 | 1,51 | 0,31 | — | — | [154], [207] |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (31) | 4,13 | 1,14 | 0,28 | 0,22 | 0,54 | |
| Канада (28) | 4,24 | 1,38 | 0,33 | — | — | [251] |
| Нефелиновые сиениты | | | | | | |
| Среднее по 48 регионам земного шара (48)* | 4,50±0,24 | 0,84 | 0,19 | 0,49 | 0,46 | |
| Европа | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (46) | 4,30 | 1,38 | 0,32 | -0,03 | -0,52 | |
| СССР, Кольский п-ов (133) | 4,25 | 1,15 | 0,27 | 0,02 | 0,51 | |
| Азия | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (56) | 4,80 | 1,42 | 0,30 | -0,05 | -0,34 | |
| СССР, Восточный Саян (31) | 4,35 | 1,32 | 0,30 | — | — | |
| Африка | | | | | | |
| Общая выборка (60) | 4,65 | 1,38 | 0,30 | 0,53 | 0,55 | |
| Южная Африка (25) | 3,85 | 1,04 | 0,27 | — | — | [207] |
| Гвинея (40) | 4,10 | 1,03 | 0,25 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (25) | 4,55 | 1,46 | 0,32 | — | — | [154], [207] |
| Северная Америка | | | | | | |
| США, общая выборка (25) | 4,42 | 1,32 | 0,30 | 0,60 | 0,58 | |

* Сноску см. в табл. 27.

Таблица 127

Калий в щелочных эффузивных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источники информации |
|---|---------------|------|------|-------|-------|----------------------|
| Трахиты | | | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара (28)** | 4,25 ± 0,38 | 1,02 | 0,24 | -0,01 | -0,43 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье (22) | 4,44 | 1,05 | 0,24 | — | — | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (40) | 4,32 | 1,21 | 0,28 | 0,56 | 0,55 | |
| Италия (33) | 4,75 | 0,95 | 0,20 | — | — | |
| Африка, о-в Мадагаскар (22) | 4,25 | 0,67 | 0,16 | — | — | [154], [207] |
| США, общая выборка (24) | 4,25 | 1,21 | 0,29 | — | — | |
| Австралия (22) | 4,73 | 0,85 | 0,20 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океанов (34) | 3,83 | 0,78 | 0,20 | — | — | |
| Фонолиты | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20)** | 4,52 ± 0,35 | 0,80 | 0,18 | 1,02 | 2,00 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (24) | 4,70 | 0,83 | 0,18 | — | — | |
| Африка, общая выборка (33) | 4,40 | 0,64 | 0,15 | -0,54 | 0,43 | |
| О-в Мадагаскар (23) | 4,30 | 0,64 | 0,15 | — | — | [154], [207] |
| США, общая выборка (25) | 4,35 | 0,80 | 0,18 | — | — | |
| Австралия и Новая Зеландия (22) | 4,45 | 0,70 | 0,16 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океанов (25) | 4,20 | 0,82 | 0,20 | — | — | |

** Сноски см. в табл. 27 и 28.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Особенности распределения калия в основных метаморфических породах (табл. 128) — амфиболитах и эклогитах, — в общем, аналогичны данным для базальтов и габбро, если учесть, что пониженное значение среднего содержания калия в эклогитах точно соответствует содержанию калия в толеитовых базальтах Гавайских островов и бедных калием габбро Урала, Южной Африки и ряда других регионов, где массивы основных пород связаны с глубинными разломами.

В свою очередь особенности распределения калия в гнейсах и кристаллических сланцах в известной степени повторены в гранодиоритах. И в том, и в другом случае метаморфические породы отличаются более высокой дисперсией распределения и соответственно

Калий в метаморфических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источники информации |
|--|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|
| Амфиболиты | | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25)* | 0,70 | -0,208 | 0,236 | 0,37 | -0,49 | -1,18 | |
| Балтийский щит, общая выборка (35) | 0,72 | -0,292 | 0,344 | 0,56 | -0,02 | -0,37 | |
| ПНР (55) | 0,73 | -0,237 | 0,319 | 0,52 | — | — | |
| СССР, Урал (20) | 0,50 | -0,504 | 0,428 | 0,72 | — | — | |
| Западная Африка (37) | 0,35 | -0,638 | 0,529 | 0,95 | 0,12 | 2,30 | [156] |
| О-в Мадагаскар (20) | 0,55 | -0,398 | 0,409 | 0,69 | — | — | [154], [207] |
| Канада (20) | 0,55 | -0,412 | 0,435 | 0,74 | — | — | [251] |
| Эклогиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 регионам (16)** | 0,31 | — | 0,17 | 0,55 | — | — | |
| Южная Африка (26) | 0,37 | -0,553 | 0,428 | 0,72 | — | — | [207] |
| Гнейсы | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону зем- ного шара (31)*** | 2,40±0,27 | — | 0,76 | 0,32 | 0,15 | 0,62 | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (67) | 2,43 | — | 1,17 | 0,48 | 0,48 | -0,37 | |
| СССР, Украинский кри- сталлический массив (40) | 2,00 | — | 1,20 | 0,60 | — | — | |
| ПНР (82) | 2,93 | — | 1,50 | 0,51 | — | — | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (40) | 2,47 | — | 1,32 | 0,54 | 0,47 | 0,72 | |
| СССР, Сибирская платфор- ма (31) | 2,05 | 0,199 | 0,321 | 0,52 | — | — | |
| Африка | | | | | | | |
| Западная Африка, общая выборка (80) | 1,42 | 0,009 | 0,342 | 0,56 | — | — | [156] |
| О-в Мадагаскар (37) | 2,32 | — | 1,22 | 0,53 | — | — | [154], [207] |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, Аризона (59) | 3,58 | — | 1,35 | 0,38 | — | — | [283] |
| Канада (44) | 2,95 | — | 1,50 | 0,51 | — | — | [251] |
| Кристаллические сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)**** | 2,65±0,34 | — | 0,74 | 0,28 | 0,40 | -0,50 | |
| Балтийский щит, общая выборка (55) | 2,50 | — | 1,24 | 0,50 | 0,01 | -0,56 | |
| Финляндия, филлиты (26) | 2,20 | — | 1,38 | 0,63 | — | — | [241], [241a] |

* Сноски см. в табл. 29.

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источники информа- ции |
|--|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|------------------------------|
| ПНР (28) | 2,32 | 0,190 | 0,436 | 0,74 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (30) | 2,42 | — | 1,83 | 0,76 | — | — | |
| СССР, Сибирская платфор- ма (30) | 1,81 | 0,097 | 0,400 | 0,67 | — | — | |
| Западная Африка (54) | 2,88 | — | 1,43 | 0,50 | — | — | [156] |

большим коэффициентом вариации содержаний калия по сравнению с габброидами или гранодиоритами (табл. 129).

Преобразование кристаллических сланцев и гнейсов в породы гранодиоритового ряда, как и взаимопереходы основных пород и амфиболитов (эклогитов), не требует привноса или выноса калия. В то же время среди метаморфических пород нет представителей, которые бы по содержанию калия соответствовали гранитам. Таким образом, явления гранитизации метаморфических пород, а также их преобразование в граниты в процессах палингенеза, всегда должны сопровождаться привносом значительных количеств калия.

Большие размеры и значительный удельный объем иона калия по сравнению с прочими породообразующими катионами в гравитационном поле Земли, вероятно, являются главным фактором,

Таблица 129

Средние содержания и коэффициенты вариации содержаний калия
в метаморфических и магматических породах

| Породы | K, % | Региональный коэффициент вариации (средний) |
|--|-----------|--|
| Амфиболиты | 0,70 | 0,70 |
| Габбро (среднее) | 0,75 | 0,62 |
| Эклогиты | 0,31 | 0,72 |
| Габбро Урала, Южной Африки, Калифорнии | 0,37—0,43 | 0,60 |
| Габбро океанические | 0,32—0,38 | 0,55 |
| Базальты толеитовые, Гавайские о-ва | 0,31 | 0,42 |
| Кристаллические сланцы | 2,65 | 0,63 |
| Гнейсы | 2,40 | 0,52 |
| Гранодиориты | 2,52 | 0,33 |
| Граниты | 3,65 | 0,27 |

определяющим ярко выраженную тенденцию калия к миграции из мантии и глубоких частей литосферы в ее «гранитную» оболочку. Будучи слишком крупными для плотнейшей упаковки катион-кислородного каркаса литосферы и мантии, ионы калия в процессе эволюции земной коры перемещаются из зон высокого давления, характерного для внутренних оболочек Земли, в ее внешнюю оболочку. Принимая во внимание химические свойства калия, транспортировка его ионов в составе водных растворов представляется одним из главных способов миграции калия из мантии Земли в «гранитную» оболочку литосферы.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Особенности распределения калия в глинистых осадочных породах — глинистых сланцах и глинах близки между собой и практически соответствуют распределению этого элемента в кристаллических сланцах и гнейсах (табл. 131)¹, что резко отличает калий от натрия. Несколько большие коэффициенты вариации содержаний калия в метаморфических породах обусловлены, вероятно, начавшимися процессами перераспределения элемента. При развитии процессов ультраметаморфизма упорядоченность распределения калия вновь возрастает, в конечном итоге превосходя уровень, достигнутый в осадочном процессе.

Распределение калия в современных осадках (табл. 130) также существенно не отличается от известного для осадочных пород вообще, свидетельствуя о сохранении условий накопления элемента в процессах осадкообразования в послепротерозойское время.

Оценки, характеризующие распределение калия в осадочной и «гранитной» оболочках литосферы, приведены в табл. 132—133. Обращает на себя внимание известный дефицит калия в осадочной оболочке, связанный с уходом части ионов калия в гидросферу или же с неточностью имеющихся данных о распространенности различных типов осадочных пород. После пересчета на безводную и бескарбонатную породу содержание калия в средней осадочной породе

Таблица 130

Калий в современных осадках

| Осадки, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|------|------|------|-------|---------------------|
| Пелагические. Тихий океан, (26) | 2,14 | 0,93 | 0,43 | 0,31 | -0,94 | [198] |
| Глубоководные глинистые океанические (23) | 2,25 | 0,75 | 0,33 | — | — | [182] |
| То же, карбонатно-глинистые (14) | 1,03 | 0,62 | 0,60 | — | — | [182] |
| Шельф, залив Пария, Венесуэла: | | | | | | |
| глины (12) | 1,92 | 0,20 | 0,10 | — | — | |
| пески (15) | 0,90 | 0,24 | 0,27 | — | — | |

¹ Различия между средними не существенны при уровне значимости 0,01.

Таблица 131

Калий в осадочных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|-----------------|------|-----------------|-----------------|-----------------------------------|
| Глинистые сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 24 регионам земного шара (24) * | 2,70 ± 0,22 | — | 0,55 | 0,23 | 0,60 | 0,20 | |
| ПНР (23) | 2,20 | — | 1,09 | 0,50 | — | — | |
| Канада (20) | 2,26 | — | 1,14 | 0,50 | — | — | |
| Австралия (32) | 3,26 | — | 0,71 | 0,22 | — | — | |
| США, общая выборка (84) | 2,74 | — | 1,36 | 0,50 | -0,38 | 0,64 | |
| Глины | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам (20) ** | 2,33 ± 0,22 | — | 0,51 | 0,22 | — | — | |
| СССР, Русская платформа | 1,92 | — | 0,34 | 0,18 | — | — | В. Я. Воробьев, В. С. Жукова [32] |
| СССР, Скифская плита | 2,54 | — | 0,82 | 0,32 | — | — | То же |
| СССР, Кавказ | 2,21 | — | 0,29 | 0,13 | — | — | » » |
| Пески и песчаники | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам (20) *** | 1,24 ± 0,18 | — | 0,46 | 0,32 | — | — | » » |
| СССР, Русская платформа | 1,30 | — | 0,18 | 0,14 | — | — | [32] |
| СССР, Скифская плита | 1,48 | — | 0,32 | 0,22 | — | — | [32] |
| СССР, Кавказ | 1,58 | — | 0,43 | 0,27 | — | — | [32] |
| Известняки | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам (20) **** | 0,25 ± 0,08 | — | 0,18 | 0,73 | — | — | |
| Доломиты | | | | | | | |
| Общая (глобальная) выборка (184) | 0,02 | -1,933 | 0,412 | 0,69 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 30.

повышается до 2,0—2,1%, что существенно ниже его среднего содержания в метаморфических породах.

Из всех породообразующих элементов распределение калия в магматических породах платформенных и геосинклинальных областей характеризуется максимальным различием за счет интенсивного развития процессов гранитизации, сопровождавшихся привносом калия в докембрии (табл. 134). Более широкое развитие

Таблица 132

Распределение калия в осадочной оболочке литосферы на континентах

| Породы | Среднее содержание калия, % | Коэффициент валентности калия | Распределенность в относительных % | Распределенность по отношению к массе оболочки |
|---|-----------------------------|-------------------------------|------------------------------------|--|
| Осадочные | | | | |
| Глинистые сланцы | 2,70 | 0,55 | } 53,0 | |
| Глины | 2,33 | 0,51 | | |
| Пески и песчаники | 1,24 | 0,40 | 25,4 | |
| Карбонаты | 0,25 | 0,18 | 20,8 | |
| Эвапориты | 0,35 | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 1,73 | 0,42 | 100,0 | 80,4 |
| Эффузивные | | | | |
| Базальты платформенные | 0,72 | 0,32 | 5,6 | |
| Базальты геосинклинальные | 0,81 | 0,42 | 31,1 | |
| Андезиты | 1,80 | 0,31 | 41,3 | |
| Дациты | 2,24 | 0,35 | 0,8 | |
| Кислые эффузивы | 3,65 | 0,15 | 21,0 | |
| Трахиты | 4,25 | 0,24 | 0,1 | |
| Фонолиты | 4,52 | 0,18 | 0,1 | |
| Среднее | 1,83 | 0,31 | 100,0 | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах | 1,75 | 0,40 | | 100,0 |

Таблица 133

Распределение калия в «гранитной» оболочке литосферы

| Породы | Среднее содержание калия, % | Коэффициент валентности калия | Распределенность в относительных % | Распределенность по отношению к массе оболочки |
|-----------------------------|-----------------------------|-------------------------------|------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Граниты | 3,60 | 0,11 | 63,7 | |
| Гранодпориты | 2,52 | 0,23 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 1,63 | 0,47 | 2,9 | |
| Диориты | 1,40 | 0,36 | 1,6 | |
| Габбро | 0,75 | 0,30 | 9,0 | |
| Перидотиты | 0,05 | 1,20 | } 0,3 | |
| Дуниты | 0,014 | 1,10 | | |

Продолжение табл. 133

| Породы | Среднее содержание калия, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | |
|--|-----------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| | | | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
| Спелиты | 4,23 | 0,17 | 0,9 | |
| Нефелиновые спелиты | 4,50 | 0,19 | 0,1 | |
| Среднее | 3,01 | 0,17 | 100,0 | 53,4 |
| Метаморфические | | | | |
| Гнейсы | 2,40 | 0,32 | } 84,0 | |
| Кристаллические сланцы | 2,65 | 0,28 | | |
| Кварциты и песчаники | 0,83 | 0,40 | 7,0 | |
| Амфиболиты | 0,70 | 0,37 | 8,2 | |
| Карбонаты | 0,40 | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 2,24 | 0,31 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 2,64 | 0,24 | | 100,0 |

Таблица 134

Распределение калия в магматических горных породах платформенных и геосинклинальных областей «гранитной» оболочки литосферы

| Породы | Платформенные | | Геосинклинальные | |
|-------------------------------|-------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------|--------------------------------------|
| | Оценка среднего содержания, % | Распространенность в относительных % | Оценка среднего содержания, % | Распространенность в относительных % |
| Граниты | 3,65 | 74,0 | 3,32 | 43,0 |
| Гранодиориты | 2,52 | 10,8 | 2,52 | 43,0 |
| Кварцевые диориты | 1,63 | 2,4 | 1,63 | 4,0 |
| Диориты | 1,40 | 1,4 | 1,40 | 2,0 |
| Габбро | 0,75 | 10,0 | 0,75 | 7,0 |
| Перидотиты | 0,05 | } 0,3 | 0,05 | } 0,3 |
| Дуниты | 0,014 | | 0,014 | |
| Спелиты | 4,23 | 1,0 | 4,23 | 0,6 |
| Нефелиновые спелиты | 4,50 | 0,1 | 4,50 | 0,1 |
| Среднее | 3,15 | (100,0) | 2,70 | (100,0) |

гранодиоритов (налингенное образование которых из глинистых осадков не требует привноса калия) в пределах молодых геосинклинальных зон определило общее заметное снижение среднего содержания калия для геосинклинальных областей. Отмеченное явление подчеркивается также несколько большим накоплением калия в древних гранитах платформенных регионов по сравнению со средним геосинклинальным гранитом.

9. ТИТАН

Титан — весьма характерный второстепенный элемент магматических горных пород, накапливающийся подобно алюминию в габбро-базальтовых выплавках из мантий. Интерес к распределению титана в земной коре значительно возрос после того, как в базальтовых породах Луны были обнаружены высокие содержания титана, не сравнимые с содержаниями в земных породах. Ниже будет показана четко проявленная тенденция к резкому обогащению титаном основных и ультраосновных выплавок, зарождающихся в глубоких участках верхней мантии. Содержание титана в этих магматических продуктах в ряде случаев достигает уровня лунных пород.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Наименьшим содержанием титана среди ультраосновных, а также всех прочих магматических пород характеризуются дуниты, в которых титана в 8 раз меньше, чем в наиболее широко распространенных интрузивных ультрабазитах — перидотитах (табл. 135). Характерная особенность ультрабазитов, выделяющая их среди магматических пород, — высокий коэффициент вариации содержаний титана, подчеркивающий неравномерность распределения этого элемента в ультраосновных породах земной коры. Заметное обогащение титаном свойственно наиболее глубинным ультраосновным выплавкам — кимберлитам. Значение 0,30% может быть принято при расчетах как среднее значение содержания титана в ультраосновных породах.

Региональные различия в распределении титана, характерные для габбро, в рассматриваемом масштабе не несут четкой связи с особенностями геологического положения той или иной конкретной провинции (табл. 136). Так, параметры распределения титана в габброидах Балтийского щита, с одной стороны, и геосинклинальных регионов восточной части Советского Союза, с другой, практически не различаются. В то же время низкие содержания титана характерны для габбровых пород, развитых в пределах складчатых сооружений Восточной Европы (ПНР, ГДР), некоторых участков Африканской платформы и т. д. Аномально высокими содержаниями титана отличаются некоторые образцы габбро океанических островов (Реюньон, Гавайских). Среди континентальных габбро с этой точки зрения с ними в некоторой степени могут сравниться лишь габброиды такого своеобразного массива, как Скаэргард в Гренландии [22]. Интересно отметить, что некоторые представители габбровых серий,

Титан в ультраосновных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информа- ции | |
|--|------------------|--------------------|----------------------|--------|----------------------|----------------------|-----------------------------|--|
| Дуниты, оливиниты | | | | | | | | |
| Среднее по 17 регионам (17)* | 0,036 | -1,301 | 0,310 | 0,50 | — | — | Г. В. Пинус [79] | |
| СССР, Урал (37) | 0,034 | -1,886 | 0,652 | 1,29 | 0,23 | -1,70 | | |
| СССР, юг Сибири (25) | 0,030 | ? | 0,066 | (2,20) | 2,05 | 2,83 | | |
| Перидотиты | | | | | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара (28)** | 0,32 | -0,672 | 0,439 | 0,75 | -0,50 | -0,65 | Г. В. Пинус [79] | |
| СССР, Урал (20) | 0,17 | -1,113 | 0,533 | 0,96 | — | — | | |
| СССР, юг Сибири, гарц- бургиты (32) | 0,054 | ? | 0,09 | (1,66) | 1,47 | 0,26 | | |
| Африка, общая выборка (21) | 0,39 | -0,583 | 0,425 | 0,72 | — | — | [154], [207] | |
| Пироксениты | | | | | | | | |
| Среднее по 35 регионам земного шара (35)*** | 0,50 | -0,450 | 0,375 | 0,62 | 0,61 | -0,18 | | |
| СССР, Урал (20) | 0,22 | -0,815 | 0,385 | 0,64 | — | — | [154], [207] | |
| США, общая выборка (20) | 0,37 | -0,597 | 0,415 | 0,70 | — | — | | |
| Африка, о-в Мадагаскар (29) | 0,70 | -0,360 | 0,445 | 0,76 | — | — | | |
| Кимберлиты | | | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16)**** | 1,29 ± ± 0,36 | — | 0,73 | 0,57 | — | — | [154], [207] | |
| То же, пересчет на све- жий кимберлит с 0,5% воды (16) | 1,47 | — | 0,84 | 0,57 | — | — | | |
| Южная Африка (61) | 0,83 | — | 0,38 | 0,46 | 0,51 | 0,02 | | |
| То же, пересчет на све- жий кимберлит с 0,5% воды (без карбонатов) (61) | 1,37 | — | 0,63 | 0,46 | — | — | [154], [207] | |
| Пикриты | | | | | | | | |
| Среднее по 12 регионам (12)***** | 0,41 ± ± 0,08 | — | 0,14 | 0,34 | — | — | | |

* Сноски см. в табл. 19.

Титан в габбро

| Породы и регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $lg \bar{x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------|-----------------------------|-----------|-----------------------------|-----------------------------|---------------------------------|
| Среднее по 45 регионам земного шара (45)* | 0,68 ± 0,07 | — | 0,25 | 0,37 | 0,61 | 0,21 | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский шит, общая выборка (40) | 0,61 | -0,387 | 0,405 | 0,68 | -0,16 | -0,34 | (241), (241a) |
| Финляндия (28) | 0,85 | -0,187 | 0,319 | 0,52 | — | — | |
| Европа, Западная и Центральная, общая выборка (38) | 0,62 | -0,352 | 0,390 | 0,64 | -0,38 | -0,78 | |
| ГДР (24) | 0,44 | -0,383 | 0,384 | 0,63 | — | — | |
| ПНР (34) | 0,48 | -0,538 | 0,455 | 0,78 | — | — | |
| СССР, Кавказ и Закавказье (27) | 0,73 | -0,174 | 0,192 | 0,30 | — | — | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (76) | 0,69 | -0,296 | 0,381 | 0,63 | -0,73 | 0,20 | |
| СССР, Урал (90) | 0,62 | -0,439 | 0,471 | 0,82 | -0,21 | -0,59 | |
| СССР, Алтай (33) | 0,67 | -0,301 | 0,387 | 0,64 | — | — | |
| Африка | | | | | | | |
| Западная Африка, общая выборка (30) | 0,67 | — | 0,40 | 0,60 | 0,34 | 0,58 | [156] |
| Западная Африка, Мали (22) | 0,72 | — | 0,29 | 0,40 | — | — | [156] |
| Южная Африка (47) | 0,54 | -0,556 | 0,471 | 0,82 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар (35) | 1,10 | — | 0,70 | 0,63 | — | — | [154], [238] |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (63) | 0,78 | -0,249 | 0,369 | 0,61 | -0,48 | 0,72 | |
| Канада, общая выборка (37) | 0,68 | -0,323 | 0,389 | 0,65 | — | — | [251] |
| Канада, анортозитовое габбро (36) | 0,50 | -0,483 | 0,405 | 0,68 | — | — | |
| Океанический район | | | | | | | |
| О-ва Индийского, Тихого и Атлантического океанов (10)** | 1,68 | | 1,06 0,045 | 0,63 — | | | Точность оценок недостаточна |

* Сноски см. в табл. 20.

Таблица 137

Титан в базальтах

| Породы и регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\lg \bar{x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|---|---------------|---------------|-------------------------|------|-------------------------|-------------------------|------------------------|
| Платформенные базальты, долериты и диабазы | | | | | | | |
| Среднее по 23 платформенным регионам (23)* | 0,90 | -0,078 | 0,170 | 0,26 | 0,21 | -1,17 | |
| СССР, Сибирская платформа (145) | 0,90 | -0,081 | 0,170 | 0,26 | -0,39 | 1,42 | |
| Африка, Южная, Юго-Западная (60) | 0,82 | -0,161 | 0,259 | 0,41 | -0,09 | -0,62 | [207] |
| Африка Западная (42) | 0,81 | -0,102 | 0,268 | 0,42 | -0,15 | -1,26 | [156] |
| Конго (Киншаса) (33) | 1,03 | 0,077 | 0,277 | 0,44 | — | — | [178] |
| О-в Мадагаскар (38) | 1,28 | — | 0,52 | 0,41 | -0,23 | -1,40 | [154], [207] |
| Траппы древних платформ (258) | 0,89 | | 0,44 | 0,50 | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Базальты геосинклинальных регионов | | | | | | | |
| Среднее по 25 геосинклинальным регионам (25)** | 1,00 | -0,033 | 0,182 | 0,28 | -0,18 | -0,41 | |
| СССР, Кавказ и Закавказье (35) | 0,82 | -0,155 | 0,237 | 0,37 | 0,30 | 0,02 | |
| СССР, Урал (27) | 0,68 | -0,222 | 0,251 | 0,40 | — | — | |
| ПНР | 1,25 | — | 0,46 | 0,37 | — | — | |
| СССР, Курильские о-ва (86) | 0,60 | — | 0,23 | 0,39 | 0,80 | -0,32 | |
| Базальты андезитовой формации (355) | 0,60 | | 0,26 | 0,44 | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Континентальная оливин-базальтовая формация (276) | 1,33 | — | 0,44 | 0,31 | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Океанические базальты | | | | | | | |
| Среднее по 36 островам Тихого, Индийского и Атлантического океанов (36) | 1,84 ± 0,10 | — | 0,35 | 0,19 | -0,26 | -0,54 | |
| О-в Реюньон (25) | 1,90 | — | 0,23 | 0,12 | — | — | |
| Толейтовые базальты, Гавайские о-ва (112) | 1,50 | 0,366 | 0,064 | 0,10 | — | — | [246] |
| Щелочные базальты, Гавайские о-ва (35) | 1,80 | — | 0,34 | 0,19 | — | — | |
| Базальты Средне-Атлантического хребта (33) | 0,80 | — | 0,17 | 0,21 | — | — | [253] |

* Сноски см. в табл. 21.

Продолжение табл. 137

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|------------------------|
| Толейтовые базальты океанической формации (110) | 1,20 | — | 0,31 | 0,26 | — | — | В. А. Кутюлин [63] |
| Щелочные оливковые базальты океанической формации (118) | 1,80 | — | 0,52 | 0,29 | — | — | То же |
| Лунные базальтовые породы и пыль из районов посадки «Луна-16» и «Аполлон 12» | 2,00 ± 0,11 | — | 0,24 | 0,12 | — | — | [195], [326] |

обогащенных титаном, располагаются вблизи границы между континентальной и океанической корой.

Характеризуя поведение титана в базальтах (табл. 137), интересно отметить намечающуюся обратную аналогию в распределении этого элемента и алюминия (табл. 138).

Таблица 138

Средние содержания алюминия и титана (%) в различных группах базальтов

| Элементы | Базальты океанических дуг | Базальты континентальные | Базальты океанических островов (толейтовые и щелочные) | Базальты океанических срединных хребтов |
|----------|---------------------------|--------------------------|--|---|
| Al | 8,8—9,4 | 8,0—8,5 | 7,0—7,8 | 8,4 |
| Ti | 0,60 | 0,80—1,00 | 1,50—1,90 | 0,80 |

Подобно алюминию по характеру распределения титана базальты разделяются на три группы. При этом максимальному содержанию алюминия в базальтах океанических дуг соответствуют минимальные содержания титана, в то время как бедные алюминием глубинные толейтовые и щелочные базальты океанических островов отличаются наиболее высоким содержанием титана. Как отмечалось для алюминия, базальты океанических срединных хребтов по содержанию титана близки континентальным базальтам, а континентальные габбро в среднем соответствуют базальтам океанических дуг. Таким образом, если экспериментальные данные о зависимости содержания алюминия в базальтовых выплавках от глубины форми-

рования магматического расплава [43] окажутся справедливыми, то увеличение среднего содержания титана в базальтах может рассматриваться как косвенный критерий глубинности зарождения основных магм.

Следует отметить, что имеющийся фактический материал не подтверждает заманчивую гипотезу о возможном различии в содержании титана в мантии, подстилающей континентальную и океаническую коры. Основная масса базальтов океанических срединных хребтов по содержанию титана не отличается от континентальных базальтов, а в пределах континентальной коры отдельные комплексы несут заметно повышенные содержания титана, сравнимые с базальтами океанических островов.

При сравнении распределения титана в земных и лунных габбро-базальтовых породах необходимо различать по крайней мере две группы лунных пород. Первая группа, резко обогащенная титаном, представлена серией образцов, собранных во время высадки на луну американских астронавтов по программе «Аполлон-11». Только две разновидности земных габброидов — габбро океанических островов и дифференцированные серии континентальных габбро показывают значимую, хотя и крайне малую вероятность содержаний титана, соответствующих минимальному содержанию этого элемента (4,3%) в образцах с Луны (табл. 139).

Вторая группа представлена габбро-базальтовыми породами и лунной пылью, собранными во время экспедиций «Аполлон-12» и советской автоматической станции «Луна-16». Параметры распределения титана, вычисленные для этой группы лунных пород на основании имеющихся данных, оказались очень близки параметрам, характеризующим распределение титана в щелочных оливинсодержащих базальтах океанических островов, связанных с вулканами центрального типа. Различия между этими параметрами — статистически незначимы. Если же взять для сравнения базальтовые серии отдельных океанических островов (например, о-ва Реюньон), то идентичность параметров распределения титана в земных океанических щелочных базальтах и лунных базальтовых породах рассматриваемой группы проявляется еще более резко (табл. 137). Минимальные и максимальные содержания титана для кристаллических базальтовых пород и лунной пыли из районов посадки «Аполлон-12» и «Луна-16» были вычислены с вероятностью 0,01 и включены в табл. 139 для сравнения. Следует отметить, что образец базальта со сравнительно высоким содержанием титана (2,9%), доставленный станцией «Луна-16», вероятно, не принадлежит к совокупности, представленной остальными 19 образцами. Это содержание было исключено из подсчета после того, как было определено, что вероятность встречи такого содержания в совокупности не достигает 0,01.

Помимо щелочных оливиновых океанических базальтов, которые большинство исследователей рассматривают в качестве продуктов частичного плавления мантии на значительных (более 60 км) глубинах, две другие группы пород, представленные габбро океанических

Таблица 139

Оценка вероятности появления «лунных содержаний» титана в земных ультраосновных и основных породах

| Породы, регионы | Среднее содержание, % | 4,3% и более (минимальное для образцов «Аполлона-11») | 2,9% и более (базальт, «Луна 16») | Образцы лунной пыли и кристаллических пород из районов посадки «Аполлона-12» и «Луны-16» | | |
|--|-----------------------|---|-----------------------------------|--|-------------------------------|---|
| | | | | 2,6% и более (максимальное с вероятностью 0,01) | 2,0% (среднее арифметическое) | 1,44% и более (минимальное с вероятностью 0,01) |
| Дуниты | 0,05 | | Менее 0,0001 | | | |
| Перидотиты | 0,32 | 0,0015 | 0,005 | 0,006 | 0,014 | 0,03 |
| Кимберлиты | 1,47 | Менее 0,0001 | 0,03 | 0,07 | 0,25 | 0,53 |
| Базальты континентальные (совокупность региональных средних) | 0,95 | Менее 0,0001 | 0,0015 | 0,004 | 0,02 | 0,11 |
| Базальты срединных океанических хребтов | 0,80 | | Менее 0,0001 | | | |
| Базальты океанических островов | 1,85 | Менее 0,0001 | Около 0,001 | 0,01 | 0,27 | 0,86 |
| Базальты щелочные оливиновые, Гавайские о-ва | 1,80 | Менее 0,0001 | 0,001 | 0,01 | 0,32 | 0,87 |
| Базальты толеитовые, Гавайские о-ва | 1,50 | | Менее 0,0001 | | 0,02 | 0,53 |
| Габбро континентальное (совокупность региональных средних) | 0,68 | | Менее 0,0001 | | | 0,0015 |
| Габбро геосинклинальных зон СССР | 0,69 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,12 |
| Габбро, Урал | 0,62 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,06 | 0,11 |
| Габбро океанических островов* | 1,68 | 0,07 | 0,15 | 0,18 | 0,26 | 0,39 |

* Предполагая логарифмически-нормальное распределение содержаний титана в совокупности.

островов и кимберлитами, также показывают достаточно высокие вероятности присутствия «лунных содержаний» в рассматриваемых совокупностях. Связь кимберлитов с глубинными участками верхней мантии общепризнана. Геологическое положение островных габбро в пределах базальтовых серий, связанных с вулканами центрального типа океанической коры, также дает основание судить об их вероятной связи с достаточно глубокими участками верхней мантии.

Судя по подсчетным данным (см. табл. 139), разновидности, обогащенные титаном (до 4,3% и более), также могут быть встречены в пределах дифференцированных серий континентальных габбро (напри-

мер, в габбро Урала). Однако в этих случаях они уже представляют собой естественные конечные члены логнормально распределенных совокупностей.

Таким образом, намечаются два возможных пути концентрации титана в земных основных и ультраосновных породах.

1. Частичное плавление материала верхней мантии на значительных глубинах (60—100 и более километров). Кимберлиты, а также океанические щелочные оливиновые базальты и океанические габбро, связанные с вулканами центрального типа, могут служить примерами обогащенных титаном пород этой группы. Как указывалось, имеется определенная аналогия в распределении титана в океанических щелочных базальтах и лунных базальтовых породах из районов посадки «Аполлон-12» и «Луна-16». Отмеченная аналогия позволяет судить об известной общности геохимического поведения титана в процессах частичного плавления верхней мантии Земли, в результате которого формировалась материнская магма океанических щелочных базальтов, и поведения этого элемента в процессах образования некоторых групп лунных базальтовых пород.

2. Хорошо развитая дифференциация первичной базальтовой магмы в ряде случаев также ведет к появлению высоких концентраций титана в отдельных типах дифференцированных габброидов (СССР, Урал, Гренландия, Скаэргард и др.).

Средние содержания титана в диоритах очень близки отмеченным для габбро и только меньший коэффициент вариации содержаний элемента в глобальном масштабе, а также в пределах регионов подчеркивает отличие этой группы пород от габброидов (табл. 140, 141). Андезиты подобно базальтам по содержанию титана также четко разделяются на континентальные и океанические (точнее — океанические островов). Последние содержат в три раза больше титана, чем андезиты континентальных и субконтинентальных регионов.

Таким образом, основные и средние породы океанической коры, предположительно являющиеся выплавками из достаточно глубоких участков верхней мантии, отличаются резким обогащением титаном.

Некоторые изменения в содержании титана в процессе эволюции земной коры могут быть прослежены на примере кислых пород (табл. 142—143). Незначительное, хотя и статистически значимое накопление титана (0,20%) отмечается в докембрийских гранитах древних щитов по сравнению с гранитами более молодых геосинклинальных регионов (0,15%). Подобная закономерность повторяется и в случае эффузивных аналогов гранитоидов. В целом гранитоиды и кислые эффузивные породы отличаются достаточно выдержанным содержанием титана в различных регионах земного шара и одинаковым средним региональным коэффициентом вариации его содержания, равным 0,54.

Вариационная диаграмма титан — кремний (рис. 20) очень близка подобной диаграмме для кальция (см. рис. 14). Несколько отлично

Таблица 140

Титан в диоритах и андезитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации | |
|--|---------------|--------------------|-------------------------|------|-------------------------|-------------------------|--------------------------------|--|
| Диориты | | | | | | | | |
| Среднее по 41 регионам земного шара (41)* | 0,60 | -0,238 | 0,141 | 0,22 | 0,49 | -0,72 | Ю. Н. Споснор и Р. М. Романова | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (25) | 0,70 | — | 0,25 | 0,36 | -0,36 | -0,72 | | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы азиат- ской части, общая вы- борка (46) | 0,60 | -0,261 | 0,185 | 0,28 | -0,06 | -1,00 | | |
| СССР, Урал (22) | 0,45 | -0,399 | 0,199 | 0,32 | — | — | | |
| СССР, Восточное Забай- калье (27) | 0,60 | ? | 0,34 | 0,57 | — | — | | |
| США, общая выборка (32) | 0,55 | -0,301 | 0,183 | 0,28 | 0,38 | -0,77 | | |
| Андезиты | | | | | | | | |
| Среднее по 54 континен- тальным и субконтинен- тальным регионам земного шара (54)** | 0,50 ± 0,09 | — | 0,17 | 0,33 | 0,26 | 0,15 | | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (31) | 0,47 | — | 0,16 | 0,34 | — | — | | |
| СССР, Камчатка (26) | 0,40 | — | 0,10 | 0,25 | — | — | | |
| СССР, Камчатка, Ключе- вой дол (51) | 0,46 | — | 0,12 | 0,26 | 0,14 | -0,35 | | |
| СССР, Курильские о-ва (50) | 0,52 | — | 0,21 | 0,40 | 0,85 | 1,00 | | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы азиатской части, общая выборка (21) | 0,46 | — | 0,11 | 0,24 | 0,34 | 0,33 | | |
| Тихоокеанский вулка- нический пояс, общая выборка (65) | 0,54 | -0,301 | 0,171 | 0,26 | 0,35 | 0,98 | | |
| США, общая выборка (92) | 0,48 | -0,475 | 0,286 | 0,46 | 0,25 | 0,51 | | |
| США, Скалистые горы (33) | 0,46 | -0,441 | 0,337 | 0,55 | — | — | | |
| США, Калифорния (35) Центральная Америка (20) | 0,36 | — | 0,13 | 0,36 | — | — | | |
| О-в Мартиника (38) | 0,38 | — | 0,19 | 0,50 | — | — | | |
| О-ва Тихого, Индийско- го и Атлантического океанов (27) | 0,26 | — | 0,084 | 0,32 | — | — | | |
| | 1,48 | — | 0,65 | 0,44 | -0,33 | -0,78 | | |

* Сноски см. в табл. 22.

Таблица 141

Титан в гранодиоритах и кварцевых диоритах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S lg | V | A или A lg | E или E lg | Источник информа- ции |
|--|-----------------|--------------------|------------------|------|------------------|------------------|--|
| Гранодиориты | | | | | | | |
| Среднее по 30 регионам зем- ного шара (30) * | 0,38 ± ±0,02 | — | 0,06 | 0,16 | 0,14 | --1,0 | |
| Финляндия (38) | 0,41 | --0,432 | 0,200 | 0,51 | — | — | [241], [241a] |
| СССР, Кавказ (58) | 0,23 | --0,654 | 0,201 | 0,51 | — | — | А. М. Демин и А. А. Ситнин [48] |
| СССР, геосинклинальные ре- гионы азиатской части, об- щая выборка (99) | 0,34 | --0,500 | 0,164 | 0,24 | 0,07 | --0,19 | |
| СССР, Средняя Азия (23) | 0,31 | --0,556 | 0,192 | 0,30 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (34) | 0,32 | --0,439 | 0,166 | 0,26 | — | — | |
| Западная Африка, общая вы- борка (33) | 0,37 | --0,466 | 0,179 | 0,28 | 0,08 | 0,24 | [156] |
| США, Калифорния (28) | 0,32 | --0,500 | 0,129 | 0,20 | — | — | |
| США, Аризона (24) | 0,50 | --0,359 | 0,224 | 0,35 | — | — | [283] |
| Канада (22) | 0,32 | --0,523 | 0,167 | 0,26 | — | — | [251] |
| Кварцевые диориты и тона- литы | | | | | | | |
| Среднее по 26 регионам зем- ного шара (26) ** | 0,46 | --0,356 | 0,115 | 0,17 | 0,53 | --0,27 | |
| СССР, Кавказ (26) | 0,28 | — | 0,13 | 0,47 | — | — | А. М. Демин и А. А. Ситнин [48] |
| СССР, геосинклинальные ре- гионы азиатской части, об- щая выборка (33) | 0,42 | — | 0,16 | 0,38 | 0,29 | --1,0 | |
| СССР, Урал (27) | 0,32 | — | 0,11 | 0,34 | — | — | |
| СССР, Восточное Забайкалье (46) | 0,39 | — | 0,12 | 0,31 | — | — | Ю. Н. Спомиор и Р. М. Романо- ва |

* Сноски см. в табл. 23.

Титан в гранитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источники информа- ции |
|--|-----------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|------------------------------|
| Среднее по 30 платформенным регионам земного шара (30)* . . . | 0,20 ± ±0,01 | — | 0,04 | 0,20 | -0,35 | -0,40 | |
| Среднее по 35 геосинклинальным регионам земного шара (35)* . . . | 0,15 ± ±0,02 | — | 0,06 | 0,40 | 0,24 | 0,00 | |
| Среднее по гранитам | 0,18 ± ±0,01 | — | 0,05 | 0,28 | — | — | |
| Европа | | | | | | | |
| Платформенные регионы, общая выборка (116) | 0,19 | -0,810 | 0,298 | 0,48 | 0,61 | 0,36 | |
| СССР, Украинский кристаллический массив (60) | 0,18 | -0,886 | 0,283 | 0,45 | — | — | |
| ПНР (81) | 0,11 | -1,102 | 0,258 | 0,40 | — | — | |
| Европа, Западная и Центральная, общая выборка (32) | 0,16 | -0,959 | 0,418 | 0,70 | -0,01 | -1,39 | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (367) | 0,13 | -1,018 | 0,358 | 0,58 | -0,21 | 0,74 | |
| СССР, Урал (78) | 0,13 | -1,046 | 0,394 | 0,66 | — | — | |
| СССР, Казахстан (82) | 0,13 | -1,045 | 0,374 | 0,62 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (62) | 0,12 | -1,095 | 0,372 | 0,61 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (157) | 0,14 | -0,928 | 0,305 | 0,49 | — | — | |
| Там же, среднее по 15 гранитным массивам (15) | 0,14 | -0,886 | 0,179 | 0,28 | — | — | |
| СССР, Приморье (58) | 0,11 | -1,113 | 0,372 | 0,61 | — | — | |
| СССР, Сибирская платформа (33) | 0,18 | -0,873 | 0,370 | 0,61 | — | — | |
| Япония (20) | 0,18 | -0,842 | 0,307 | 0,49 | — | — | |
| Малайзия (49) | 0,17 | -0,886 | 0,263 | 0,42 | — | — | [131] |
| Африка | | | | | | | |
| Западная Африка (180) | 0,20 | -0,754 | 0,250 | 0,40 | -0,83 | 1,00 | [156] |
| О-в Мадагаскар (28) | 0,16 | -0,903 | 0,361 | 0,59 | — | — | [154], [238], [207] |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (88) | 0,17 | -0,866 | 0,326 | 0,53 | -0,29 | -0,06 | |
| Канада (60) | 0,15 | -0,921 | 0,326 | 0,53 | — | — | [251] |

* Сноски см. в табл. 24.

Таблица 143

Титан в кислых эффузивах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источники информации |
|--|---------------|--------------------|-----------------------|------|-----------------------|-----------------------|----------------------|
| Липариты, риолиты, фельзиты, обсидианы, кварцевые порфиры | | | | | | | |
| Среднее по 16 платформенным регионам (16) * | 0,20 ± ±0,03 | — | 0,07 | 0,35 | — | — | |
| Среднее по 34 геосинклинальным регионам земного шара (34) * | 0,11 ± ±0,01 | — | 0,035 | 0,32 | -0,19 | -0,88 | |
| СССР, Закавказье, Кавказ (30) | 0,14 | -1,009 | 0,382 | 0,63 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (44) | 0,11 | -1,051 | 0,330 | 0,54 | -0,15 | -1,05 | |
| СССР, Средняя Азия (45) | 0,12 | -1,071 | 0,332 | 0,54 | — | — | |
| Северная Атлантика (20) | 0,12 | -1,045 | 0,298 | 0,48 | — | — | |
| Южная Африка (20) | 0,25 | -0,690 | 0,313 | 0,50 | — | — | [207] |
| О-в Мадагаскар (23) | 0,17 | -0,943 | 0,413 | 0,69 | — | — | [154]. [207] |
| США, общая выборка (58) | 0,12 | -1,027 | 0,333 | 0,54 | -0,60 | -1,10 | |
| Дациты | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31) ** | 0,34 | -0,496 | 0,144 | 0,22 | 0,85 | 0,15 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье (27) | 0,39 | — | 0,11 | 0,28 | — | — | |
| СССР, Курильские о-ва (18) | 0,46 | — | 0,23 | 0,50 | — | — | |
| США, общая выборка (61) | 0,30 | — | 0,11 | 0,37 | 0,82 | 0,85 | |

* Сноски см. в табл. 25.

положение глубинных океанических базальтов, выделяющихся накоплением титана, а также обогащенных кальцием пироксенитов, в которых содержание титана не достигает уровня основных пород. Специфично также положение эклогитов из кимберлитовых труб. Их относительная бедность титаном, как отмечалось, вероятно, связана с явлениями потери титана в процессе выплавки.

Интересно, что распределение титана в выборках гранодиоритов древних щитов характеризуется двумодальной кривой распределения (рис. 21). Анализ кривой позволяет судить о наличии в выборках представителей двух совокупностей. Первая с модой 0,25—0,30% Ti близка гранитам, а вторая с модой 0,45—0,60% Ti отвечает

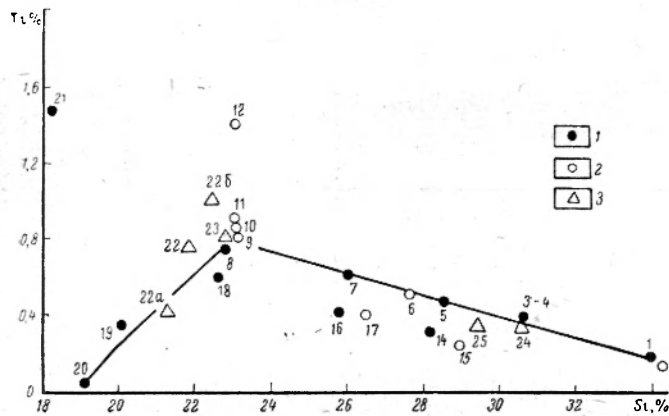


Рис. 20. Вариационная диаграмма титан — кремний в горных породах литосферы

1 — интрузивные породы; 2 — аффузивные породы; 3 — метаморфические породы

1 — граниты, 2 — кислые аффузивы, 3 — гранодиориты, 4 — дациты, 5 — кварцевые диориты, 6 — андезиты, 7 — диориты, 8 — габбро, 9 — базальты геосинклинальные, 10 — базальты Средне-Атлантического хребта, 11 — базальты платформенные, 12 — ба-

зальты толеитовые Гавайских островов, 13 — базальты океанических островов, 14 — сиениты, 15 — трахиты, 16 — нефелиновые сиениты, 17 — фонолиты, 18 — пироксениты, 19 — перидотиты, 20 — дуниты, 21 — кимберлиты, 22 — эклогиты (среднее), 22а — эклогиты из кимберлитовых трубок, 22б — эклогиты из метаморфических пород, 23 — амфиболиты, 24 — гнейсы, 25 — кристаллические сланцы

кварцевым диоритам или диоритам. Образование гранодиоритов на платформах в результате гранитизации более основных пород, описанное многими исследователями, является одним из возможных объяснений отмеченной двуmodalности распределения. Характерно, что двуmodalные кривые распределения титана не наблюдаются в случае геосинклинальных гранодиоритов.

Существенного накопления титана в щелочных породах не отмечается и наиболее щелочные представители этой серии содержат наименьшие количества титана (табл. 144, 145). С этой точки зрения выделяется аномальная щелочная провинция Кольского полуострова, нефелиновые сиениты которого в среднем содержат почти в два раза больше титана, чем нефелиновые сиениты земной коры в целом. Значение 0,35% Ti может быть принято как среднее, характеризующее щелочные породы земной коры.

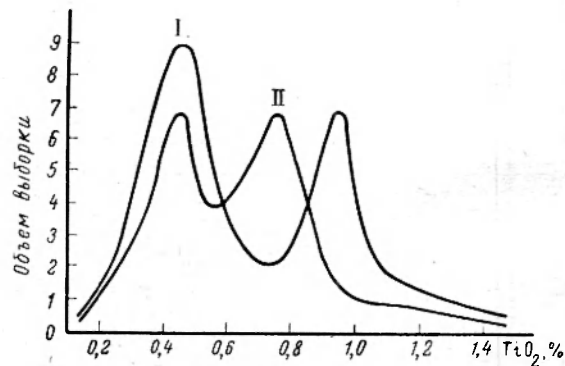


Рис. 21. Двуmodalная кривая распределения титана в гранодиоритах щитов:

I — Западная Африка, II — Финляндия

Таблица 114

Титан в щелочных интрузивных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информа- ции |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Сиениты | | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40) * | 0,41±0,05 | — | 0,16 | 0,40 | -0,16 | -0,33 | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (30) | 0,53 | -0,425 | 0,346 | 0,57 | -0,40 | -0,30 | |
| ПНР | 0,46 | — | 0,23 | 0,50 | — | — | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы азиат- ской части, общая вы- борка (36) | 0,43 | — | 0,17 | 0,40 | 0,44 | -0,70 | |
| СССР, Урал (20) | 0,34 | -0,561 | 0,279 | 0,45 | — | — | |
| СССР, Средняя Азия (20) | 0,30 | -0,618 | 0,318 | 0,51 | — | — | |
| СССР, Северо-Восточная Тува (61) | 0,52 | — | 0,18 | 0,35 | — | — | [85] |
| Африка | | | | | | | |
| Общая выборка (27) | 0,40 | -0,478 | 0,264 | 0,41 | -0,31 | 0,72 | |
| О-в Мадагаскар (36) | 0,33 | — | 0,18 | 0,55 | — | — | [154], [207] |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (28) | 0,35 | -0,602 | 0,351 | 0,57 | — | — | |
| Канада (20) | 0,35 | — | 0,22 | 0,63 | — | — | [251] |
| Нефелиновые сиениты | | | | | | | |
| Среднее по 48 регионам земного шара (48) * | 0,30±0,04 | — | 0,13 | 0,43 | 0,33 | 0,33 | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (42) | 0,41 | -0,516 | 0,374 | 0,62 | -0,48 | 1,05 | |
| СССР, Кольский полу- остров, общая выбор- ка (111) | 0,53 | -0,387 | 0,348 | 0,57 | -0,92 | 0,70 | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы, общая выборка (30) | 0,32 | -0,627 | 0,385 | 0,64 | 0,23 | -0,05 | |
| СССР, Юго-Восточная Тува (30) | 0,44 | -0,492 | 0,352 | 0,57 | — | — | |
| Африка | | | | | | | |
| Общая выборка (44) | 0,25 | -0,767 | 0,424 | 0,71 | -0,46 | -0,71 | |

* Сноски см. в табл. 27 и 28.

Продолжение табл. 144

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|------------------------|
| Гвинея (22) | 0,22 | -0,733 | 0,254 | 0,40 | — | — | [207] [154], [207] |
| Южная Африка (24) . . | 0,28 | -0,633 | 0,264 | 0,42 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (20) . . | 0,25 | -0,745 | 0,402 | 0,67 | — | — | |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (22) | 0,25 | -0,812 | 0,497 | 0,88 | — | — | |

Таблица 145

Титан в щелочных эффузивных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|------------------------|
| Трахиты | | | | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара (28)** | 0,40±0,07 | — | 0,18 | 0,45 | 0,80 | 1,26 | [154], [207] [237] |
| Европа, Центральная и Западная, общая вы- борка (24) | 0,38 | — | 0,25 | 0,66 | 0,46 | 0,48 | |
| Италия (28) | 0,41 | — | 0,21 | 0,51 | — | — | |
| Африка, общая выборка (25) | 0,44 | — | 0,14 | 0,31 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (22) . . | 0,40 | — | 0,19 | 0,48 | — | — | |
| Австралия (22) | 0,38 | — | 0,32 | 0,84 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийско- го и Атлантического океанов (26) | 0,31 | — | 0,14 | 0,45 | -0,47 | -1,00 | |
| Фонолиты | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20)** | 0,24±0,04 | — | 0,09 | 0,38 | 0,69 | 1,07 | [154], [207] |
| Европа, Центральная и Западная, общая вы- борка (22) | 0,18 | -0,914 | 0,422 | 0,71 | — | — | |
| Африка, общая выборка (22) | 0,26 | -0,699 | 0,352 | 0,57 | — | — | |
| О-в Мадагаскар (24) . . | 0,19 | -0,866 | 0,383 | 0,63 | — | — | |
| США, общая выборка (20) | 0,22 | -0,719 | 0,243 | 0,39 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индий- ского и Атлантиче- ского океанов (22) . . | 0,20 | -0,788 | 0,415 | 0,70 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 27 и 28.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Распределение титана в амфиболитах (табл. 146) аналогично свойственному базальтовым породам. Эклогиты также характеризуются близким базальтам средним содержанием титана, отличаясь от магматических аналогов существенно больше дисперсией распределения его содержаний. В эклогитах, для которых имеются основания предполагать наиболее глубинное происхождение (эклогиты из кимберлитовых трубок), содержание титана падает до минимума. Если принять во внимание, что образцы бедных титаном эклогитов встречаются в виде включений в кимберлитах — глубинных ультраосновных выплавках, заметно обогащенных титаном, возможность избирательного выплавления титана из эклогитов в глубоких участках мантии является вероятным объяснением этого явления.

Содержание титана в гнейсах и кристаллических сланцах весьма точно соответствует гранодиоритам при существенно более высоком коэффициенте вариации, свойственном метаморфическим породам.

Таблица 146

Титан в метаморфических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информа- ции |
|--|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|-------------------------------------|
| Амфиболиты | | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25)* | 0,82 | -0,155 | 0,175 | 0,26 | 1,08 | -0,30 | |
| Балтийский щит, общая выборка (41) | 0,65 | -0,312 | 0,343 | 0,56 | 0,47 | 0,94 | |
| ПНР | 0,86 | — | 0,43 | 0,50 | — | — | |
| СССР, Урал (20) | 0,60 | -0,366 | 0,392 | 0,66 | — | — | |
| Западная Африка, об- щая выборка (48) | 0,54 | -0,346 | 0,291 | 0,46 | -0,95 | 1,33 | [156] |
| О-в Мадагаскар (20) | 0,92 | — | 0,50 | 0,54 | — | — | [154], [207] |
| Канада (20) | 0,59 | -0,276 | 0,231 | 0,36 | — | — | [251] |
| Эклогиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16)** | 0,76 | -0,260 | 0,365 | 0,60 | — | — | Точность оценок не достаточна |
| Европа, общая выборка (25) | 0,86 | -0,309 | 0,462 | 0,79 | -0,15 | -1,12 | |
| Южная Африка (27) | 0,36 | -0,509 | 0,262 | 0,41 | -1,21 | 1,65 | [207] |
| Гнейсы | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31)*** | 0,35±0,05 | — | 0,14 | 0,40 | 0,55 | -0,58 | |
| Балтийский щит, общая выборка (49) | 0,41 | — | 0,24 | 0,59 | 0,61 | 1,65 | |

* Сноски см. в табл. 29.

Продолжение табл. 14

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|--------------------|------|--------------------|--------------------|---------------------|
| СССР, Украинский кристаллический массив (22) | 0,26 | — | 0,13 | 0,50 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (25) | 0,30 | -0,688 | 0,414 | 0,69 | -0,21 | 1,29 | |
| СССР, Сибирская платформа (41) | 0,31 | -0,646 | 0,383 | 0,63 | — | — | |
| ПНР | 0,21 | -0,715 | 0,358 | 0,58 | — | — | |
| Западная Африка, общая выборка (51) | 0,38 | -0,493 | 0,309 | 0,50 | -0,97 | 0,33 | [156] |
| Мавритания (30) | 0,34 | -0,557 | 0,324 | 0,52 | — | — | [156] |
| Дагомея (30) | 0,40 | -0,478 | 0,214 | 0,33 | — | — | [156] |
| О-в Мадагаскар (28) | 0,64 | — | 0,39 | 0,61 | — | — | [154], [207] |
| США, Аризона (25) | 0,31 | — | 0,18 | 0,58 | — | — | [283] |
| Канада (39) | 0,39 | -0,511 | 0,381 | 0,63 | — | — | [251] |
| Кристаллические сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)**** | 0,36±0,03 | — | 0,10 | 0,28 | 0,07 | -0,70 | |
| Балтийский щит, общая выборка (64) | 0,47 | -0,570 | 0,387 | 0,64 | -0,48 | -0,87 | |
| Финляндия, филлиты (21) | 0,52 | -0,373 | 0,231 | 0,36 | — | — | [241], [241a] |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (30) | 0,38 | — | 0,19 | 0,50 | 0,44 | -1,00 | |
| ПНР (25) | 0,52 | — | 0,29 | 0,56 | — | — | |
| Западная Африка, общая выборка (56) | 0,26 | -0,699 | 0,355 | 0,58 | -0,45 | -1,27 | [156] |

**** Сноску см. в табл. 29.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Содержание титана в глинистых осадочных породах (табл. 147) включая современные осадки, также имеет известную аналогию с гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Песчаные осадки лишь незначительно отличаются от глинистых несколько меньшим содержанием титана. При этом характерно определенное увеличение содержания титана в песчаных осадках по мере эволюции осадочной оболочки во времени, находящее удовлетворительное объяснение [99] в многократном прохождении терригенного материала через циклы выветривания и седиментации.

Данные о распределении титана в осадочной и «гранитной» оболочках литосферы приведены в табл. 148—150. Характерна близость оценок средних содержаний титана в осадочной оболочке континентов, а также в «гранитной» оболочке среднему содержанию

Таблица 147

Титан в осадочных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|-----------------------------|-------|-----------------------------|--------------------------|---|
| Глинистые сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 24 регионам земного шара (24) * | 0,38±0,05 | — | 0,12 | 0,32 | 0,34 | 0,26 | |
| СССР, Забайкалье (48) | 0,20 | — | 0,11 | 0,55 | 0,17 | -1,97 | |
| Глины | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам (20) ** | 0,46±0,06 | — | 0,13 | 0,28 | — | — | |
| СССР, Русская плат- форма | 0,52 | — | 0,10 | 0,19 | — | — | В. Я. Во- робьев и В. С. Жукова [32] |
| СССР, Скифская плита | 0,52 | — | 0,08 | 0,15 | — | — | |
| СССР, Большой Кавказ | 0,53 | — | 0,04 | 0,075 | — | — | Я. Д. Федо- ренко и Г. А. Менакер [114] [131] |
| СССР, Латвийская ССР | 0,40 | — | 0,24 | 0,60 | — | — | |
| Малайзия (22) | 0,43 | -0,472 | 0,344 | 0,57 | — | — | |
| Пески и песчаники | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам (20) *** | 0,30±0,06 | — | 0,14 | 0,45 | — | — | |
| СССР, Русская плат- форма | 0,30 | — | 0,06 | 0,20 | — | — | В. Я. Во- робьев и В. С. Жукова [32] [114] |
| СССР, Скифская плита | 0,30 | — | 0,04 | 0,13 | — | — | |
| СССР, Большой Кавказ | 0,38 | — | 0,10 | 0,26 | — | — | |
| СССР, Латвийская ССР | 0,20 | — | 0,10 | 0,52 | — | — | |
| Известняки | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам (20) **** | 0,12±0,02 | — | 0,05 | 0,42 | — | — | |
| Доломиты | | | | | | | |
| СССР, Латвийская ССР | 0,20 | — | 0,076 | 0,38 | — | — | Я. Д. Федо- ренко и Г. А. Менакер [114] |
| Современные осадки | | | | | | | |
| Глубоководные океани- ческие осадки (23) | 0,37 | — | 0,17 | 0,46 | — | — | [182] |
| Донные осадки Атлан- тики (15) | 0,50 | — | 0,09 | 0,18 | — | — | |
| Залив Парня, Венесуэла: глины (12) | 0,47 | — | 0,07 | 0,15 | — | — | |
| пески (15) | 0,27 | — | 0,08 | 0,30 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 30.

Таблица 148

Распределение титана в осадочной оболочке литосферы на континентах

| Породы | Среднее содержание титана, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|---|------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Осадочные | | | | |
| Глинистые сланцы | 0,38 | 0,32 | 53,0 | |
| Глины | 0,46 | 0,28 | | |
| Пески и песчаники | 0,31 | 0,45 | 25,4 | |
| Карбонаты | 0,12 | 0,42 | 20,8 | |
| Эвапориты | 0,03 * | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 0,34 | 0,36 | 100,0 | 80,4 |
| Эффузивные | | | | |
| Базальты платформенные | 0,90 | 0,26 | 5,6 | |
| Базальты геосинклинальные | 1,00 | 0,28 | 31,1 | |
| Андезиты | 0,50 | 0,33 | 41,3 | |
| Дациты | 0,34 | 0,22 | 0,8 | |
| Кислые эффузивы | 0,16 | 0,34 | 21,0 | |
| Трахиты | 0,40 | 0,45 | 0,1 | |
| Фонолиты | 0,24 | 0,38 | 0,1 | |
| Среднее | 0,60 | 0,33 | 100,0 | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах | 0,39 | 0,35 | | 100,0 |

* По данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [100].

титана в гранодиоритах. Таким образом, гранодиориты (0,38% Ti), гнейсы (0,35% Ti) и кристаллические сланцы (0,36% Ti) имеют среднее содержание титана, характерное для «гранитной» оболочки. Граниты с этой точки зрения существенно отличны и характерные для них низкие содержания титана несравнимы с содержаниями этого элемента в осадочных и метаморфических породах. Последнее ведет к заключению, что значительное изменение химического состава первичных осадочных (метаморфических) пород, имеющее место в процессах гранитизации, сопровождается, в частности,

Таблица 149

Распределение титана в «гранитной» оболочке литосферы

| Породы | Среднее содержание титана, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Граниты | 0,18 | 0,28 | 63,7 | |
| Гранодиориты | 0,38 | 0,16 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 0,46 | 0,17 | 2,9 | |
| Диориты | 0,60 | 0,22 | 1,6 | |
| Габбро | 0,68 | 0,37 | 9,0 | |
| Перидотиты | 0,32 | 0,75 } 0,50 } | 0,3 | |
| Дуниты | 0,036 | | | |
| Сиениты | 0,41 | 0,40 | 0,9 | |
| Нефелиновые сиениты | 0,30 | 0,43 | 0,1 | |
| Среднее | 0,29 | 0,26 | 100,0 | 53,4 |
| Метаморфические | | | | |
| Гнейсы | 0,35 | 0,40 } 0,28 } | 84,0 | |
| Кристаллические сланцы | 0,36 | | | |
| Кварциты и песчаники | 0,15 | 0,42 | 7,0 | |
| Амфиболиты | 0,82 | 0,26 | 8,2 | |
| Карбонаты | 0,08 * | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 0,38 | 0,34 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 0,33 | 0,30 | | 100,0 |

* По данным А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова [99].

Таблица 150

Распределение титана в магматических породах платформенных и геосинклинальных областей «гранитной» оболочки литосферы

| Породы | Платформенные | | Геосинклинальные | |
|-------------------------------|----------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|-------------------------------------|
| | Оценка среднего содержания Тi, % | Относительная распространенность, % | Оценка среднего содержания Тi, % | Относительная распространенность, % |
| Граниты | 0,20 | 74,0 | 0,15 | 43,0 |
| Гранодиориты | 0,38 | 10,8 | 0,38 | 43,0 |
| Кварцевые диориты | 0,46 | 2,4 | 0,46 | 4,0 |
| Диориты | 0,60 | 1,4 | 0,60 | 2,0 |
| Габбро | 0,68 | 10,0 | 0,68 | 7,0 |
| Перидотиты | 0,32 } 0,036 } | 0,3 | 0,32 } 0,036 } | 0,3 |
| Дуниты | | | | |
| Сиениты | 0,41 | 1,0 | 0,41 | 0,6 |
| Нефелиновые сиениты | 0,30 | 0,1 | 0,30 | 0,1 |
| Среднее | 0,28 | (100,0) | 0,31 | (100,0) |

удалением около 58% Ti. В то же время метаморфическое преобразование кристаллических сланцев и гнейсов в гранодиориты выносом титана не сопровождается.

10. МАРГАНЕЦ

Марганец — характерный второстепенный элемент земной коры. Его распределение в горных породах литосферы в известной мере повторяет распределение железа, что определяется сходством двухвалентных ионов железа и марганца. В стадию магматической эволюции горных пород марганец нигде не проявляет индивидуализированных свойств и не образует собственных минералов, что отличает этот период геохимической миграции марганца от его поведения в послемагматических растворах, а также в процессах гипергенной миграции. В отличие от железа в магматических породах и метаморфических породах высоких ступеней метаморфизма марганец присутствует только в двухвалентной форме, поскольку окислительный потенциал в процессах формирования горных пород «гранитной», а тем более «базальтовой» оболочек в подавляющем большинстве случаев недостаточен для перевода марганца в трехвалентное состояние.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Распределение марганца в магматических горных породах литосферы дано в табл. 151—159. Вариационная диаграмма марганец — кремний (рис. 22) иллюстрирует общую тенденцию к отрицательной корреляционной зависимости между распределением марганца и кремния в горных породах. Однако подобно железу содержание марганца в ультраосновных и основных породах, т. е. в стадию выплавления и протокристаллизации, практически остается постоянным. Уменьшение содержания марганца в магматических дифферен-

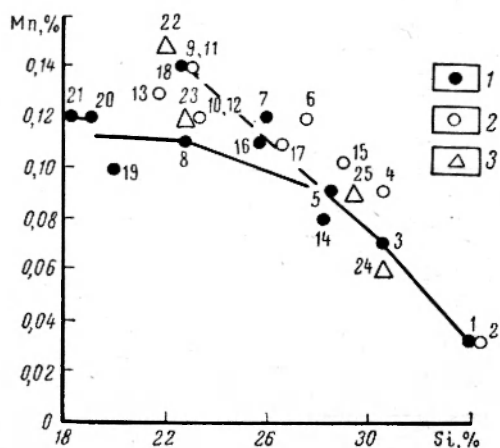


Рис. 22. Вариационная диаграмма марганец — кремний в горных породах литосферы

1 — интрузивные породы; 2 — эффузивные породы; 3 — метаморфические породы

1 — граниты, 2 — кислые эффузивы, 3 — гранодиориты, 4 — дациты, 5 — кварцевые диориты, 6 — андезиты, 7 — диориты, 8 — габбро, 9 — базальты геосинклинальные, 10 — базальты Средне-Атлантического хребта, 11 — базальты платформенные, 12 — базальты толеитовые Гавайских островов, 13 — базальты океанических островов, 14 — сиениты, 15 — трахиты, 16 — нефелиновые сиениты, 17 — фonoлиты, 18 — пироксениты, 19 — перидотиты, 20 — дуниты, 21 — кимберлиты, 22 — эклогиты, 23 — амфиболиты, 24 — гнейсы, 25 — кристаллические сланцы

Таблица 151

Марганец в ультраосновных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | v | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------|------|-----------------------|-----------------------|------------------------|
| Дуниты | | | | | | | |
| Среднее по 24 регионам земного шара (24) * | 0,12 | -1,022 | 0,173 | 0,27 | — | — | Г. В. Пи- нус [79] |
| Урал (32) | 0,13 | -0,932 | 0,160 | 0,24 | — | — | |
| Юг Сибири (25) | 0,08 | — | 0,054 | 0,68 | — | — | |
| Перидотиты | | | | | | | |
| Среднее по 39 регионам земного шара (39) ** | 0,10±0,01 | — | 0,030 | 0,30 | — | — | Г. В. Пи- нус [79] |
| Европа, платформенные регионы, общая выборка (24) | 0,13 | — | 0,040 | 0,31 | — | — | |
| Европа, геосинклиналь- ные регионы, общая вы- борка (23) | 0,13 | -0,943 | 0,205 | 0,32 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской ча- сти, общая выборка (28) | 0,08 | — | 0,04 | 0,50 | — | — | |
| Африка, общая выборка (20) | 0,11 | — | 0,037 | 0,30 | — | — | |
| Северная Америка, общая выборка (20) | 0,11 | -1,060 | 0,322 | 0,52 | — | — | |
| Пироксениты | | | | | | | |
| Среднее по 35 регионам земного шара (35) *** | 0,14±0,02 | — | 0,055 | 0,39 | — | — | [207] |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской ча- сти, общая выборка (24) | 0,14 | — | 0,043 | 0,31 | — | — | |
| СССР, Урал (26) | 0,10 | — | 0,048 | 0,48 | — | — | |
| Африка, общая выборка (30) | 0,12 | — | 0,054 | 0,45 | — | — | |
| Северная Америка, об- щая выборка (21) | 0,11 | — | 0,058 | 0,50 | — | — | |
| Кимберлиты | | | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16) **** | 0,12±0,02 | — | 0,05 | 0,40 | — | — | [207] |
| Южная Африка (37) | 0,09 | -1,114 | 0,271 | 0,42 | — | — | |
| То же, пересчет на све- жий дунит с 0,5% воды (без CO ₂) (37) | 0,11 | -0,046 | 0,271 | 0,42 | — | — | |
| Пикриты | | | | | | | |
| Среднее по 12 районам (12) ***** | 0,16 | — | 0,10 | 0,62 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 19. Дополнительно включены данные по Норвегии, Японии, Турции, США (Северная Каролина, Аляска, Калифорния и Орегон), Гренландии, Антарктиде, Папуа.

** Сноску см. в табл. 102.

Остальные сноски см. в табл. 19.

Таблица 152

Марганец в габбро

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|-----------------|-------|------|-------|-------|---------------------|
| Среднее по 45 регионам земного шара (45) * | $0,11 \pm 0,01$ | 0,035 | 0,32 | -0,17 | -0,41 | |
| Балтийский щит, общая выборка (39) | 0,11 | 0,055 | 0,50 | 0,55 | 0,21 | |
| ПНР (24) | 0,08 | 0,04 | 0,50 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части (53) | 0,12 | 0,06 | 0,50 | — | — | |
| СССР, Урал (93) | 0,12 | 0,054 | 0,45 | 0,73 | 0,24 | |
| СССР, Алтай (30) | 0,12 | 0,044 | 0,37 | — | — | |
| Западная Африка, общая выборка (30) | 0,12 | 0,043 | 0,36 | — | — | [156] |
| Южная Африка (28) | 0,09 | 0,043 | 0,47 | — | — | [207] |
| США, общая выборка (51) | 0,11 | 0,072 | 0,65 | 0,95 | 1,51 | |
| Канада (34) | 0,11 | 0,068 | 0,62 | — | — | [251] |

* Сноску см. в табл. 20.

Таблица 153

Марганец в базальтах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|--|-----------------|-------|------|------|-------|---------------------|
| Платформенные базальты | | | | | | |
| Среднее по 23 платформенным регионам земного шара (23) * | $0,14 \pm 0,02$ | 0,043 | 0,31 | — | — | |
| Сибирская платформа (57) | 0,14 | 0,027 | 0,19 | 0,33 | -0,34 | |
| Западная Африка, общая выборка (48) | 0,12 | 0,038 | 0,32 | — | — | [156] |
| Южная, Юго-Западная и Восточная Африка, общая выборка (61) | 0,14 | 0,050 | 0,36 | — | — | [207] |
| Траппы древних платформ (258) | 0,15 | 0,070 | 0,47 | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Антарктида (34) | 0,13 | 0,020 | 0,15 | — | — | |
| Базальты геосинклинальных регионов | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25) ** | $0,14 \pm 0,01$ | 0,036 | 0,26 | 0,67 | 1,30 | |
| ПНР (57) | 0,12 | 0,067 | 0,56 | — | — | |
| СССР, Кавказ и Закавказье, общая выборка (30) | 0,15 | 0,075 | 0,50 | — | — | |
| СССР, Урал (30) | 0,14 | 0,030 | 0,21 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 21.

Продолжение табл. 153

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | S | V | A | E | Источник информации |
|---|---------------|-------|------|---|---|---------------------|
| Океанические базальты | | | | | | |
| Среднее по 27 островам Тихого, Индийского и Атлантического океанов (27) | 0,13 | 0,039 | 0,30 | — | — | [246] |
| Толитовые базальты, Гавайские острова (129) | 0,12 | 0,015 | 0,12 | — | — | |
| Щелочные базальты, Гавайские острова (30) | 0,11 | 0,016 | 0,15 | — | — | |
| Дно Атлантического и Тихого океанов (40) | 0,12 | 0,024 | 0,20 | — | — | |

Таблица 154

Марганец в диоритах и андезитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} |
|--|---------------|--------------------|-----------------|------|-----------------|-----------------|
| Диориты | | | | | | |
| Среднее по 41 региону земного шара (41) * | 0,12 ± 0,009 | — | 0,03 | 0,25 | 0,13 | 0,38 |
| Балтийский щит (28) | 0,09 | — | 0,04 | 0,44 | — | — |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (47) | 0,12 | — | 0,04 | 0,33 | -0,05 | -0,02 |
| СССР, Урал (26) | 0,12 | — | 0,05 | 0,42 | — | — |
| США, общая выборка (39) | 0,10 | — | 0,054 | 0,54 | 0,03 | 0,81 |
| Андезиты | | | | | | |
| Среднее по 54 континентальным и субконтинентальным регионам земного шара (54) ** | 0,12 ± 0,01 | — | 0,04 | 0,33 | 0,20 | -0,39 |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (30) | 0,12 | -1,114 | 0,458 | 0,79 | — | — |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (37) | 0,15 | -0,939 | 0,336 | 0,55 | — | — |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (30) | 0,10 | -1,114 | 0,262 | 0,41 | -0,26 | 0,46 |
| СССР, Центральный Казахстан (40) | 0,08 | — | 0,046 | 0,58 | — | — |
| СССР, Камчатка (30) | 0,09 | — | 0,03 | 0,33 | — | — |
| Япония (30) | 0,12 | — | 0,054 | 0,45 | — | — |
| Тихоокеанский вулканический пояс, общая выборка (62) | 0,12 | — | 0,07 | 0,58 | 0,19 | 0,44 |
| США, общая выборка (68) | 0,08 | -1,268 | 0,371 | 0,61 | 0,30 | -1,02 |
| США, Скалистые горы (33) | 0,08 | -1,292 | 0,438 | 0,75 | — | — |
| США, Калифорния (36) | 0,06 | — | 0,03 | 0,50 | — | — |
| О-ва Индийского и Тихого океанов (31) | 0,12 | — | 0,08 | 0,67 | — | — |

* Сноски см. в табл. 22.

Таблица 155

Марганец в гранодиоритах и кварцевых диоритах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|-----------------------------|--------------------------|--|
| Гранодиориты | | | | | | | |
| Среднее по 30 регионам земного шара (30) * | 0,07±0,007 | — | 0,02 | 0,29 | 0,02 | 0,02 | |
| Финляндия (35) | 0,05 | — | 0,018 | 0,36 | — | — | [241], [241a] |
| СССР, Кавказ | 0,046 | -1,532 | 0,457 | 0,77 | — | — | А. М. Де- мин и А. А. Сит- нин [48] |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы азиат- ской части, общая выборка (98) | 0,06 | — | 0,03 | 0,50 | 0,99 | 0,95 | |
| СССР, Средняя Азия (38) | 0,08 | — | 0,05 | 0,63 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (37) | 0,06 | — | 0,03 | 0,50 | — | — | |
| Северная Америка, об- щая выборка (65) | 0,06 | — | 0,03 | 0,50 | 0,07 | 0,72 | |
| США, общая выборка, (28) | 0,07 | — | 0,03 | 0,43 | — | — | |
| США, Аризона (24) | 0,06 | -1,252 | 0,242 | 0,35 | — | — | [283] |
| Кварцевые диориты и тоналиты | | | | | | | |
| Среднее по 25 регио- нам земного шара (25) ** | 0,09 | -1,062 | 0,145 | 0,22 | 0,33 | -0,84 | |
| СССР, Кавказ | 0,046 | -1,620 | 0,355 | 0,57 | — | — | А. М. Де- мин и А. А. Сит- нин [48] |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы азиат- ской части, общая выборка (39) | 0,10 | -1,047 | 0,187 | 0,26 | 0,24 | -1,10 | |
| СССР, Урал (25) | 0,12 | — | 0,036 | 0,30 | — | — | |
| СССР, Восточное За- байкалье | 0,054 | — | 0,032 | 0,59 | — | — | Ю. Н. Спо- миор и Р. М. Ро- манова |

* Сноски см. в табл. 23.

Марганец в гранитах

Таблица 156

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информа- ции |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Среднее по 65 регионам земного шара (65)* | 0,04 ± 0,006 | — | 0,023 | 0,60 | 0,21 | -1,50 | |
| Европа | | | | | | | |
| Балтийский щит, общая выборка (82) | 0,050 | -1,523 | 0,512 | 0,91 | -0,28 | -0,75 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая вы- борка (28) | 0,030 | -1,754 | 0,448 | 0,77 | — | — | |
| ПНР (68) | 0,020 | -1,959 | 0,447 | 0,77 | — | — | |
| Азия | | | | | | | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы, общая выборка (373) | 0,034 | -1,682 | 0,462 | 0,79 | -0,27 | -0,66 | |
| СССР, Урал (108) | 0,036 | -1,678 | 0,447 | 0,77 | — | — | |
| СССР, Забайкалье (176) | 0,040 | -1,658 | 0,438 | 0,75 | — | — | |
| Африка | | | | | | | |
| Общая выборка (91) | 0,040 | -1,607 | 0,482 | 0,84 | -0,53 | -0,94 | |
| О-в Мадагаскар (28) | 0,050 | -1,503 | 0,455 | 0,78 | — | — | [154]. [238]. [207] |
| Северная Америка | | | | | | | |
| США, общая выборка (69) | 0,030 | -1,658 | 0,406 | 0,68 | 0,03 | -1,52 | |
| США, Аризона (27) | 0,030 | -1,678 | 0,342 | 0,56 | — | — | [283] |

* Сноску см. в табл. 24.

Марганец в кислых эффузивных породах

Таблица 157

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информа- ции |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|-----------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Риолиты, липариты, обсидианы, фельзиты и кварцевые порфиры | | | | | | | |
| Среднее по 50 континен- тальным регионам земного шара (50)* | 0,04 ± 0,006 | — | 0,02 | 0,50 | 0,25 | -1,25 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье, общая выборка (37) | 0,050 | -1,602 | 0,551 | 1,00 | — | — | |

* Сноску см. в табл. 25.

Продолжение табл. 157

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информа- ции |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|-----------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Северная Атлантика (28) | 0,080 | -1,204 | 0,314 | 0,50 | — | — | |
| СССР, геосинклиналь- ные регионы азиат- ской части, общая выборка (73) | 0,040 | -1,658 | 0,478 | 0,83 | 0,27 | -0,70 | |
| СССР, Средняя Азия (28) | 0,050 | -1,553 | 0,475 | 0,82 | — | — | |
| Африка Южная, Юго- Западная и Южная Родезия (30) | 0,054 | -1,420 | 0,423 | 0,71 | 1,06 | 0,52 | [207] |
| США, общая выборка (51) | 0,030 | -1,824 | 0,568 | 1,45 | 0,10 | -1,40 | |
| Австралия и Новая Зе- ландия, общая выбор- ка (22) | 0,040 | -1,812 | 0,561 | 1,42 | — | — | [237] |
| Дацинты | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31) ** | 0,07 ± 0,01 | — | 0,03 | 0,42 | 0,54 | 0,32 | |
| СССР, Крым, Кавказ, Закавказье (35) | 0,06 | — | 0,03 | 0,50 | — | — | |
| США, общая выборка (36) | 0,04 | -1,780 | 0,640 | 1,60 | — | — | |

** Сноску см. в табл. 25.

Таблица 158

Марганец в сленитах и трахитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | V | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информа- ции |
|--|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Слениты | | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40) * | 0,08 ± 0,01 | — | 0,030 | 0,38 | -0,07 | -1,36 | |
| Балтийский щит, общая выборка (30) | 0,08 | -1,276 | 0,395 | 0,66 | -0,12 | 0,44 | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской ча- сти, общая выборка (45) | 0,09 | -1,194 | 0,371 | 0,61 | 0,03 | 0,58 | |
| СССР, Средняя Азия (30) | 0,08 | -1,226 | 0,371 | 0,61 | — | — | |
| Африка, общая выборка (31) | 0,10 | -1,232 | 0,416 | 0,70 | -0,04 | 0,29 | |
| США, общая выборка (31) | 0,054 | -1,511 | 0,498 | 0,88 | -0,09 | 0,64 | |
| Канада (30) | 0,08 | 1,272 | 0,467 | 0,81 | — | — | [251] и др. |

* Сноску см. в табл. 27.

Продолжение табл. 158

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информа- ции |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|--------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Трахиты | | | | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара (28) ** | 0,10±0,02 | — | 0,059 | 0,59 | 0,24 | 0,78 | |
| Европа, Центральная и Западная, общая выбор- ка (32) | 0,09 | -1,459 | 0,567 | 1,05 | 0,35 | -1,20 | |
| СССР, Крым, Кавказ, За- кавказье, общая выбор- ка (24) | 0,09 | -1,340 | 0,466 | 0,81 | — | — | |
| Африка, общая выборка (31) | 0,16 | -0,928 | 0,311 | 0,50 | — | — | |
| О-ва Тихого, Индийского и Атлантического океа- нов (33) | 0,15 | -1,120 | 0,464 | 0,80 | — | — | |

** Сноску см. в табл. 27.

Таблица 159

Марганец в нефелиновых сиенитах и фонолитах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} |
|---|---------------|--------------------|--------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|
| Нефелиновые сиениты | | | | | | |
| Среднее по 48 регионам земного шара (48) * | 0,11 | -0,996 | 0,325 | 0,52 | 0,16 | 0,68 |
| Балтийский щит, общая выборка (35) | 0,13 | -0,983 | 0,286 | 0,46 | — | — |
| СССР, Кольский п-ов (91) | 0,14 | -0,947 | 0,346 | 0,56 | — | — |
| СССР, Тува (25) | 0,09 | -1,229 | 0,428 | 0,72 | — | — |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (32) | 0,12 | -1,057 | 0,400 | 0,67 | — | — |
| Африка, общая выборка (48) | 0,15 | -0,987 | 0,430 | 0,73 | — | — |
| Северная Америка, общая выборка (30) | 0,08 | -1,292 | 0,430 | 0,73 | — | — |
| Фонолиты | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20) ** | 0,11 | — | 0,06 | 0,53 | — | — |
| Европа, Центральная и Западная, общая выборка (28) | 0,18 | — | 0,10 | 0,56 | — | — |
| Африка, общая выборка (32) | 0,14 | -0,967 | 0,354 | 0,57 | — | — |
| Северная Америка, общая выборка (28) | 0,11 | -1,131 | 0,430 | 0,73 | — | — |

* Сноски см. в табл. 28.

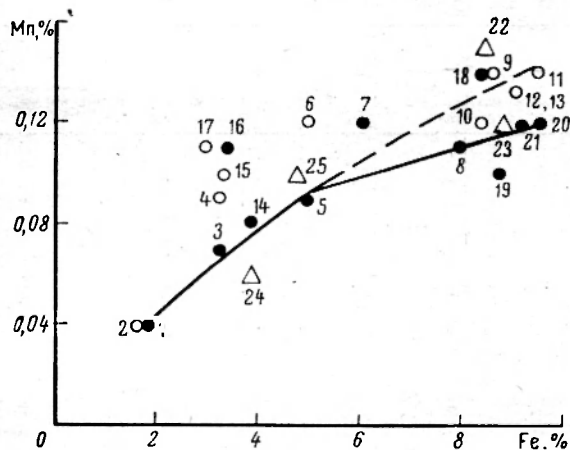


Рис. 23. Вариационная диаграмма марганец — железо в горных породах. Усл. обозначения см. на рис. 22.

циатах, идущее параллельно с увеличением содержания кремния, проявляется только начиная с диоритов.

Прямая корреляционная зависимость между распределением железа и марганца в магматических и метаморфических горных породах представлена на рис. 23. Эта зависимость нарушается или по крайней мере приобретает более сложный характер в группе основных и ультраосновных пород, в которых, согласно имеющейся информации, наблюдается некоторая дифференциация распределения марганца при отсутствии заметных изменений в содержании железа.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Какого-либо обогащения марганцем метаморфических пород по сравнению с их магматическими аналогами не отмечается (табл. 160). Исключение в данном случае представляют эклогиты из кимберлитовых трубок, в которых содержание марганца в отдельных случаях достигает 0,6% — эклогит из Танзании [207], составляя в среднем около 0,2%. При этом высокое содержание марганца в эклогитах из кимберлитов не сопровождается повышенным содержанием железа.

В осадочном цикле, несмотря на близкие пути миграции и седиментации железа и марганца, имеет место заметная дифференциация этих родственных элементов, приводящая к обогащению марганцем отдельных типов осадков (например, глубоководные океанические осадки) и даже появлению высоких его концентраций, имеющих промышленное значение.

А. Б. Ронов и А. А. Мигдисов [99] отмечают зависимость разделения путей гипергенной миграции марганца и железа от прогрессирующего во времени увеличения содержания кислорода в земной атмосфере. Подобное разделение, в частности, иллюстрируется закономерным уменьшением отношения марганца к железу в гли-

Таблица 150

Марганец в метаморфических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источ- ник инфор- мации |
|---|---------------|--------------------|-----------------------------|------|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------------|
| Амфиболиты | | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25)* | 0,12±0,01 | — | 0,034 | 0,29 | 0,12 | -0,48 | |
| Балтийский щит, общая выборка (30) | 0,11 | — | 0,043 | 0,40 | — | — | |
| Украинский кристалличе- ский массив (36) | 0,15 | — | 0,046 | 0,30 | — | — | |
| ПНР (29) | 0,16 | — | 0,090 | 0,58 | — | — | |
| Англия (20) | 0,09 | — | 0,050 | 0,55 | — | — | |
| СССР, Урал (24) | 0,11 | — | 0,041 | 0,37 | — | — | |
| Африка, общая выборка (57) | 0,12 | — | 0,060 | 0,50 | — | — | |
| Африка, Того (22) | 0,11 | — | 0,041 | 0,37 | — | — | |
| Канада (24) | 0,13 | — | 0,051 | 0,39 | — | — | [156] |
| Эклогиты | | | | | | | |
| Среднее по 14 регионам (14)** | 0,15±0,044 | — | 0,074 | 0,50 | — | — | |
| Южная Африка (26) | 0,13 | -1,004 | 0,331 | 0,54 | — | — | [207] |
| Гнейсы | | | | | | | |
| Среднее по 31 региону зем- ного шара (31)*** | 0,07±0,01 | — | 0,027 | 0,40 | 0,42 | -0,88 | |
| Балтийский щит, общая выборка (57) | 0,08 | -1,292 | 0,453 | 0,78 | — | — | |
| ПНР (56) | 0,054 | -1,658 | 0,564 | 1,03 | — | — | |
| Канада (40) | 0,08 | -1,409 | 0,587 | 1,10 | — | — | [251] |
| Кристаллические сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)**** | 0,10±0,02 | — | 0,053 | 0,53 | 0,28 | -1,01 | |
| Балтийский щит, общая выборка (62) | 0,08 | -1,366 | 0,481 | 0,84 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 29.

нистых осадочных породах в послепрогерозойское время (рис. 24). Именно этим процессом А. Б. Ронов и А. А. Мигдасов [99] объясняют возникновение в палеогене крупнейших месторождений марганца, руды которых почти полностью лишены примеси железа.

За исключением современных карбонатных осадков, в известковистых породах не отмечается какого-либо накопления марганца (табл. 161). В то же время доломиты в ряде районов существенно обогащены марганцем (Латвийская ССР, ПНР и др.), хотя материалов для суждения о средних параметрах распределения марганца в доломитах в настоящее время недостаточно.

В табл. 162, 163 приведены данные о распределении марганца в осадочной и «гранитной» оболочках литосферы. Обращает на себя

Таблица 161

Марганец в осадочных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A | E | Источ- ник информа- ции |
|--|-------------------|--------------------|-------------------------|-------|-------|-------|--|
| Глинистые сланцы | | | | | | | |
| Среднее по 24 регионам земного шара (24)* | 0,085 ± ±0,017 | | 0,043 | 0,50 | -0,52 | -0,64 | |
| Глины | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20)** | 0,05 ± ±0,009 | | 0,02 | 0,40 | — | — | |
| СССР, Русская платформа | 0,031 | | 0,014 | 0,45 | — | — | [32] |
| СССР, Скифская плита | 0,039 | | 0,017 | 0,44 | — | — | [32] |
| СССР, Кавказ | 0,046 | | 0,030 | 0,65 | — | — | [32] |
| СССР, Латвийская ССР | 0,03 | | 0,0074 | 0,246 | — | — | [114] |
| Пески и песчаники | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20)*** | 0,04 | | 0,018 | 0,45 | — | — | |
| СССР, Русская платформа и Скифская плита | 0,023 | | 0,034 | 0,61 | — | — | [32] |
| СССР, Кавказ | 0,031 | | 0,017 | 0,55 | — | — | [32] |
| СССР, Латвийская ССР | 0,05 | | 0,017 | 0,337 | — | — | [114] |
| Карбонаты | | | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного шара (20)**** | 0,042 ± ±0,012 | | 0,027 | 0,64 | — | — | Точ- ность оценок недоста- точно |
| Латвийская ССР, доломиты | 0,20 | | 0,07 | 0,35 | — | — | [114] |
| Современные осадки | | | | | | | |
| Глинистые пелагические осадки (36) | 0,50 (0,40) | -0,665 | 0,485 | 0,85 | — | — | |
| Глинисто-карбонатные пе- лагические осадки (14) | 0,19 (0,23) | -0,910 | 0,519 | 0,93 | — | — | |

* Сноска см. в табл. 30.

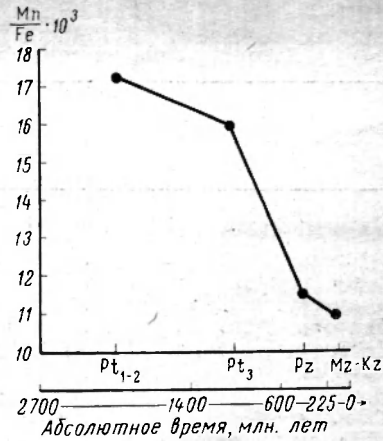


Рис. 24. Изменение во времени отношения $\frac{Mn}{Fe}$ в глинистых породах Русской платформы. По А. Б. Ронову и А. А. Мигдзову

внимание полное совпадение средних содержаний марганца в рассматриваемых оболочках, хотя в данном случае нужно учитывать существенно более высокое содержание воды в осадочных горных породах.

Таблица 162

Распределение марганца в осадочной оболочке литосферы на континентах

| Породы | Среднее содержание марганца, % | Коэффициент вариации содержаний | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|---|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Осадочные | | | | |
| Глинистые сланцы | 0,085 | 0,50 | 53,0 | |
| Глины | 0,050 | 0,40 | | |
| Пески и песчаники | 0,040 | 0,45 | | |
| Карбонаты | 0,042 | 0,64 | | |
| Эвапориты | 0,01 | Не опр. | | |
| Среднее | 0,055 | 0,48 | 100,0 | 80,4 |
| Эффузивные | | | | |
| Базальты платформенные | 0,14 | 0,31 | 5,6 | |
| Базальты геосинклинальные | 0,14 | 0,26 | 31,1 | |
| Андезиты | 0,12 | 0,33 | 41,3 | |
| Дациты | 0,07 | 0,42 | 0,8 | |
| Кислые эффузивы | 0,04 | 0,50 | 21,0 | |
| Трахиты | 0,10 | 0,59 | 0,1 | |
| Фоналиты | 0,11 | 0,53 | 0,1 | |
| Среднее | 0,11 | 0,34 | 100,0 | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах | 0,066 | 0,45 | | 100,0 |

Таблица 153

Распределение марганца в «гранитной» оболочке литосферы

| Породы | Среднее содержание марганца, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Граниты | 0,04 | 0,60 | 63,7 | |
| Гранодиориты | 0,07 | 0,29 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 0,09 | 0,22 | 2,9 | |
| Диориты | 0,12 | 0,25 | 1,6 | |
| Габбро | 0,11 | 0,32 | 9,0 | |
| Перидотиты | 0,10 | 0,30 | } 0,3 | |
| Дуниты | 0,12 | 0,27 | | |
| Спелиты | 0,08 | 0,38 | 0,9 | |
| Нефелиновые спелиты | 0,11 | 0,52 | 0,1 | |
| Среднее | 0,056 | 0,49 | 100,0 | 53,4 |
| Метаморфические | | | | |
| Гнейсы | 0,062 | 0,40 | } 84,0 | |
| Кристаллические сланцы | 0,092 | 0,38 | | |
| Кварциты и песчаники | 0,024 | 0,44 | 7,0 | |
| Амфиболиты | 0,12 | 0,38 | 8,2 | |
| Карбонаты | 0,09 | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 0,076 | 0,39 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 0,065 | 0,44 | | 100,0 |

11. ВОДОРОД

Рассмотрение особенностей распределения водорода в земных породах может быть проведено лишь с известной долей условности на основании оценки распределения высокотемпературной (+110° С) воды, определяемой в породах при стандартном силикатном анализе. О присутствии в породах газообразного водорода и углеводородов можно судить лишь по отрывочным данным, совершенно недостаточным для обоснованных обобщений.

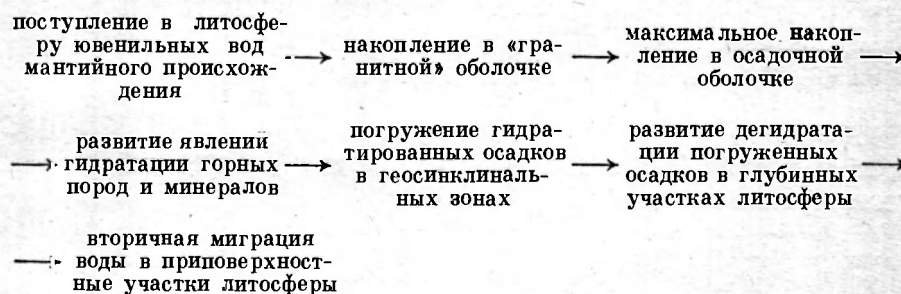
Земля относится к классу планет, потерявших в процессе эволюции большую часть своего водорода. В результате водород — наиболее распространенный элемент космоса — является второстепенным элементом земных оболочек.

Относительно возможности нахождения водорода в глубоких частях мантии Земли и в пределах земного ядра какие-либо сведения отсутствуют. Однако присутствие водорода — в настоящее время

одного из компонентов дегазации литосферы — в упомянутых глубинных зонах Земли не является невероятным, учитывая сложность выноса из этих участков мелких атомов водорода, захваченных на ранних стадиях формирования гомогенного ядра нашей планеты.

Рассматривая распределение в горных породах высокотемпературной фракции воды, следует иметь в виду неполноту этой информации, учитывающей лишь воду, химически связанную в горных породах. При этом остается проблематичной доля воды, ушедшая из магматических расплавов в процессе кристаллизации магматогенных горных пород, а также роль подвижной воды, непрерывно поступающей в литосферу из верхней мантии и, по-видимому, играющей огромную роль в процессах метаморфизма и магмообразования в пределах земной коры. В данном случае, естественно, не может быть раскрыта и роль метеорных вод, попадающих в глубокие части литосферы с глинистыми осадками в процессе образования геосинклиналей и затем играющих аналогично ювенильным водам роль активных минерализаторов.

Однако даже эта неполная информация о распределении водорода в литосфере весьма полезна для суждения о роли этого элемента, который в земной коре выполняет роль переносчика кислорода из глубинных оболочек Земли к ее поверхности и в меньшей степени от поверхности в глубокие части литосферы. Этот осложненный цикл миграции водорода в составе воды в пределах литосферы может быть представлен следующим образом:



Выше отмечалось, что поступление гидратированных осадков в глубокие части литосферы в процессе формирования геосинклиналей резко нарушает термодинамический режим катион-кислородного каркаса земной коры, вызывая тем самым серию геологических процессов, направленных на восстановление нарушенного равновесия и в первую очередь на устранение избытка кислородных комплексов в соответствующих гравитационных зонах литосферы.

Распределение водорода, связанного с высокотемпературной (+110° С) водой, в горных породах «гранитной» и осадочной оболочек приведено в табл. 164—168. Для интрузивных пород характерно, в общем, более высокое содержание связанного водорода в основных и средних разностях по сравнению с кислыми. Подобная тенденция

Таблица 154

Распределение водорода, связанного с высокотемпературной (+110° С) водой, в интрузивных горных породах «гранитной» оболочки

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V |
|---|---------------|--------------------|-------------------|------|
| Перидотиты | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара (28) ** | 0,38 | -0,511 | 0,296 | 0,47 |
| Пироксениты | | | | |
| Среднее по 35 регионам земного шара (35) *** | 0,11 | — | 0,044 | 0,40 |
| Габбро | | | | |
| Среднее по 45 регионам земного шара (45) * | 0,12 | — | 0,044 | 0,37 |
| Диориты | | | | |
| Среднее по 41 региону земного шара (41) * | 0,11 | — | 0,035 | 0,31 |
| Кварцевые диориты | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25) ** | 0,12 | — | 0,060 | 0,50 |
| Гранодиориты | | | | |
| Среднее по 30 регионам земного шара (30) * | 0,09 | — | 0,027 | 0,30 |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (50) | 0,09 | -1,164 | 0,326 | 0,53 |
| Балтийский щит, общая выборка (34) | 0,08 | -1,155 | 0,244 | 0,38 |
| Африка, общая выборка (35) | 0,09 | -1,135 | 0,290 | 0,46 |
| Граниты | | | | |
| Среднее по 65 регионам земного шара (65) * | 0,058 | — | 0,009 | 0,16 |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (358) | 0,055 | -1,367 | 0,322 | 0,52 |
| Балтийский щит, общая выборка (76) | 0,06 | -1,327 | 0,316 | 0,51 |
| Западная Африка, общая выборка (54) | 0,06 | -1,398 | 0,401 | 0,67 |
| США, общая выборка (56) | 0,05 | -1,389 | 0,333 | 0,54 |
| Спеллиты | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40) * | 0,08 | — | 0,038 | 0,47 |
| Нефелиновые спеллиты | | | | |
| Среднее по 48 регионам земного шара (48) * | 0,065 | — | 0,017 | 0,26 |

* Сноска см. в табл. 19-28.

Примечание. Оценки параметров распределения вычислены на ЭВМ «Проминь».

Таблица 155

Распределение водорода, связанного с высокотемпературной (+110°С) водой, в эффузивных породах осадочной оболочки

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | $\frac{S}{S_{lg}}$ или S_{lg} | v | Источник информа- ции |
|--|---------------|--------------------|---------------------------------------|------|-----------------------------|
| Базальт общий (1996) | 0,10 (0,12) | -1,067 | 0,391 | 0,65 | [249] |
| Базальт толейтовый, Гавайские острова (53) | 0,11 | — | 0,051 | 0,47 | [246] |
| Базальты океанических островов (по 24 островам) | 0,10 | — | 0,030 | 0,30 | |
| Андезиты | | | | | |
| Средние по 54 регионам земного шара (54) ** | 0,11 | — | 0,04 | 0,36 | |
| Дациты | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31) ** | 0,13 | — | 0,050 | 0,36 | |
| Кислые эффузивы | | | | | |
| Среднее по 50 регионам земного шара (50) * | 0,11 | — | 0,034 | 0,31 | |
| Трахиты | | | | | |
| Среднее по 28 регионам земного шара (28) ** | 0,11 | — | 0,044 | 0,40 | |
| Фонолиты | | | | | |
| Среднее по 20 регионам земного (20) ** | 0,17 | — | 0,054 | 0,32 | |

* Сноски см. в табл. 22-28.

Примечание. Оценки параметров распределения вычислены на ЭВМ «Проминь».

Таблица 166

Распределение водорода, связанного с высокотемпературной водой (+110°С), в метаморфических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | $\frac{S}{S_{lg}}$ или S_{lg} | v | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|---------------------------------------|------|------------------------|
| Амфиболиты | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25) * | 0,17 | — | 0,063 | 0,37 | |
| ПНР | 0,15 | -0,937 | 0,362 | 0,59 | |
| Западная Африка (53) | 0,16 | — | 0,082 | 0,51 | [156] |

* Сноску см. в табл. 29.

Продолжение табл. 166

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\lg \bar{x}$ | S или S_{lg} | V | Источник информации |
|--|---------------|---------------|------------------------|------|---------------------|
| Эклогиты | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16) ** | 0,08 | -1,182 | 0,308 | 0,49 | |
| Гнейсы | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31) *** | 0,09 | — | 0,036 | 0,40 | |
| Финляндия (28) | 0,08 | -1,155 | 0,263 | 0,42 | [241], [241a] |
| ПНР (26) | 0,09 | -1,134 | 0,362 | 0,59 | |
| О-в Мадагаскар (31) | 0,05 | -1,619 | 0,379 | 0,62 | [154], [207] |
| Кристаллические сланцы | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40) **** | 0,25 | — | 0,12 | 0,48 | |
| СССР, геосинклинальные регионы, общая выборка (35) | 1,18 | -0,903 | 0,423 | 0,71 | |
| Финляндия (54) | 0,19 | -0,833 | 0,339 | 0,55 | [241], [241a] |

* Сноски см. в табл. 29.

Примечание. Оценки параметров распределения вычислены на ЭВМ «Проминь».

Таблица 167

Распределение водорода, связанного с водой, в осадочной оболочке на континентах

| Породы | Среднее содержание водорода, % | Распространенность в относительных % от объема оболочки | Объемная распространенность с учетом пористости, % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|---|--------------------------------|---|--|--|
| Осадочные | | | | |
| Глинистые сланцы | 0,39 | 53,0 | 34,45 | |
| Глины | 0,51 | | | |
| Пески, песчаники | 0,25 | | | |
| Карбонаты | 0,09 | | | |
| Эвапориты | 0,07 | | | |
| Поровый раствор | (11,1) | — | 0,8 | |
| Среднее, без учета поровой воды | 0,32 | 100,0 | | 80,4 |
| Среднее, с учетом поровой воды | 1,58 * | | | |

* С учетом плотности морской воды.

Продолжение табл. 157

| Породы | Среднее содержание водорода, % | Распространенность в относительных % от объема оболочки | Объемная распространенность с учетом пористости, % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|---|--------------------------------|---|--|--|
| Эффузивные | | | | |
| Базальты платформенные | 0,10 | 5,6 | | |
| Базальты геосинклинальные | | 31,1 | | |
| Андезиты | 0,11 | 41,3 | | |
| Дациты | 0,13 | 0,8 | | |
| Кислые эффузивы | 0,10 | 21,0 | | |
| Трахиты | 0,11 | 0,1 | | |
| Фонолиты | 0,17 | 0,1 | | |
| Среднее | 0,10 | 100,0 | | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах, без учета поровой воды | 0,28 | | | |
| То же, с учетом поровой воды | 1,53 | | | |

Таблица 168

Распределение водорода, связанного с высокотемпературной водой (+110° С), в «гранитной» оболочке литосферы

| Породы | Среднее содержание водорода, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных, % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|----------------------|--------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Граниты | 0,058 | 0,16 | 63,7 | |
| Гранодиориты | 0,09 | 0,30 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 0,12 | 0,50 | 2,9 | |
| Диориты | 0,11 | 0,40 | 1,6 | |
| Габбро | 0,12 | 0,37 | 9,0 | |
| Перидотиты | (0,11) | (0,40) | 0,3 | |
| Дуниты | | | | |
| Сиениты | 0,08 | 0,31 | 0,9 | |
| Нефелиновые сиениты | 0,065 | 0,26 | 0,1 | |
| Среднее | 0,08 | 0,23 | 100,0 | 53,4 |

| Породы | Среднее содержание водорода, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Метаморфические | | | | |
| Гнейсы | 0,09 | 0,40 | 84,0 | |
| Кристаллические сланцы | 0,25 | 0,48 | | |
| Кварциты и песчаники . . | 0,11 | 0,45 | | |
| Амфиболиты | 0,17 | 0,37 | | |
| Карбонатные породы . . . | 0,15 | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 0,17 | 0,43 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы . . | 0,12 | 0,37 | | |

не выдерживается в эффузивных породах, которые все (за исключением фонолитов) содержат примерно равное количество водорода. При этом если основные и средние эффузивные и интрузивные породы не отличаются по содержанию связанного водорода, то кислые эффузивы по сравнению со своими интрузивными аналогами характеризуются более высоким содержанием водорода, что, вероятно связано с большей возможностью потери воды расплавом в процессе кристаллизации интрузивных пород.

Среди метаморфических пород (см. табл. 166) кристаллические сланцы содержат почти в три раза, а амфиболиты в два раза больше водорода, чем гнейсы. Таким образом, переход кристаллических сланцев в гнейсы в соответствующей зоне метаморфизма должен сопровождаться максимальным отделением воды, принесенной гли-

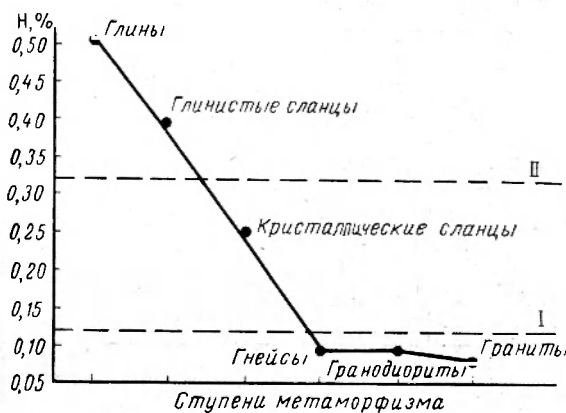


Рис. 25. Дегидратация глинистых пород в процессах прогрессирующего метаморфизма.

I — уровень среднего содержания связанного водорода в «гранитной» оболочке литосферы; II — уровень среднего содержания связанного водорода в осадочных породах

нистыми осадками. Дальнейшее усиление степени метаморфизма и переплавление гнейсов в гранодиориты происходит при сохранении среднего содержания связанной воды и соответственно, водорода в породах (см. табл. 164, 166). С рассматриваемой точки зрения важно подчеркнуть, что отделение избыточной воды в процессе метаморфического изменения богатых водой глинистых осадков практически заканчивается - до начала процессов гранитизации (рис. 25).

Рассматривая особенности миграции водорода, связанного в составе воды, в процессах метаморфизма осадочных пород, следует иметь в виду также поровые воды, составляющие более четверти объема осадочной оболочки литосферы. Масса этих вод, являющихся неотъемлемой частью литосферы, составляет 23,5% от массы Мирового океана. В процессах метаморфизма поровые воды отделяются на ранних этапах погружения геосинклиналей в результате уплотнения осадков и начавшейся их термальной обработки.

12. ФОСФОР

Фосфор подобно марганцу относится к числу второстепенных элементов горных пород, обычно определяемых в ходе стандартного силикатного анализа. Последнее является причиной обильной, хотя и не всегда полной, информации о распространении фосфора в горных породах литосферы.

Наряду с алюминием, титаном и кальцием фосфор, выплавляющийся из мантии, преимущественно накапливается в основных и средних породах являясь, таким образом, характерным элементом «базальтовой» оболочки (рис. 26). Тесная геохимическая связь фосфора с кальцием (апатит) объясняет эту особенность рассматриваемого элемента.

Ультраосновные породы (особенно дуниты) среди магматических пород отличаются минимальным содержанием фосфора, ушедшего в земную кору с базальтовыми выплавками (табл. 169). Исключение,

Рис. 26. Вариационная диаграмма фосфор — кремний в горных породах литосферы

1 — интрузивные породы, 2 — эффузивные породы, 3 — метаморфические породы

1 — граниты, 2 — кислые эффузивы, 3 — гранодиориты, 4 — дациты, 5 — кварцевые диориты, 6 — андезиты, 7 — диориты, 8 — габбро, 9 — базальты геосинклинальные, 10 — базальты Средне-Атлантического хребта, 11 — базальты платформенные, 12 — базальты толлитовые Гавайских островов, 13 — базальты океанических островов, 14 — сиениты, 15 — трахиты, 16 — нефелиновые сиениты, 18 — пироксениты, 19 — перидотиты, 20 — дуниты, 21 — кимберлиты, 22 — эклогиты, 23 — амфиболиты, 24 — гнейсы, 25 — кристаллические сланцы

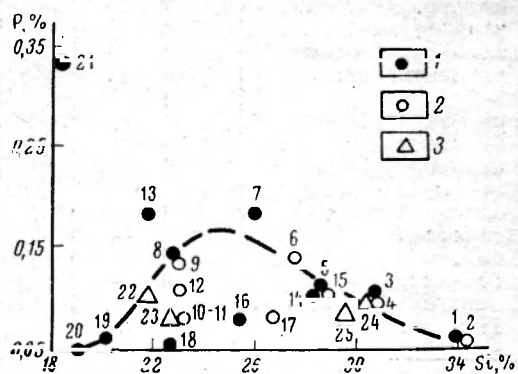


Таблица 16с

Фосфор в ультраосновных и основных породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $-\lg x$ | S или S _{lg} | v | A или A _{lg} | E или E _{lg} | Источник информации |
|--|----------------|----------|--------------------------|--------|--------------------------|--------------------------|------------------------------|
| Ультраосновные породы (дуниты и перидотиты), общая (глобальная) выборка (32) . . . | 0,048 | -1,398 | 0,274 | 0,43 | -0,36 | -0,64 | Точность оценок недостаточна |
| Перидотиты, среднее по 16 регионам (16)* . . . | 0,060 | — | 0,040 | 0,66 | — | — | |
| Пироксениты, среднее по 35 регионам земного шара (35) . . . | 0,048 | -1,400 | 0,278 | 0,44 | — | — | [207] |
| Кимберлиты, среднее по 16 регионам (16)**** | 0,25 | — | 0,11 | 0,44 | — | — | |
| То же, пересчет на свежий кимберлит с 0,5% воды (без CO ₂) (16) . . . | 0,30 | — | 0,13 | 0,44 | — | — | [207] |
| Кимберлиты, Южная Африка (51) | 0,28 (0,35) | -0,623 | 0,394 | 0,66 | — | — | |
| То же, пересчет на свежий кимберлит с 0,5% воды (без CO ₂) (51) | 0,33 (0,40) | -0,638 | 0,394 | 0,66 | — | — | [246] |
| Габбро, среднее по 45 регионам (45)* | 0,14 | -1,095 | 0,327 | 0,53 | -0,12 | 0,34 | |
| Базальт, общий (1996) | 0,15 | -1,036 | 0,420 | 0,77 | — | — | [246] |
| Базальты и траппы Сибирской платформы (62) | 0,070 | -1,276 | 0,324 | 0,52 | 0,22 | 0,14 | |
| Траппы древних платформ (258) | 0,066 | ? | 0,066 | (1,00) | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Базальты, о-в Мадагаскар (29) | 0,15 | -0,866 | 0,198 | 0,31 | — | — | |
| Базальты оливковые, континентальные (276) | 0,19 | ? | 0,10 | 0,53 | — | — | [154], [207] |
| Базальты андезитовой формации (353) | 0,084 | ? | 0,11 | (1,31) | — | — | В. А. Кутолин [63] |
| Базальты, среднее по 27 о-вам Тихого, Индийского и Атлантического океанов (27) | 0,18 | — | 0,066 | 0,38 | — | — | |
| Базальты толептовые, Гавайские о-ва (40) | 0,11 | — | 0,031 | 0,28 | — | — | [246] |
| Базальты щелочные, Гавайские о-ва (24) | 0,16 | — | 0,054 | 0,34 | — | — | |

* СССР (Русская платформа, Урал, Прибайкалье, Сибирская платформа), Финляндия, Швеция, о-в Кипр, Англия, Западная Африка, Южная Африка, Восточная и Центральная Африка, США (Массачусетс, Мичиган, Колорадо), Канада, Австралия.
* (габбро и **** сноска см. в табл. 19 и 20.

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | v | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|--|---------------|--------------------|-----------------|------|-----------------|-----------------|---------------------|
| Базальты Средне-Атлантического хребта (33) | 0,066 | — | 0,018 | 0,27 | — | — | [253] |
| Океанические толеитовые базальты (110) . . | 0,10 | — | 0,026 | 0,26 | — | — | В. А. Кутюлин [63] |
| Океанические щелочные базальты (118) | 0,21 | — | 0,106 | 0,50 | — | — | То же |

как и в других случаях, составляют кимберлиты, содержание фосфора в которых в шесть раз превышает содержание этого элемента в прочих ультраосновных породах и в два раза выше, чем среднее содержание фосфора в базальтах. Среди последних максимальным содержанием фосфора отличаются щелочные океанические базальты. Таким образом, наиболее глубинные ультраосновные и основные выплавки из мантии несут и максимальные содержания фосфора (как и титана и калия).

Отмеченное явление, которое может рассматриваться как тенденция к преимущественному выплавлению фосфора (наряду с упомянутыми выше элементами) из глубоких частей мантии, становится понятным, если учесть тесную связь фосфора с кислородом в составе тетраэдрических комплексов и значительные размеры последних. Подобные свойства в гравитационных условиях верхней мантии, как уже отмечалось, определяют стремление элементов к миграции в литосферу в составе выплавок (фосфор, титан) или мантийных растворов (крупные катионы калия). Характерно, что минимальным содержанием фосфора в группе базальтов отличаются траппы платформенных областей и базальты срединных океанических хребтов. От базальтоидов к средним породам содержание фосфора почти не изменяется (табл. 170),¹ далее, по направлению к кислым породам, оно понижается достаточно плавно. Щелочные породы (табл. 171), особенно нефелинсодержащие, характеризуются сравнительно низкими содержаниями фосфора. Возможность частичного выноса фосфора из этих пород в остаточные расплавы (пегматиты, апатитовые породы) и гидротермальными растворами (apatитовые контакто-метасоматические породы) вполне вероятна.

В отличие от магматических пород распределение фосфора в метаморфических породах очень однородно и вычисленные оценки параметров распределения его содержаний в амфиболитах и гнейсах (табл. 172) существенно не различимы. Аналогичными средними

¹ Полученное, исходя из имеющейся информации, повышенное содержание фосфора в диоритах требует уточнения.

Таблица 17

Фосфор в средних и кислых магматических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | \bar{x} , % | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | A или A_{\lg} | E или E_{\lg} | Источник информации |
|---|---------------|--------------------|-----------------|------|-----------------|-----------------|----------------------------------|
| Диориты | | | | | | | |
| Среднее по 24 регионам земного шара (24)* | 0,18 | -0,772 | 0,228 | 0,36 | 0,22 | 0,54 | |
| Андезиты | | | | | | | |
| Среднее по 54 регионам земного шара (54)** | 0,13 | -1,000 | 0,305 | 0,49 | | | |
| Чили (32) | 0,11 | — | 0,036 | 0,33 | | | [302] |
| Кварцевые диориты | | | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25)** | 0,11 | -1,010 | 0,216 | 0,34 | | | |
| Кавказ (26) | 0,07 | -1,268 | 0,308 | 0,50 | | | А. М. Де-мин и А. А. Ситнин [48] |
| Восточное Забайкалье (46) | 0,10 | — | 0,028 | 0,28 | | | Ю. М. Спориор и Р. М. Романова |
| Гранодиориты | | | | | | | |
| Среднее по 30 регионам земного шара (30)* | 0,11 | — | 0,032 | 0,29 | 0,14 | -0,36 | |
| Кавказ (58) | 0,12 | -1,246 | 0,543 | 0,98 | — | — | А. М. Де-мин и А. А. Ситнин [48] |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (53) | 0,13 | -0,979 | 0,294 | 0,47 | 0,08 | 0,22 | |
| Граниты | | | | | | | |
| Среднее по 65 регионам земного шара (65)* | 0,06 | -1,256 | 0,170 | 0,26 | 0,33 | -0,30 | |
| Кавказ (124) | 0,08 | -1,387 | 0,363 | 0,60 | — | — | [48] |
| Балтийский щит общая выборка (103) | 0,06 | -1,332 | 0,265 | 0,42 | — | — | |
| СССР, геосинклинальные регионы азиатской части, общая выборка (107) | 0,08 | -1,246 | 0,430 | 0,73 | — | — | |
| Кислые эффузивы | | | | | | | |
| Среднее по 50 регионам земного шара (50)* | 0,05 | -1,450 | 0,275 | 0,44 | — | — | |

* Сноски см. в табл. 22—25.

Таблица 171

Фосфор в щелочных магматических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | $\bar{x}, \%$ | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V |
|--|---------------|--------------------|-----------------|------|
| Спелиты, среднее по 40 регионам земного шара (40)* | 0,09 | --1,113 | 0,279 | 0,45 |
| Трахиты, среднее по 28 регионам земного шара (28)** | 0,12 | --1,047 | 0,323 | 0,52 |
| Нефелиновые спелиты, среднее по 48 регионам земного шара (48)* | 0,07 | --1,304 | 0,344 | 0,56 |
| Фонолиты, среднее по 20 регионам земного шара (20)** | 0,06 | --1,332 | 0,326 | 0,53 |

* Сноски см. в табл. 27, 28.

Примечание. Оценки параметров распределения вычислены на ЭВМ «Проминь».

Таблица 172

Фосфор в метаморфических породах

| Породы, регионы (в скобках объем выборки) | $\bar{x}, \%$ | $\overline{\lg x}$ | S или S_{\lg} | V | Ис'ючник или форма лит. |
|--|---------------|--------------------|-----------------|------|-------------------------------|
| Амфиболиты | | | | | |
| Среднее по 25 регионам земного шара (25)* | 0,07 | — | 0,034 | 0,49 | |
| Финляндия (25) | 0,08 | --1,260 | 0,351 | 0,57 | [241], [241a] |
| ПНР | 0,11 | --1,046 | 0,286 | 0,46 | |
| Западная Африка (40) | 0,08 | --1,268 | 0,385 | 0,64 | [156] |
| О-в Мадагаскар (20) | 0,10 | --1,089 | 0,309 | 0,50 | [154] |
| Эклогиты | | | | | |
| Среднее по 16 районам (16)** | 0,08 | --1,276 | 0,350 | 0,57 | |
| Гнейсы | | | | | |
| Среднее по 31 региону земного шара (31)*** | 0,084 | — | 0,037 | 0,44 | |
| ПНР | 0,09 | --1,161 | 0,308 | 0,49 | |
| Западная Африка (70) | 0,06 | --1,243 | 0,198 | 0,30 | [156] |
| О-в Мадагаскар (34) | 0,12 | --1,047 | 0,350 | 0,57 | [154], [207] |
| Кристаллические сланцы | | | | | |
| Среднее по 40 регионам земного шара (40)**** | 0,06 | --1,323 | 0,300 | 0,48 | |

* Сноски см. в табл. 29.

Примечание. Оценки параметров распределения вычислены на ЭВМ «Проминь».

Таблица 173

Распределение фосфора в осадочной оболочке литосферы на континентах

| Породы | Среднее содержание фосфора, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|---|-------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Осадочные | | | | |
| Глины и глинистые сланцы | 0,07 | Не опр. | 53,0 | |
| Пески и песчаники | 0,04 | » | 25,4 | |
| Карбонаты | 0,05 | » | 20,8 | |
| Эвапориты | 0,05 | » | 0,8 | |
| Среднее | 0,057 | | 100,0 | 80,4 |
| Эффузивные | | | | |
| Базальт платформенный | 0,07 | 0,52 | 5,6 | |
| Базальт геосинклинальный | 0,15 | 0,53 | 31,1 | |
| Андезиты | 0,13 | 0,49 | 41,3 | |
| Дашты | 0,09 | 0,53 | 0,8 | |
| Кислые эффузивы | 0,05 | 0,44 | 21,0 | |
| Трахиты | 0,12 | 0,52 | 0,1 | |
| Фонолиты | 0,06 | 0,53 | 0,1 | |
| Среднее | 0,11 | 0,49 | 100,0 | 19,6 |
| Среднее для осадочной оболочки на континентах | 0,067 | | | 100,0 |

содержаниями фосфора характеризуются также эффузивы и кристаллические сланцы, в которых фосфор распределен логнормально. Влияние процессов метаморфизма на усреднение содержания фосфора в породах рассматриваемой группы — одно из возможных объяснений отмеченного явления.

Распределение фосфора в осадочной и «гранитной» оболочках литосферы приведено в табл. 173, 174. Интересно отсутствие существенного различия в содержании фосфора в интрузивных и метаморфических породах, а также в осадочной и «гранитной» оболочках в целом.

Таблица 174

Распределение фосфора в «гранитной» оболочке литосферы

| Породы | Среднее содержание фосфора, % | Коэффициент вариации содержания | Распространенность в относительных % | Распространенность пород в % от массы оболочки |
|--|-------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|--|
| Магматические | | | | |
| Граниты | 0,06 | 0,26 | 63,7 | |
| Гранодиориты | 0,11 | 0,29 | 21,5 | |
| Кварцевые диориты | 0,11 | 0,34 | 2,9 | |
| Диориты | 0,18 | 0,36 | 1,6 | |
| Габбро | 0,14 | 0,53 | 9,0 | |
| Перидотиты | 0,06 | 0,66 | } 0,3 | |
| Дуниты | 0,04 | Не опр. | | |
| Сиениты | 0,09 | 0,45 | | 0,9 |
| Нефелиновые сиениты | 0,07 | 0,56 | 0,1 | |
| Среднее | 0,085 | 0,30 | 100,0 | 54,4 |
| Метаморфические | | | | |
| Гнейсы | 0,084 | 0,44 | } 84,0 | |
| Кристаллические сланцы | 0,06 | 0,48 | | |
| Кварциты и песчаники | 0,02 | 0,50 | 7,0 | |
| Амфиболиты | 0,07 | 0,49 | 8,2 | |
| Карбонаты | 0,05 | Не опр. | 0,8 | |
| Среднее | 0,068 | 0,46 | 100,0 | 46,6 |
| Среднее для «гранитной» оболочки литосферы | 0,077 | 0,37 | 100,0 | 100,0 |

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД И ОБОЛОЧЕК ЛИТОСФЕРЫ

В настоящей главе обобщены данные, изложенные в предыдущих главах. Охарактеризованные в ней модели среднего состава оболочек литосферы (как и все предшествующие модели) должны приниматься лишь как первое приближение природных распределений. Здесь также обобщены изложенные выше данные о распределении породообразующих химических элементов в отдельных типах горных пород и в качестве иллюстрации приведены средние составы пород в окислах.

Следует подчеркнуть определенную условность общепринятого изображения средних составов горных пород в виде совокупности содержаний отдельных элементов (или окислов) в процентах, сумма которых приведена к 100%. При подобном изображении средних составов средние содержания отдельных элементов, имеющие относительный характер и определенные пределы колебания, приобретают не свойственный им «абсолютный» характер, обусловленный рамками 100%-ной суммы. Таким образом, средние составы горных пород, приведенные к 100%, следует рассматривать как набор случайных значений средних содержаний элементов, каждое из которых выхвачено из свойственного ему доверительного интервала колебаний. Это всегда необходимо иметь в виду при сравнении средних составов пород, приведенных к 100%.

В таблицах, характеризующих распределение породообразующих химических элементов в отдельных типах горных пород, приведены коэффициенты вариации содержаний, определенные для соответствующих выборок (см. гл. III). В целях облегчения в таблицах не приводятся вероятностные ошибки средних, которые даны в соответствующих таблицах главы III или могут быть легко вычислены по известной формуле, исходя из оценок среднего арифметического содержания и коэффициента вариаций.

1. ОСАДОЧНАЯ ОБОЛОЧКА

Осадочная оболочка литосферы является наиболее детально геохимически изученной геосферой земного шара, в пределах которой большинство особенностей химического состава горных пород, лагающих те или иные структурные элементы оболочки, могут быть интерпретированы на достаточно убедительной геологической основе. Однако и в этом случае ряд геохимических черт осадочной оболочки (таких, как избыток кальция в осадочных породах по сравнению с магматическими и др.) еще не получил удовлетворительного объяснения и требует дополнительных углубленных исследований.

Обычно в пределах осадочной оболочки при определении ее состава различают четыре макроструктурных элемента: 1) осадочный чехол древних платформ; 2) осадки геосинклиналей (к которым в ряде случаев присоединяют зону шельфа); 3) осадки субокеанических областей (преимущественно материковый склон) и 4) пелагические осадки океанов.

Одни исследователи при подсчетах объединяют осадки шельфовой зоны и материкового склона в субконтинентальную область [100]. Другие предпочитают выделение субокеанической области, в которую они или включают, как А. Полдерваарт [280], или не включают, как М. Хорн [223], М. Хорн и Дж. Адамс [225], зону шельфа. В последнем случае осадки шельфа включаются в комплекс осадков подвижных поясов (геосинклиналей), что имеет определенный геологический смысл.

В настоящее время в результате работ А. Б. Ронова и других [94—100] имеется наиболее полная геохимическая информация по осадочному чехлу платформ. Значительно менее систематически изучены геосинклинальные зоны, хотя и в этом случае некоторые регионы (Кавказ и др.) изучены достаточно детально. Неравномерность изученности геохимии геосинклинальных осадков в глобальном плане не позволяет на современном этапе обосновать геохимические модели распределения химических элементов в осадочной оболочке с желательной достоверностью. В данном случае проблема несомненно заключается не в недостаточном общем количестве проанализированных проб, а в количестве регионов, охваченных исследованием.

В табл. 175—179 приведены данные о распределении породообразующих элементов в осадочных породах и для сравнения результаты, полученные другими исследователями. Следует заметить, что близость цифр К. Турекяна [323], К. Ранкамы [285] и И. Конвея [170] объясняется тем, что исходным материалом для их подсчетов служили данные Ф. Кларка, в то время как Д. Грин [202] полностью использовал подсчеты К. Турекяна [323]. Оригинальные данные А. Б. Ронова и других [99, 100] отличаются большей представительностью и аналитической полнотой (определены и подсчитаны CO_2 , органический углерод, сера и хлор). Любопытно, что, несмотря на

Таблица 1

Распределение породообразующих химических элементов в осадочной оболочке литосферы на континентах, вес. %

| Элементы | А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский, 1967 г. [100] | | | А. А. Беус | | | |
|-----------------------------------|--|-------------------------------------|-------------------------------------|---|---------|---|---------|
| | Среднее для осадочной оболочки | | | Среднее для осадочных пород континентов | | Среднее для осадочной оболочки континентов (с учетом эффузивов) | |
| | платформ (с учетом эффузивов) | геосинклиналей (с учетом эффузивов) | на континентах (с учетом эффузивов) | x | y | x | y |
| | | | | | | | |
| O | 49,6 | 48,1 | 48,7 | 49,5 | — | 48,9 | — |
| Si | 23,0 | 23,35 | 23,3 | 23,6 | 0,21 | 24,3 | 0,17 |
| Al | 5,77 | 7,26 | 6,87 | 5,40 | 0,32 | 6,0 | 0,27 |
| Fe | 3,88 | 4,59 | 4,27 | 3,44 | 0,32 | 3,9 | 0,29 |
| Mg | 2,02 | 1,79 | 1,85 | 1,94 | 0,44 | 2,0 | 0,40 |
| Mn | 0,05 | 0,10 | 0,05 | 0,06 | 0,48 | 0,07 | 0,44 |
| Ca | 8,76 | 8,45 | 8,30 | 8,78 | 0,59 | 8,00 | 0,46 |
| Na | 0,60 | 1,35 | 1,16 | 1,08 | 0,55 | 1,3 | 0,48 |
| K | 1,75 | 1,66 | 1,68 | 1,73 | 0,42 | 1,8 | 0,45 |
| Ti | 0,39 | 0,39 | 0,39 | 0,34 | 0,34 | 0,40 | 0,35 |
| H | 0,38 | 0,30 | 0,32 | 0,32* | Не опр. | 0,3* | Не опр. |
| P | 0,05 | 0,08 | 0,07 | 0,06 | — | 0,07 | — |
| C (за счет CO ₂) | 2,78 | 2,04 | 2,23 | 3,00 | Не опр. | — | — |
| Прочие (C _{орг} , S, Cl) | 1,47 | 0,59 | 0,81 | 0,75 | — | — | — |

* Без учета поровой воды.

Таблица 17

Средний химический состав осадочных пород континентов, вес. %

| Элементы | А. Полдерваарт, 1955 г. [280] | | М. Хорн, 1964 г. [223] | | А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский, 1967 г. [100] | А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов, 1970 г. [99] |
|----------|----------------------------------|-------------------|---------------------------|---|--|---|
| | Осадочные породы | | | | | |
| | платформенного чехла | складчатых поясов | платформенного чехла | складчатых поясов и континентального шельфа | геосинклиналей | чехла Русской и Североамериканской платформ |
| O | 49,76 | 48,75 | — | — | 49,46 | 49,52 |
| Si | 28,3 | 24,2 | 24,4 | 28,3 | 26,4 | 19,22 |
| Al | 4,72 | 6,04 | 5,29 | 5,90 | 8,21 | 4,02 |

Продолжение табл. 176

| Элементы | А. Полдерваарт, 1955 г. [280] | | М. Хорн, 1964 г. [223] | | А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский, 1967 г. [100] | | А. Б. Ронов, А. А. Мигдиков, 1970 г. [99] | |
|------------------|----------------------------------|-------------------|---------------------------|---|--|--|---|--|
| | Осадочные породы | | | | | | | |
| | платформенного чехла | складчатых поясов | платформенного чехла | складчатых поясов и континентального шельфа | геосинклиналей | | чехла Русской и Североамериканской платформ | |
| Fe | 2,61 | 3,38 | 2,71 | 2,97 | 4,69 | | 1,53 | |
| Mg | 1,74 | 2,28 | 1,83 | 1,36 | 2,04 | | 0,68 | |
| Mn | Следы | Следы | 0,02 | 0,02 | 0,15 | | 0,04 | |
| Ca | 7,56 | 8,98 | 6,21 | 2,71 | 3,92 | | 12,57 | |
| Na | 0,59 | 0,96 | 1,30 | 1,35 | 1,55 | | 1,44 | |
| K | 1,74 | 1,99 | 1,74 | 1,96 | 1,91 | | 1,51 | |
| Ti | 0,24 | 0,30 | 0,30 | 0,33 | 0,42 | | 0,27 | |
| H | — | — | — | — | 0,34 | | 0,39 | |
| P | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,09 | | 0,04 | |
| C | 2,70 | 3,08 | — | — | 0,72 | | 4,09 | |
| Прочие | — | — | — | — | 0,70 | | 3,40 | |

Таблица 177

Распределение породообразующих химических элементов в осадочных породах, вес. %

| Элементы | Глинистые сланцы (ср. по 24 регионам, 252 ан.) | | Глины (ср. по 20 регионам, 3214 ан.) | | Пески и песчаники (ср. по 20 регионам, более 211 ан.) | | Известняки (ср. по 20 регионам, 362 ан.) | |
|--|--|---------|--------------------------------------|---------|---|---------|--|---------|
| | \bar{x} | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V |
| O | 49,0 | — | 49,5 | — | 51,5 | — | 49,2 | — |
| Si | 27,50 | 0,08 | 25,45 | 0,06 | 34,70 | 0,09 | 3,40 | 0,70 |
| Al | 8,65 | 0,28 | 9,49 | 0,10 | 2,86 | 0,34 | 0,96 | 0,70 |
| Fe ³⁺ | 2,42 | }0,39 | 3,22 | }0,23 | 1,64 | }0,25 | 0,28 | }0,45 |
| Fe ²⁺ | 2,38 | | 1,60 | | 1,17 | | 0,58 | |
| Mg | 1,50 | 0,26 | 1,50 | 0,39 | 0,73 | 0,55 | 0,95 | 0,39 |
| Mn | 0,08 | 0,50 | 0,05 | 0,40 | 0,04 | 0,45 | 0,04 | 0,64 |
| Ca | 2,00 | 0,48 | 2,22 | 0,56 | 2,68 | 0,87 | 32,50 | 0,12 |
| Na | 0,98 | 0,52 | 0,84 | 0,44 | 0,92 | 0,59 | 0,25 | 0,72 |
| K | 2,70 | 0,23 | 2,33 | 0,22 | 1,32 | 0,32 | 0,28 | 0,70 |
| Ti | 0,38 | 0,32 | 0,47 | 0,28 | 0,30 | 0,45 | 0,12 | 0,42 |
| H | 0,39 | Не опр. | 0,51 | Не опр. | 0,25 | Не опр. | 0,09 | Не опр. |
| P | 0,07 | » | 0,07 | » | 0,04 | » | 0,05 | » |
| S _{орг.} , S, Cl | 1,00 | — | 1,50 | — | 0,60 | — | — | — |
| C (за счет CO ₂) | 0,71 | — | 1,02 | — | 0,85 | — | 11,0 | Не опр. |
| Прочие | 0,24 | — | 0,23 | — | 0,40 | — | 0,30 | — |

Таблица 17
Распределение породобразующих химических элементов
в глинистых сланцах и глинах, вес. %

| Элементы | К. Турекан, 1969 г. [1323] | К. Рангаие и Т. Сахмат, 1965 г. [255] | И. Конвей, 1943 г. [1170] | М. Хорн, 1964 г. [223] | Д. Грин, 1969 г. [202] | А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский, 1967 г. [100] | |
|--|-------------------------------|---|------------------------------|---------------------------|---------------------------|--|--|
| | Глинистые сланцы | | | | | Глина плат.- форм | Глины и гли- нистые слан- цы геосин- клиналей |
| O | — | — | — | — | 48,0 | 49,8 | 49,2 |
| Si | 7,30 * | 27,3 | 27,10 | 26,00 | 7,30 * | 25,72 | 26,04 |
| Al | 8,00 | 8,19 | 8,16 | 8,01 | 8,00 | 8,63 | 9,30 |
| Fe ³⁺ | }4,72 | 4,73 | 4,69 | 3,88 | 4,72 | 2,94 | 2,52 |
| Fe ²⁺ | | — | — | — | — | — | 1,46 |
| Mg | 1,50 | 1,48 | 1,47 | 1,64 | 1,50 | 1,48 | 1,51 |
| Mn | 0,085 | 0,062 | — | 0,03 | 0,085 | 0,04 | 0,06 |
| Ca | 2,21 | 2,23 | 2,22 | 2,25 | 2,21 | 3,39 | 2,91 |
| Na | 0,96 | 0,97 | 0,97 | 0,48 | 0,96 | 0,56 | 0,94 |
| K | 2,66 | 2,70 | 2,69 | 2,49 | 2,66 | 2,50 | 2,29 |
| Ti | 0,46 | 0,43 | 0,39 | 0,44 | 0,46 | 0,52 | 0,42 |
| H | — | — | — | — | — | 0,57 | 0,49 |
| P | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,07 |
| С _{орг.} , Cl, S | — | — | — | — | — | 1,28 | 0,94 |
| Прочие (включая С за счет СО ₂) | — | — | — | — | — | 1,06 | 0,76 |

* По-видимому, типографская опечатка. Вероятно, следует читать 27,3.

Таблица 17:
Распределение породобразующих химических элементов
в песчаниках и карбонатах, вес. %

| Элементы | К. Турекан, 1969 г. [1323] | М. Хорн, 1964 г. [223] | Д. Грин, 1939 г. [202] | Ф. Петтер- Джон 1949 г., [276] | К. Турекан, 1969 г. [1323] | М. Хорн, 1964 г. [223] | Д. Грин, 1939 г. [202] |
|---------------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------------------|
| | Песчаники | | | | Карбонаты | | |
| O | — | — | 50,0 | — | — | — | 47,0 |
| Si | 36,80 | 35,90 | 36,80 | 36,20 | 2,40 | 3,55 | 2,40 |
| Al | 2,50 | 3,20 | 2,50 | 3,76 | 0,42 | 0,97 | 0,42 |
| Fe | 0,98 | 1,86 | 0,98 | 2,36 | 0,38 | 0,87 | 0,38 |
| Mg | 0,70 | 0,81 | 0,70 | 0,72 | 4,70 | 4,55 | 4,70 |
| Mn | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,077 | 0,10 | 0,04 | 0,11 |
| Ca | 3,91 | 2,24 | 3,91 | 2,22 | 30,20 | 27,20 | 30,20 |
| Na | 0,33 | 0,38 | 0,33 | 0,89 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| K | 1,07 | 1,32 | 1,07 | 1,08 | 0,27 | 0,25 | 0,27 |
| Ti | 0,15 | 0,20 | 0,15 | 0,24 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| P | 0,017 | 0,05 | 0,017 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,04 |
| С _{орг.} , Cl, S | 0,03 | — | — | — | — | — | — |

различие в исходных аналитических данных и методах подсчета некоторое расхождение между полученными нами оценками и данными А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского в основном определяется различием в принятых для подсчета соотношениях эффузивных пород в геосинклиналях (см. гл. II).

Информация о составе океанических осадков в основном базируется на результатах исследований Е. Гольдберга и Г. Аррениуса [198], С. Эль Вакила и Дж. Рилей [182], а также К. Турекяна и К. Ведыполя [324].

Все имеющиеся данные были обобщены М. Хорном [223] и пересчитаны с помощью ЭВМ с целью получения средних составов субокеанических (субпелагических) и пелагических осадков (табл. 180). Следует отметить, что данные С. Эль Вакила и Дж. Рилей в машинном подсчете не участвовали, так как из изученных ими осадков перед анализом были удалены норовая вода и растворимые соли.

Таблица 180

Средний химический состав океанических осадков Мирового океана, %.
По М. Хорну [223]

| Элементы | Океанические осадки | | |
|--------------|---------------------|--------------|---------|
| | субпелагические | пелагические | среднее |
| Si | 27,9 | 17,5 | 23,8 |
| Al | 9,44 | 6,32 | 8,2 |
| Fe | 5,01 | 3,24 | 4,2 |
| Mg | 1,64 | 1,09 | 1,3 |
| Mn | 0,37 | 0,23 | 0,3 |
| Ca | 2,77 | 8,33 | 4,9 |
| Na | 2,35 | 1,87 | 2,2 |
| K | 2,88 | 1,82 | 2,5 |
| Ti | 0,57 | 0,53 | 0,5 |
| P | 0,15 | 0,13 | 0,14 |

Отношение масс субпелагических и пелагических осадков (соответственно 7459,2 и 4582,7 геограмм)¹, согласно подсчетам М. Хорна, составляет 1,62. Рассчитанный, исходя из этого, средний состав океанических осадков приведен в табл. 180. В подсчетах среднего состава океанических осадков, выполненных различными исследователями [281, 223, 100], имеются заметные расхождения, обусловленные различием принимаемых исследователями подсчетных параметров (главным образом объема и распространенности различных типов осадков). Так, вычисленные М. Хорном [223] объемы осадков субпелагической (материковый склон) и пелагической областей соответственно составляют 315 и 241 млн. км³. А. Б. Ронов и А. А. Ярошевской [100] определили объем осадков океанической коры в

¹ Геограмм = 10²⁰ г.

295 млн. км³, объединив область материкового склона с континентальным шельфом (190 млн. км³).

Следует признать, что знания геохимии морских осадков все еще являются достаточно фрагментарными как с точки зрения ограниченного объема аналитической информации, так и в связи с отсутствием определенных данных о геологической распространенности и объемных отношениях осадков различных типов. В связи с широкими масштабами исследований в области геологии океана в ближайшее время следует ожидать поступления новой информации, которая позволит уточнить имеющиеся данные геологии и геохимии морских осадков и разработать приемлемую геологическую основу для подсчета химического состава осадочной оболочки в целом.

2. «ГРАНИТНАЯ» ОБОЛОЧКА

Распределение породообразующих элементов в «гранитной» оболочке литосферы представлено в табл. 181—182. Любопытно разделение элементов на группы в зависимости от среднего коэффициента вариации, при этом железо и натрия образуют следующую за кремнием и алюминием группу элементов, отличающихся относительно равномерным распределением в «гранитной» оболочке.

Таблица 181

Распределение породообразующих химических элементов в «гранитной» оболочке литосферы, вес. %

| Элементы | Магматические породы | | Метаморфические породы | | Среднее | |
|--------------|----------------------|------|------------------------|------|-----------|------|
| | \bar{x} | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V |
| O | 47,9 | — | 48,1 | — | 48,0 | — |
| Si | 31,8 | 0,03 | 29,8 | 0,06 | 30,9 | 0,04 |
| Al | 7,87 | 0,07 | 8,16 | 0,10 | 8,00 | 0,08 |
| Fe | 2,90 | 0,14 | 4,53 | 0,24 | 3,66 | 0,19 |
| Mg | 0,96 | 0,21 | 1,67 | 0,33 | 1,29 | 0,27 |
| Mn | 0,056 | 0,49 | 0,076 | 0,39 | 0,06 | 0,44 |
| Ca | 2,13 | 0,23 | 2,95 | 0,28 | 2,51 | 0,23 |
| Na | 2,63 | 0,14 | 1,80 | 0,26 | 2,24 | 0,20 |
| K | 3,01 | 0,17 | 2,24 | 0,31 | 2,64 | 0,24 |
| Ti | 0,29 | 0,26 | 0,38 | 0,34 | 0,33 | 0,30 |
| H | 0,08 | 0,23 | 0,17 | 0,43 | 0,12 | 0,37 |
| P | 0,085 | 0,30 | 0,068 | 0,46 | 0,08 | 0,37 |

При сравнении средних составов магматических горных пород обращает на себя внимание близкое сходство между составами гнейсов, гранодиоритов и средним составом «гранитной» оболочки, которая с этой точки зрения может рассматриваться как геохимический аналог гранодиорита (гранодиоритовая оболочка). Рассматриваемая

Таблица 182

Средний химический состав магматических пород литосферы, вес. %

| Элементы | А. П. Вино- градов, 1962 г. [27] | К. Турекян, 1969 г. [323] | В. Гольд- шмидт, 1954 г. [199] | А. Полдер- ваарт, 1955 г. [280] | И. Конвей, 1943 г. [170] | М. Хорн, 1964 г. [223] |
|--------------|--|---------------------------------|---|--|--------------------------------|------------------------------|
| O | 47,00 | — | 46,6 | — | — | — |
| Si | 29,50 | 29,70 | 27,7 | 31,00 | 27,6 | 28,50 |
| Al | 8,05 | 7,73 | 8,13 | 8,20 | 8,12 | 7,95 |
| Fe | 4,65 | 4,34 | 5,00 | 3,24 | 5,12 | 4,23 |
| Mg | 1,87 | 1,90 | 2,09 | 1,21 | 2,11 | 1,76 |
| Mn | 0,11 | 0,08 | 0,10 | 0,077 | 0,086 | 0,11 |
| Ca | 2,96 | 3,55 | 3,63 | 2,72 | 3,63 | 3,62 |
| Na | 2,50 | 2,41 | 2,83 | 2,60 | 2,85 | 2,81 |
| K | 2,50 | 2,52 | 2,59 | 2,74 | 2,60 | 2,57 |
| Ti | 0,45 | 0,61 | 0,44 | 0,36 | 0,63 | 0,48 |
| P | 0,093 | 0,087 | 0,12 | 0,087 | 0,13 | 0,11 |

аналогия, подчеркивающая преемственность химического состава метаморфизованных песчано-глинистых осадочных пород и среднего состава «гранитной» оболочки, определяет особую роль гранодиоритов в строении литосферы. Близость состава кристаллических сланцев и гранодиоритов и гранодиоритовый состав большинства разновидностей парагнейсов и мигматитов (см. табл. 185, 186) свидетельствуют о возможности преобразования песчано-глинистых осадков в гранодиориты в процессах метаморфизма и последующего палингенеза без привноса или выноса главных компонентов. В этом, в частности, состоит принципиальное различие между гранодиоритами и гранитами. Граниты могут быть получены из осадочных пород только в результате их коренной переработки, сопровождающейся привносом значительных количеств кремния и калия и выносом существенного избытка железа, магния и кальция. Особенности химического состава кристаллических сланцев, гнейсов, гранодиоритов и средний состав «гранитной» оболочки позволяют судить о невозможности образования гранита путем простого палингенеза песчано-глинистых осадков. Последний может привести только к образованию гранодиоритов. Формирование гнейсовых пород гранодиоритового состава представляет собой наиболее широко распространенный процесс глубокого метаморфического изменения песчано-глинистых осадков в пределах древних щитов на стадиях метаморфизма, идущих без существенного геохимического преобразования исходных осадков. С рассматриваемых позиций находит также объяснение резкое преобладание гранодиоритов над гранитами в ряде геосинклиналией, подобных Андско-Кордильерской геосинклинали, некоторым альпийским геосинклинальным зонам Европы и других районов. Палингенез песчано-глинистых осадков в таких геосинклиналях проходил, по-видимому, без существенного привноса и выноса

петрогенных элементов из первичных осадков, в результате образовались палингенные магмы гранодиорит-тоналитового состава.

Анализ имеющихся материалов, характеризующих распределение петрогенных компонентов в кислых и средних магматических породах, с одной стороны, и метаморфических породах, с другой, позволяет судить о трех возможных путях образования гранитов в литосфере:

1) путем глубокого метасоматического преобразования метаморфических или более основных первичномагматических пород (в твердом состоянии) в результате привноса ювенильными растворами кремния и калия и выноса из пород значительных масс железа, магния и кальция (гранитизация в пределах древних платформ);

2) путем фракционной дифференциации палингенной гранодиоритовой (или более основной) материнской магмы, сопровождающейся отделением основных дифференциатов, обогащенных фемическими компонентами;

3) путем переплавления песчано-глинистых осадков (точнее их метаморфических эквивалентов) в пределах локальных тектонических зон глубокого заложения в условиях восходящего потока глубинных кремний-калиевых растворов.

Исходя из общеизвестной связи гранитов с региональными тектоническими зонами, третий путь представляется наиболее общим и вероятным, особенно для геосинклинальных регионов и зон активизации древних платформ.

Рассматривая особенности распределения породообразующих элементов в кислых магматических породах (табл. 183, 184), следует

Таблица 183

Распределение породообразующих химических элементов в кислых магматических породах группы гранитов, вес. %

| Элементы | Гранит средний (ср. по 65 регионам, 1967 ан.) | | Граниты древних платформ (ср. по 30 регионам, 1012 ан.) | | Граниты геосинклиналей (ср. по 35 регионам, 955 ан.) | | Липариты, риолиты, обсидианы (ср. по 50 регионам, 969 ан.) | |
|----------------------------|---|--------|--|---------|--|---------|--|--------|
| | \bar{x} | V | x | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V |
| O | 48,70 | — | Не опр. | — | Не опр. | — | 49,40 | — |
| Si | 34,00 | 0,02 | 34,00 | 0,02 | 34,0 | 0,02 | 34,20 | 0,02 |
| Al | 7,40 | 0,06 | 7,20 | 0,06 | 7,50 | 0,06 | 7,10 | 0,08 |
| Fe ³⁺ | 0,70 | } 0,12 | } 2,00 | } 0,12 | } 1,60 | } 0,12 | 0,98 | } 0,28 |
| Fe ²⁺ | 1,13 | | | | | | 0,64 | |
| Mg | 0,33 | 0,22 | 0,33 | 0,22 | 0,33 | 0,22 | 0,24 | 0,33 |
| Mn | 0,04 | 0,60 | 0,04 | Не опр. | 0,04 | Не опр. | 0,04 | 0,50 |
| Ca | 1,12 | 0,22 | 1,16 | 0,26 | 1,06 | 0,15 | 0,70 | 0,33 |
| Na | 2,66 | 0,15 | 2,66 | 0,15 | 2,66 | 0,15 | 2,60 | 0,20 |
| K | 3,50 | 0,12 | 3,65 | 0,11 | 3,32 | 0,13 | 3,65 | 0,15 |
| Ti | 0,17 | 0,28 | 0,20 | 0,20 | 0,15 | 0,40 | 0,13 | 0,33 |
| P | 0,06 | 0,42 | Не опр. | — | Не опр. | — | 0,05 | 0,44 |
| H | 0,06 | 0,16 | » | — | » | — | 0,12 | 0,40 |
| Прочие | 0,13 | — | — | — | — | — | 0,15 | — |

Таблица 184

Средний химический состав кислых магматических пород (группа гранитов) в окислах, вес. %

| Окислы | Р. Дэли, 1936 г. [51] | | С. Нокколдс, 1954 г. [269] | | А. А. Беус, А. А. Ситнин, 1965 г. | | А. А. Беус | |
|-------------------------------------|---------------------------|-------------------|------------------------------------|---|-----------------------------------|---------------------------------|---|--|
| | Граниты щелочно-земельные | Риолиты, липариты | Граниты щелочно-земельные (72 ан.) | Риолиты, обсидианы щелочно-земельные (22 ан.) | Нормальные граниты СССР (473 ан.) | Гранит средний (по 65 регионам) | Липариты, риолиты, обсидианы (по 50 регионам) | |
| SiO ₂ . . | 69,21 | 72,80 | 72,08 | 73,66 | 72,00 | 72,60 | 73,30 | |
| Al ₂ O ₃ . . | 14,41 | 13,49 | 13,86 | 13,45 | 14,30 | 13,90 | 13,50 | |
| Fe ₂ O ₃ . . | 1,98 | 1,45 | 0,86 | 1,25 | 1,00 | 1,02 | 1,40 | |
| FeO . . . | 1,67 | 0,88 | 1,67 | 0,75 | 1,50 | 1,45 | 0,82 | |
| MnO . . . | 0,12 | 0,08 | 0,06 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | |
| MgO . . . | 1,15 | 0,38 | 0,52 | 0,32 | 0,66 | 0,55 | 0,40 | |
| CaO . . . | 2,19 | 1,20 | 1,33 | 1,13 | 1,45 | 1,55 | 1,00 | |
| Na ₂ O . . . | 3,48 | 3,38 | 3,08 | 2,99 | 3,16 | 3,60 | 3,50 | |
| K ₂ O . . . | 4,23 | 4,46 | 5,46 | 5,35 | 4,70 | 4,20 | 4,40 | |
| TiO ₂ . . . | 0,41 | 0,33 | 0,37 | 0,22 | 0,27 | 0,29 | 0,22 | |
| H ₂ O ⁺ . . . | 0,85 | 1,47 | 0,53 | 0,78 | 0,50 | 0,50 | 1,10 | |
| P ₂ O ₅ . . . | 0,30 | 0,08 | 0,18 | 0,07 | 0,24 | 0,14 | 0,11 | |
| Прочие . . | — | — | — | — | 0,17 | 0,15 | 0,20 | |
| Сумма | | | | | | 100,00 | 100,00 | |

отметить достаточно четкое разделение элементов на группы в зависимости от колебаний средних значений по регионам в глобальном плане. Наиболее выдержанными содержаниями в кислых породах, естественно, отличаются кремний и алюминий (оценки глобальных коэффициентов вариации 0,02—0,07). Следующая группа элементов (коэффициент вариации 0,10—0,15) в гранитах включает железо, натрий калий, в гранодиоритах — только натрий. Магний, кальций и титан образуют третью группу (коэффициенты вариации 0,22—0,28). В гранодиоритах (табл. 185, 186) эта группа более расплывчата и включает также железо и калий (коэффициенты вариации 0,16—0,23). Марганец и фосфор относятся к числу элементов, распределенных в кислых породах наиболее неравномерно. Характерно, что кислые эффузивные породы в целом отличаются более значительными глобальными вариациями содержаний, чем их интрузивные аналоги.

С породами гранодиорит-тоналитового ряда в пределах молодых геосинклинальных зон, как известно, часто ассоциируют кварцевые диориты, диориты и их эффузивные аналоги — андезиты (табл. 187, 188). Последние по химическому составу достаточно четко разбиваются на формацию континентальных геосинклиналей, формацию островных дуг и океаническую формацию, представители которой

Таблица 185

Распределение химических элементов в магматических породах группы гранодиорита и близких ему метаморфических породах, вес. %

| Элементы | Гранодиорит (ср. по 30 регионам, 523 ан.) | | Дацит (ср. по 31 региону, 480 ан.) | | Чарнокит* (ср. по 15 регионам) | | Гнейс (пара- гнейс) (ср. по 31 региону, 410 ан.) | | Кристалличе- ский сланец (ср. по 40 регионам, 538 ан.) | |
|----------------------------|--|--------|--|--------|--------------------------------------|-------|---|--------|--|--------|
| | \bar{x} | ν | \bar{x} | ν | \bar{x} | ν | \bar{x} | ν | \bar{x} | ν |
| O | 47,95 | — | 48,20 | — | 47,56 | — | 47,85 | — | 48,40 | — |
| Si | 30,50 | 0,04 | 30,60 | 0,04 | 30,77 | 0,04 | 30,60 | 0,05 | 29,40 | 0,08 |
| Al | 8,60 | 0,05 | 8,52 | 0,07 | 7,94 | 0,08 | 8,40 | 0,09 | 8,85 | 0,17 |
| Fe ³⁺ | 1,10 | } 0,19 | 1,29 | } 0,22 | 1,24 | 0,18 | 1,48 | } 0,27 | 1,61 | } 0,24 |
| Fe ²⁺ | 2,20 | | 2,05 | | 2,96 | 0,25 | 2,43 | | | |
| Mg | 1,10 | 0,19 | 1,10 | 0,28 | 0,98 | 0,20 | 1,26 | 0,40 | 1,56 | 0,23 |
| Mn | 0,07 | 0,29 | 0,07 | 0,42 | 0,06 | 0,25 | 0,06 | 0,40 | 0,09 | 0,53 |
| Ca | 2,40 | 0,18 | 2,55 | 0,21 | 2,58 | 0,12 | 2,45 | 0,40 | 1,72 | 0,28 |
| Na | 2,78 | 0,10 | 2,62 | 0,17 | 2,47 | 0,14 | 2,37 | 0,19 | 1,43 | 0,31 |
| K | 2,52 | 0,23 | 2,24 | 0,32 | 2,71 | 0,33 | 2,38 | 0,32 | 2,65 | 0,28 |
| Ti | 0,38 | 0,16 | 0,34 | 0,22 | 0,48 | 0,27 | 0,35 | 0,40 | 0,36 | 0,28 |
| P | 0,11 | 0,29 | 0,09 | 0,33 | 0,12 | 0,38 | 0,08 | 0,44 | 0,06 | 0,48 |
| H | 0,09 | 0,30 | 0,13 | 0,36 | 0,05 | 0,36 | 0,09 | 0,40 | 0,25 | 0,48 |
| Прочие | 0,20 | — | 0,20 | — | 0,08 | — | 0,20 | — | 0,42 | — |

* Пересчет данных, любезно предоставленных В. Е. Тихоновым.

являются конечными членами океанических базальтовых серий. По особенностям распределения петрогенных элементов андезиты континентальных геосинклиналей представляют собой эффузивные аналоги кварцевых диоритов и тоналитов, в то время как андезиты островных дуг по составу в большей степени соответствуют породам диоритового ряда. Таким образом, «средний» андезит — собирательный термин, объединяющий представителей трех геохимически различных формаций, вероятно имеющих различный генезис.

Обращаясь в этой связи к проблеме происхождения андезитов, необходимо отметить, что особенности их химического состава на данной стадии изученности не могут служить основой для предпочтения какой-либо из существующих гипотез генезиса этих пород (см. обобщение по этому вопросу Д. Грина и А. Рингвуда [44]). Однако отсутствие сколько-нибудь значительных вариаций в распределении петрогенных элементов в андезитах в глобальном плане не позволяет согласиться с гипотезой, объясняющей происхождение андезитов ассимиляцией более кислых пород базальтовой магмой или смешением базальтовой и гранитной магм на определенных глубинах. Интересная гипотеза, рассматривающая образование андезитовой магмы как процесс выплавления из крупных блоков эклогитов, погружающихся в мантию, была выдвинута Д. Грином и А. Рингвудом [44]. Она достаточно хорошо объясняет образование предпо-

Таблица 186

Средний химический состав магматических пород группы гранодиорита и близких ему метаморфических пород в окислах, %

| Окислы | Р. Дэли, 1936 г. [51] | | С. Нокколдс, 1954 г. [269] | | В. Е. Тихонов, 1969 г.* | А. А. Беус | | | |
|--|-----------------------|-------|----------------------------|----------------|-------------------------------|----------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|---|
| | Гранодиорит | Дациг | Гранодиорит (137 ан.) | Дациг (50 ан.) | Чарнокит (ср. по 15 регионам) | Гранодиорит (ср. по 30 регионам) | Дациг (ср. по 31 региону) | Гнейс (парагнейс ср. по 31 региону) | Кристаллический сланец (ср. по 40 регионам) |
| SiO | 65,01 | 65,68 | 66,88 | 63,58 | 65,89 | 65,30 | 65,50 | 65,50 | 62,90 |
| Al ₂ O ₃ | 15,94 | 16,25 | 15,66 | 16,67 | 14,99 | 16,34 | 16,15 | 15,80 | 16,70 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,74 | 2,38 | 1,33 | 2,24 | 1,78 | 1,58 | 1,85 | 2,10 | 2,30 |
| FeO | 2,65 | 1,90 | 2,59 | 3,00 | 3,79 | 2,82 | 2,64 | 3,12 | 4,10 |
| MgO | 1,91 | 1,41 | 1,57 | 2,12 | 1,64 | 1,83 | 1,85 | 2,10 | 2,84 |
| MnO | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,11 | 0,08 | 0,09 | 0,11 | 0,09 | 0,12 |
| CaO | 4,42 | 3,46 | 3,56 | 5,53 | 3,62 | 3,35 | 3,60 | 3,44 | 2,42 |
| Na ₂ O | 3,70 | 3,97 | 3,84 | 3,98 | 3,34 | 3,74 | 3,53 | 3,20 | 1,96 |
| K ₂ O | 2,75 | 2,67 | 3,07 | 1,40 | 3,26 | 3,05 | 2,60 | 2,87 | 3,20 |
| TiO ₂ | 0,57 | 0,57 | 0,57 | 0,64 | 0,80 | 0,64 | 0,57 | 0,58 | 0,60 |
| H ₂ O ⁺ | 1,04 | 1,50 | 0,65 | 0,56 | 0,46 | 0,80 | 1,20 | 0,80 | 2,30 |
| P ₂ O ₅ | 0,20 | 0,15 | 0,21 | 0,17 | 0,27 | 0,26 | 0,20 | 0,20 | 0,16 |
| Прочие | — | — | — | — | 0,08 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,40 |
| Сумма | | | | | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

* Устная информация. Регионы: СССР (Кольский п-ов, Карелия, Приднестровье и Побужье, Приазовье, Енисейский край, Алданский щит, Анабарский щит), Финляндия, Швеция, Индия, Цейлон, Африка, Австралия, Антарктида.

жительно мантийной андезитовой магмы в пределах островных дуг, однако сталкивается с затруднениями при сопоставлении химических составов андезитов формации островных дуг с андезитами континентальных геосинклиналей. В последнем случае возможность образования очагов андезитовой магмы в процессе дифференциации палингенных гранодиорит-тоналитовых магм несомненно должна быть принята во внимание.

Основные породы в пределах «гранитной» оболочки являются, в общем, «чуждыми» образованиями, связывающими ее с нижележащей «базальтовой» оболочкой и с верхней мантией. С этой точки зрения изучение химического состава габбро-базальтовых пород дает богатый материал для суждения об условиях выплавления основных магм из мантии.

Алюминий с железом, кальцием и натрием в основных породах образуют, вслед за кремнием, вторую группу элементов, отличающихся незначительными колебаниями средних содержаний в глобальном плане (табл. 189—191). Достаточно близок к этой группе

Таблица 187

Распределение породообразующих химических элементов
в магматических породах группы диорита, вес. %

| Элементы | Диорит (ср. по 41 региону, 678 ан.) | | Андезит (ср. по 54 регионам, 866 ан.) | | Кварцевый диорит и тоналит (ср. по 25 регионам, 426 ан.) | |
|----------------------------|-------------------------------------|------|---------------------------------------|------|--|------|
| | \bar{x} | v | \bar{x} | v | \bar{x} | v |
| O | 46,00 | — | 46,70 | — | 47,35 | — |
| Si | 26,20 | 0,05 | 27,60 | 0,04 | 28,50 | 0,05 |
| Al | 8,50 | 0,05 | 9,00 | 0,06 | 8,60 | 0,07 |
| Fe ³⁺ | 1,88 | 0,16 | 1,68 | 0,18 | 1,51 | 0,20 |
| Fe ²⁺ | 4,25 | | 3,28 | | 3,35 | |
| Mg | 2,61 | 0,19 | 1,90 | 0,22 | 1,57 | 0,31 |
| Mn | 0,42 | 0,25 | 0,12 | 0,33 | 0,09 | 0,33 |
| Ca | 5,03 | 0,10 | 4,35 | 0,16 | 3,90 | 0,15 |
| Na | 2,50 | 0,15 | 2,70 | 0,20 | 2,60 | 0,17 |
| K | 1,41 | 0,34 | 1,76 | 0,31 | 1,64 | 0,29 |
| Ti | 0,60 | 0,22 | 0,50 | 0,33 | 0,46 | 0,17 |
| P | 0,18 | 0,36 | 0,13 | 0,49 | 0,11 | 0,50 |
| H | 0,12 | 0,40 | 0,11 | 0,36 | 0,12 | 0,50 |
| Прочие | 0,20 | — | 0,17 | — | 0,20 | — |

Таблица 188

Средний химический состав магматических пород группы
диорита — андезита в окислах, вес. %

| Окислы | Р. Дали, 1936 г. [51] | | | С. Нокколдс, 1954 г. [269] | | | А. А. Бейс | | |
|--|-----------------------|------------------|---------|----------------------------|------------------|------------------|----------------------------|-----------------------------|---|
| | Диорит | Кварцевый диорит | Андезит | Диорит (50 ан.) | Тоналит (58 ан.) | Андезит (49 ан.) | Диорит (ср. по 41 региону) | Андезит (ср. по 54 региону) | Кварцевый диорит и тоналит (ср. по 25 регионам) |
| SiO ₂ | 56,77 | 61,59 | 59,59 | 51,86 | 66,15 | 51,43 | 56,20 | 59,00 | 61,25 |
| Al ₂ O ₃ | 16,67 | 16,21 | 17,31 | 16,40 | 15,56 | 13,05 | 16,70 | 17,00 | 16,35 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,16 | 2,54 | 3,33 | 2,73 | 1,36 | 3,36 | 2,37 | 2,40 | 2,16 |
| FeO | 4,40 | 3,77 | 3,13 | 6,97 | 3,42 | 9,74 | 5,40 | 4,20 | 4,30 |
| MgO | 4,17 | 2,80 | 2,75 | 6,12 | 1,94 | 5,28 | 4,35 | 3,16 | 2,60 |
| MnO | 0,13 | 0,10 | 0,18 | 0,18 | 0,08 | 0,19 | 0,15 | 0,15 | 0,12 |
| CaO | 6,74 | 5,38 | 5,80 | 8,40 | 4,65 | 8,78 | 7,05 | 6,10 | 5,47 |
| Na ₂ O | 3,39 | 3,37 | 3,53 | 3,36 | 3,90 | 3,18 | 3,38 | 3,60 | 3,48 |
| K ₂ O | 2,12 | 2,10 | 2,04 | 1,33 | 1,42 | 1,04 | 1,70 | 2,10 | 1,95 |
| TiO ₂ | 0,84 | 0,66 | 0,77 | 1,50 | 0,62 | 2,60 | 1,00 | 0,84 | 0,76 |
| H ₂ O ⁺ | 1,36 | 1,22 | 1,26 | 0,80 | 0,69 | 0,87 | 1,10 | 1,00 | 1,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | 0,26 | 0,26 | 0,35 | 0,21 | 0,48 | 0,40 | 0,30 | 0,26 |
| Прочие | — | — | — | — | — | — | 0,20 | 0,15 | 0,20 |
| Сумма | | | | | | | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

Таблица 189

Распределение породообразующих химических элементов в магматических породах группы габбро-базальта, вес. %

| Элементы | Габбро (ср. по 45 регионам, 762 ан.) | | Базальт платформен- ный (ср. по 23 регионам, 445 ан.) | | Базальт геосинкли- нальный (ср. по 25 регионам, 360 ан.) | | Базальт океанический | | | | | | | |
|----------------------------|---|------|---|------|---|------|----------------------------------|---------|---|---------|---|---------|--|---------|
| | | | | | | | срединных хребтов (36 ан.) | | океанических островов (ср. по 30 островам Тихого, Индийского и Атлантического океанов, 114 ан.) | | толеитовый гавайского типа (116 ан.) | | щелочной гавайского типа (35 ан.) | |
| | \bar{x} | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V |
| O | 44,60 | — | 44,30 | — | 44,80 | — | 44,90 | — | 43,80 | — | 44,60 | — | 43,90 | — |
| Si | 22,80 | 0,07 | 23,00 | 0,04 | 23,00 | 0,03 | 23,00 | 0,03 | 21,70 | 0,04 | 23,05 | 0,03 | 21,70 | 0,04 |
| Al | 9,10 | 0,12 | 8,20 | 0,09 | 8,60 | 0,07 | 8,40 | 0,09 | 8,10 | 0,11 | 7,40 | 0,08 | 7,76 | 0,18 |
| Fe ³⁺ | 2,24 | 0,14 | 2,24 | 0,13 | 2,30 | 0,12 | 1,55 | 0,14 | 2,45 | 0,09 | 2,10 | 0,08 | 2,29 | 0,07 |
| Fe ²⁺ | 5,70 | | 7,16 | | 6,10 | | 5,61 | | 6,48 | | 6,63 | | 7,10 | |
| Mg | 4,20 | 0,19 | 3,90 | 0,17 | 3,90 | 0,17 | 5,12 | 0,23 | 4,60 | 0,16 | 5,00 | 0,16 | 4,90 | 0,34 |
| Mn | 0,11 | 0,32 | 0,14 | 0,26 | 0,14 | 0,31 | 0,12 | 0,20 | 0,13 | 0,30 | 0,12 | 0,12 | 0,11 | Не опр. |
| Ca | 7,60 | 0,12 | 7,10 | 0,11 | 7,00 | 0,09 | 7,94 | 0,07 | 7,60 | 0,09 | 7,34 | 0,14 | 7,37 | 0,14 |
| Na | 1,80 | 0,17 | 1,87 | 0,18 | 1,95 | 0,12 | 2,00 | 0,07 | 2,07 | 0,14 | 1,55 | 0,11 | 2,16 | 0,35 |
| K | 0,74 | 0,30 | 0,71 | 0,30 | 0,81 | 0,43 | 0,22 | 0,65 | 0,80 | 0,42 | 0,32 | 0,32 | 0,70 | 0,38 |
| Ti | 0,68 | 0,37 | 0,90 | 0,26 | 1,00 | 0,28 | 0,83 | 0,21 | 1,84 | 0,19 | 1,50 | 0,10 | 1,62 | 0,19 |
| H | 0,09 | 0,84 | 0,11 | 0,29 | 0,11 | 0,29 | 0,11 | Не опр. | 0,11 | 0,30 | 0,11 | Не опр. | 0,11 | Не опр. |
| P | 0,14 | 0,53 | 0,07 | 0,70 | 0,13 | 0,70 | 0,07 | 0,26 | 0,18 | Не опр. | 0,11 | » | 0,16 | » |
| Прочие | 0,20 | — | 0,30 | — | 0,16 | — | 0,13 | — | 0,14 | — | 0,17 | — | 0,12 | — |

Средний химический состав пород группы габбро-базальта, %

| Окислы | Габбро (ср. по 45 регионам) | Базальт платформен- ный (ср. по региону) | Базальт геосинкли- нальный (средний по региону) | Базальт океанических островов (ср. по островам) |
|--|-----------------------------------|---|---|--|
| SiO ₂ | 48,80 | 49,20 | 49,20 | 46,50 |
| Al ₂ O ₃ | 17,30 | 15,40 | 16,40 | 15,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,20 | 3,20 | 3,30 | 3,50 |
| FeO | 7,30 | 9,30 | 7,85 | 8,30 |
| MgO | 7,00 | 6,48 | 6,50 | 7,62 |
| MnO | 0,14 | 0,17 | 0,18 | 0,17 |
| CaO | 10,60 | 9,95 | 9,82 | 10,64 |
| Na ₂ O | 2,40 | 2,50 | 2,64 | 2,79 |
| K ₂ O | 0,90 | 0,85 | 0,98 | 0,97 |
| TiO ₂ | 1,13 | 1,50 | 1,68 | 3,06 |
| H ₂ O ⁺ | 0,80 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| P ₂ O ₅ | 0,30 | 0,15 | 0,30 | 0,30 |
| Прочие | 0,13 | 0,30 | 0,15 | 0,15 |
| Сумма | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

магний (коэффициенты вариации 0,16—0,34). В то же время калий в основных породах отличается заметной неравномерностью распределения, что, в частности, резко отличает этот элемент от натрия. Титан, достаточно неравномерно распределенный в относительно более дифференцированных континентальных габбро-базальтовых породах, приобретает более спокойное распределение в океанических базальтах, включая субщелочные дифференциаты базальтовых серий.

Отмечавшиеся выше различия в распределении алюминия и железа в габбро, платформенных и континентальных базальтах позволяют судить или о различном составе верхней мантии в отношении этих элементов в пределах платформенных и геосинклинальных областей, или же о различной глубине выплавления отмеченных формаций. Вероятно, оба фактора в той или иной мере имеют место в природе, а роль глубины выплавления уже нашла подтверждение в результате экспериментов, выполненных рядом исследователей [43—45, 89, 90 и др.]. Что касается габбро, то наряду с преобладанием в различных регионах габброидов, относительно богатых алюминием, отдельные габбровые серии, связанные с тектоническими зонами глубокого заложения и часто ассоциирующие с ультрабазитами, отличаются резко повышенными содержаниями железа, приближаясь в этом отношении к габбро океанических островов и океаническим щелочным базальтам.

Исходя из данных о распределении петрогенных элементов, следует отметить условность разделения базальтов океанической коры

Средний химический состав пород габбро-базальтовой группы, вес. %

Таблица 191

| Оксиды | Р. Дзиги, 1936 г. (511) | С. Нок- коде, 1954 г. (269) | Ф. Мансон, 1967 г. (279) | | | | | | | | | | В. А. Кутюлин, 1967 г. (631) | | В. Мансон и Эппел, 1966 г. (251) |
|--------------------------------|-------------------------------|--------------------------------------|-----------------------------|-------------------------|---|--|-------------------------------------|--|--|--|--|--|------------------------------|--|---|
| | Габбро (вообще) | Габбро (160 ан.) | Все габбро (127 ан.) | Все базальты (1966 ан.) | Толейтовые, оливиновые базальты и долериты (230 ан.) | Щелочные оливиновые базаль- ты и долериты (288 ан.) | Траппы древних платформ (90 ан.) | Базальты андезитовой форма- ции (355 ан.) | Базальты континентальной оливин-базальтовой формации (376 ан.) | Толейтовые базальты океани- ческой формации (110 ан.) | Щелочные базальты океани- ческой формации (118 ан.) | Базальт океанический Сред- не-Атлантического хребта (33 ан.) | | | |
| SiO ₂ | 48,24 | 48,36 | 48,4 | 49,5 | 48,8 | 48,6 | 42,22 | 50,86 | 47,78 | 49,15 | 45,83 | 49,21 | | | |
| TiO ₂ | 0,97 | 1,32 | 1,6 | 1,9 | 1,6 | 2,1 | 1,48 | 1,04 | 2,22 | 2,09 | 3,06 | 1,39 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 17,88 | 16,84 | 16,4 | 15,9 | 15,5 | 16,3 | 15,18 | 17,73 | 15,33 | 15,09 | 14,90 | 15,81 | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 3,16 | 2,55 | 3,2 | 3,0 | 2,5 | 3,1 | 3,18 | 3,92 | 4,09 | 3,35 | 3,90 | 2,21 | | | |
| FeO | 5,95 | 7,92 | 7,4 | 8,0 | 8,8 | 8,1 | 9,12 | 6,33 | 7,51 | 7,56 | 8,43 | 7,19 | | | |
| MnO | 0,13 | 0,48 | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,10 | 0,17 | 0,15 | 0,17 | 0,14 | 0,16 | | | |
| MgO | 7,51 | 8,06 | 5,6 | 6,6 | 8,3 | 6,5 | 6,12 | 5,37 | 6,99 | 7,75 | 7,65 | 8,53 | | | |
| CaO | 10,99 | 11,07 | 9,8 | 10,0 | 10,2 | 9,9 | 10,47 | 9,81 | 9,00 | 10,61 | 10,02 | 11,14 | | | |
| Na ₂ O | 2,55 | 2,26 | 2,5 | 2,7 | 2,3 | 3,0 | 2,12 | 2,69 | 2,85 | 2,23 | 2,91 | 2,71 | | | |
| K ₂ O | 0,89 | 0,56 | 0,8 | 1,0 | 0,7 | 1,0 | 0,75 | 1,00 | 1,31 | 0,30 | 1,48 | 0,26 | | | |
| P ₂ O ₅ | 0,28 | 0,25 | 0,21 | 0,33 | 0,23 | 0,34 | 0,15 | 0,19 | 0,44 | 0,23 | 0,48 | 0,15 | | | |
| H ₂ O | 1,45 | 0,64 | 0,7 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | — | — | — | — | — | — | | | |

на две формации: толеитовых и щелочных базальтов. Так, толеитовые базальты вулканов центрального типа, детально изученные на Гавайских островах, резко отличаются от толеитовых базальтов срединных хребтов, покрывающих значительные площади дна океана, по особенностям распределения железа, алюминия и титана. Сопоставление средних составов этих пород с имеющимися экспериментальными данными, подкрепленными геологическим анализом условий образования гавайских толеитов [43], позволяет сделать вывод о значительно меньшей глубине формирования базальтовых расплавов срединных океанических хребтов по сравнению с толеитовыми базальтами гавайского типа.

Что касается щелочных базальтов, широко распространенных на островах Тихого, Индийского и Атлантического океанов, то обращает на себя внимание близость их состава в пределах огромных территорий океанической коры, что может свидетельствовать о сходных условиях формирования материнских расплавов, давших эти породы. В частности, среднее по базальтам 30 океанических островов оказалось очень близким щелочным базальтам Гавайских островов (см. табл. 189).

Выше неоднократно подчеркивалось сходство химического состава базальтовых пород с их метаморфическими аналогами — амфиболитами и эклогитами, особенно ярко проявленное для базальтов и амфиболитов. Среди эклогитов достаточно четко выделяются две группы. Первая группа, представляющая эклогиты, встречаемые среди метаморфических пород, по особенностям химического состава практически аналогична амфиболитам, отличаясь от них только более низким содержанием калия (табл. 192, 193). Этот тип эклогитов, несомненно, представляет собой метаморфическую фацию базальтовых пород, образованную в условиях более высокого давления и более низкого парциального давления воды по сравнению с условиями образования амфиболитов. Вторая группа эклогитов представляет собой ксенолиты, находимые в кимберлитовых трубках и реже в океанических щелочных базальтах. Эклогиты этой группы по сравнению с первыми резко обеднены железом, титаном и щелочами и соответственно обогащены магнием. Особенности химического состава и геологической обстановки позволяют рассматривать эклогитовые ксенолиты как остаточные продукты, в значительной мере потерявшие железо, титан и щелочи в процессе выплавки и соответственно обогащенные тугоплавким магниевым компонентом.

Ультраосновные породы в пределах «гранитной» оболочки литосферы представляют вещество верхней мантии и с этой точки зрения изучение их химического состава (которое, к сожалению, находится лишь в начальной стадии) имеет первостепенное значение для понимания процессов формирования литосферы. Если рассматривать образование и эволюцию земной коры как результат выплавки и дегазации мантии, то верхние участки мантии должны представлять собой остаточные продукты этого процесса, в той или иной мере потерявшие легкоплавкие и легко мигрирующие компоненты.

Таблица 192

Распределение породообразующих химических элементов
в метаморфических породах группы габбро-базальта, вес. %

| Элементы | Амфиболит (ср. по 25 регионам, 370 ан.) | | Эклогит (ср. по 16 регионам, 68 ан.) | |
|----------------------------|---|-------|--------------------------------------|-------|
| | \bar{x} | ν | \bar{x} | ν |
| O | 44,8 | — | 44,1 | — |
| Si | 22,80 | 0,03 | 21,90 | 0,06 |
| Al | 8,30 | 0,16 | 8,10 | 0,19 |
| Fe ³⁺ | 2,50 | 0,10 | 2,36 | 0,22 |
| Fe ²⁺ | 6,28 | | 6,02 | |
| Mg | 4,30 | 0,28 | 6,30 | 0,41 |
| Mn | 0,12 | 0,29 | 0,15 | 0,40 |
| Ca | 7,10 | 0,23 | 7,81 | 0,11 |
| Na | 1,85 | 0,28 | 1,60 | 0,56 |
| K | 0,69 | 0,37 | 0,31 | 0,56 |
| Ti | 0,82 | 0,26 | 0,76 | 0,60 |
| H | 0,17 | 0,37 | 0,08 | 0,49 |
| P | 0,07 | 0,48 | 0,11 | 0,65 |
| Прочие | 0,20 | — | 0,40 | — |

Таблица 193

Средний химический состав метаморфических пород
группы габбро — базальта в окислах, %

| Окислы | А. Полдерваарт, 1955 г. (280) | Р. Дэли, 1936 г. (51) | В. А. Кутолин, 1968 г. (64) | | А. А. Беус | |
|--|-------------------------------|-----------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------|----------------------------------|
| | Амфиболит (200 ан.) | Эклогит | Эклогиты из метаморфических пород | Эклогиты из кимберлитовых трубок | Амфиболит (по 25 регионам) | Эклогит средний (по 16 регионам) |
| SiO ₂ | 49,6 | 46,5 | 48,44 | 45,40 | 48,80 | 46,80 |
| Al ₂ O ₃ | 15,5 | 15,6 | 15,08 | 16,12 | 15,65 | 15,23 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,5 | 4,2 | 3,66 | 3,81 | 3,62 | 3,32 |
| FeO | 7,7 | 7,6 | 8,06 | 6,04 | 8,04 | 7,72 |
| MgO | 6,9 | 10,5 | 8,31 | 13,88 | 7,15 | 10,50 |
| MnO | 0,2 | — | 0,13 | 0,20 | 0,16 | 0,20 |
| CaO | 9,4 | 12,3 | 11,66 | 10,02 | 10,00 | 10,95 |
| Na ₂ O | 2,9 | 2,3 | 2,40 | 1,22 | 2,50 | 2,15 |
| K ₂ O | 1,1 | 0,5 | 0,39 | 0,35 | 0,85 | 0,37 |
| TiO ₂ | 1,6 | 0,5 | 1,46 | 0,43 | 1,37 | 1,26 |
| H ₂ O ⁺ | — | — | — | — | 1,50 | 0,75 |
| P ₂ O ₅ | 0,3 | — | — | — | 0,16 | 0,25 |
| Прочие | — | — | — | — | 0,20 | 0,50 |
| Сумма | | | | | 100,00 | 100,00 |

Учитывая неравномерность процесса выплавления, развитие которого определяется сложным комплексом геофизических и геохимических факторов, логично сделать вывод о неоднородности верхней мантии. Подобный вывод находит подтверждение в закономерной и существенной разнице составов ультрабазитов, развитых в пределах платформенных и геосинклинальных регионов (табл. 194, 195, 196), неоднократно отмечавшейся при обсуждении особенностей распределения отдельных элементов (см. гл. III).

Автор склонен рассматривать относительно обогащенные железом разности платформенных ультрабазитов в качестве представителей более глубоких частей верхней мантии, внедрение которых преимущественно связано с крупными разломами глубокого заложения. В частности, когда подобные глубинные разломы образуются в пределах геосинклинальных областей, в них также получают развитие относительно обогащенные железом комплексы основных-ультраосновных пород, не отличимые с этой точки зрения от аналогичных комплексов древних платформ (например, ультрабазиты Урала).

Прогрессирующее выплавление ведет к обогащению остаточных продуктов тугоплавким магниевым компонентом, в этой связи ультраосновные породы, относительно обедненные железом и обогащенные магнием, могут рассматриваться как остаточные продукты, в большей степени претерпевшие выплавление, чем их относительно богатые железом аналоги. Подобные богатые магнием остаточные продукты, в значительной мере потерявшие легкоплавкие составные части, должны слагать наиболее верхние горизонты мантии, сменяясь с глубиной более богатыми железом разностями, несущими также несколько большее количество титана и ряда других элементов. Зональность, обратная предполагаемой (увеличение содержания магниевого компонента в глубоких частях мантии), маловероятна. Она приведет к резким нарушениям гравитационного равновесия в верхних частях мантии и общего гравитационного равновесия катион-кислородного каркаса мантии и литосферы.

Обогащенные железом разности ультрабазитов отличаются существенно более низким содержанием кислорода (см. табл. 194), что соответствует предположению об их более глубоком положении в пределах верхней мантии. Рассмотрение большинства опубликованных анализов ксенолитов ультраосновных пород, находимых в кимберлитах и щелочных базальтах, позволяет анализированный, обогащенный магнием, материал считать породами, претерпевшими частичное избирательное выплавление [90, 212]. С предлагаемыми на основании изучения подобных включений моделями химического состава верхней мантии можно согласиться лишь при условии, что эти модели представляют самые верхние зоны мантии, претерпевшие существенное выплавление и соответственно обогащенные магнием. С этой точки зрения большой интерес представляет анализ особенностей химического состава наиболее глубинных ультраосновных выплавов — кимберлитов (см. табл. 194—196).

Таблица 194

Распределение породообразующих химических элементов
в ультраосновных породах, вес. %

| Элементы | Дунит | | | | | | | |
|------------------|--------------------------------------|---------|---|---------|--|---------|--|---------|
| | средний (ср. по 18 регионам, 93 ан.) | | платформенный * (ср. по 8 регионам, 36 ан.) | | геосинклинальный * (ср. по 9 регионам, 57 ан.) | | средний, частично измененный (ср. по 18 регионам, 113 ан.) | |
| | \bar{x} | v | \bar{x} | v | \bar{x} | v | \bar{x} | v |
| O | 43,8 | — | 42,9 | — | 44,3 | — | 45,1 | — |
| Si | 19,30 | 0,05 | 18,75 | 0,05 | 19,60 | 0,05 | 18,75 | 0,05 |
| Al | 0,70 | 0,57 | 0,76 | 0,57 | 0,64 | 0,57 | 0,67 | 0,57 |
| Fe ³⁺ | 3,00 | 0,20 | 3,02 | 0,16 | 2,82 | 0,08 | 2,90 | 0,20 |
| Fe ²⁺ | 5,89 | | 8,13 | | 4,20 | | 5,69 | |
| Mg | 26,00 | 0,06 | 25,00 | — | 27,15 | — | 25,20 | 0,06 |
| Mn | 0,12 | 0,27 | 0,12 | Не опр. | 0,13 | Не опр. | 0,11 | 0,12 |
| Ca | 0,58 | 0,82 | 0,60 | 0,82 | 0,47 | 0,82 | 0,56 | 0,82 |
| Na | 0,06 | 1,53 | 0,06 | 1,53 | 0,06 | 1,53 | 0,06 | 1,53 |
| K | 0,014 | 1,10 | 0,01 | Не опр. | 0,01 | Не опр. | 0,01 | Не опр. |
| Ti | 0,036 | 0,50 | 0,05 | 0,50 | 0,02 | 0,50 | 0,03 | 0,50 |
| H | 0,06 | Не опр. | 0,06 | Не опр. | 0,06 | Не опр. | 0,39 | Не опр. |
| P | 0,04 | » | 0,04 | » | 0,04 | » | 0,03 | » |
| Прочие | 0,40 | — | 0,50 | — | 0,50 | — | 0,50 | — |

Продолжение табл. 194

| Элементы | Перидотит | | | | | |
|------------------|---|------|---|---------|--|---------|
| | средний * (ср. по 28 регионам, 196 ан.) | | платформенный (ср. по 14 регионам, 194 ан.) | | геосинклинальный * (ср. по 14 регионам, 102 ан.) | |
| | \bar{x} | v | \bar{x} | v | \bar{x} | v |
| O | 43,65 | — | 43,3 | — | 44,00 | — |
| Si | 20,03 | 0,06 | 19,90 | 0,05 | 20,10 | 0,05 |
| Al | 2,42 | 0,54 | 2,86 | 0,50 | 2,00 | 0,50 |
| Fe ³⁺ | 1,75 | 0,26 | 2,06 | 0,17 | 1,44 | 0,24 |
| Fe ²⁺ | 6,93 | | 8,08 | | 5,77 | |
| Mg | 20,50 | 0,23 | 18,30 | 0,10 | 22,74 | 0,08 |
| Mn | 0,10 | 0,30 | 0,11 | 0,31 | 0,10 | 0,32 |
| Ca | 3,42 | 0,58 | 3,92 | 0,66 | 2,92 | 0,54 |
| Na | 0,18 | 0,64 | 0,27 | Не опр. | 0,10 | Не опр. |
| K | 0,05 | 1,20 | 0,05 | » | 0,05 | » |
| Ti | 0,35 | 0,75 | 0,53 | » | 0,16 | » |
| H | 0,06 | 0,47 | 0,06 | » | 0,06 | » |
| P | 0,06 | 0,66 | 0,06 | » | 0,06 | » |
| Прочие | 0,50 | — | 0,50 | — | 0,50 | — |

* Пересчет на свежую породу с 0,5% воды (без CO₂).

Продолжение табл. 194

| Элементы | Пироксенит (ср. по 35 регионам, 294 ан.) | | Кимберлит | | | | | |
|------------------|---|------|---|---------|---|---------|----------------------------|---------|
| | | | средний * (ср. по 16 регионам, 421 ан.) | | средний, частично измененный (ср. по 16 регионам, 421 ан.) | | Южной Африки * (48 ан.) | |
| | \bar{x} | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V | \bar{x} | V |
| O | 43,7 | — | 42,2 | — | 47,2 | — | 43,3 | — |
| Si | 22,7 | 0,07 | 18,30 | 0,07 | 16,10 | 0,07 | 19,53 | 0,15 |
| Al | 2,30 | 0,43 | 2,95 | 0,22 | 2,60 | 0,22 | 2,54 | 0,33 |
| Fe ³⁺ | 2,80 | 0,23 | 5,64 | 0,26 | 4,92 | 0,26 | 4,88 | 0,15 |
| Fe ²⁺ | 5,60 | | 3,00 | | 2,64 | | 3,03 | |
| Mg | 11,50 | 0,28 | 13,98 | — | 12,29 | — | 17,35 | 0,20 |
| Mn | 0,14 | 0,39 | 0,12 | 0,40 | 0,10 | 0,40 | 0,11 | 0,42 |
| Ca | 9,70 | 0,31 | 9,46 | 0,30 | 8,32 | 0,30 | 5,50 | 0,29 |
| Na | 0,53 | 0,54 | 0,43 | 0,53 | 0,32 | 0,53 | 0,55 | 1,00 |
| K | 0,23 | 0,51 | 1,06 | 0,54 | 0,92 | 0,54 | 1,37 | 0,59 |
| Ti | 0,50 | 0,62 | 1,47 | 0,57 | 1,29 | 0,57 | 0,95 | 0,46 |
| H | 0,10 | 0,40 | 0,06 | He опр. | 0,99 | He опр. | 0,06 | He опр. |
| P | 0,05 | 0,44 | 0,33 | 0,44 | 0,26 | 0,44 | 0,33 | 0,66 |
| Прочие | 0,15 | — | 1,00 | — | 1,00 | — | 0,50 | — |
| | | | | | C 1,05 | | | |

* Пересчет на свежую породу с 0,5% воды (без CO₂).

Таблица 195

Химический состав дунитов в окислах, %

| Окислы | Р. Дэли. 1936 г. [51] | С. Нок- колдс. 1954 г. [269] | А. А. Беус | | | |
|--------------------------------|-----------------------------|---------------------------------------|------------------|--|--|---|
| | | | Дунит (9 ан.) | Дунит сред- ний * (по 18 регионам) | Дунит плат- форменный * (ср. по 8 регионам) | Дунит гео- синклиналь- ный * (ср. по 9 регионам) |
| SiO ₂ | 40,49 | 40,16 | 41,20 | 40,10 | 42,00 | 40,14 |
| Al ₂ O ₃ | 0,86 | 0,84 | 1,31 | 1,35 | 1,30 | 1,26 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,84 | 1,88 | 4,29 | 4,30 | 4,00 | 4,14 |
| FeO | 5,54 | 11,87 | 7,55 | 10,40 | 5,40 | 7,30 |
| MgO | 46,32 | 43,16 | 43,44 | 41,60 | 45,27 | 42,00 |
| MnO | 0,16 | 0,21 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,14 |
| CaO | 0,70 | 0,75 | 0,804 | 0,83 | 0,66 | 0,78 |
| Na ₂ O | 0,10 | 0,31 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | 0,08 |
| K ₂ O | 0,04 | 0,14 | 0,016 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,20 | 0,06 | 0,08 | 0,03 | 0,06 |
| H ₂ O ⁺ | 2,88 | 0,44 | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 3,50 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,04 | 0,10 | 0,09 | 0,10 | 0,09 |
| Прочие | — | — | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 0,50 |
| Сумма | | | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

* Пересчет на свежую породу с 0,5% H₂O.

Таблица 193

Химический состав перидотитов, пироксенитов и кимберлитов в окислах, %

| Окислы | Р. Дали, 1936 г. [51] | | С. Нок- колдс, 1954 г. [269] | А. А. Беус | | | С. Нок- колдс 1954 г. [269] | А. А. Беус | | | | В. С. Тро- фимов, 1968 г. [112] |
|--------------------------------|--------------------------|-----------------|---------------------------------------|---------------------------------------|--|--|--|---|---|--|--|---|
| | Верлит | Гарц- бургит | Перидотит | Перидотит | | | Пироксе- нит средний (46 ан.) | Пироксе- нит (ср. по 35 регио- нам) | Кимбер- лит * (ср. по 16 райо- нам) | Кимбер- лит, частично изменен- ный (ср. по 16 районам) | Кимбер- лит, Южная Африка * (59 ан.) | Кимбер- лит, Сибирская платфор- ма (270 ан.) |
| | | | средний (23 ан.) | средний (по 28 регио- нам) * | платфор- менный (ср. по 14 регио- нам) * | геосин- клиналь- ный (ср. по 14 регио- нам) * | | | | | | |
| SiO ₂ | 45,07 | 40,65 | 43,54 | 42,90 | 42,70 | 43,10 | 50,50 | 48,60 | 39,30 | 34,50 | 41,85 | 30,72 |
| Al ₂ O ₃ | 5,75 | 1,25 | 3,99 | 4,55 | 5,40 | 3,70 | 4,10 | 4,30 | 5,56 | 4,92 | 4,80 | 4,83 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,73 | 2,53 | 2,51 | 2,50 | 2,94 | 2,06 | 2,44 | 4,05 | 8,05 | 7,06 | 6,97 | 5,87 |
| FeO | 9,53 | 6,15 | 9,84 | 8,88 | 10,36 | 7,40 | 7,37 | 7,20 | 3,85 | 3,38 | 3,89 | 2,78 |
| MgO | 22,88 | 42,36 | 34,02 | 34,20 | 30,50 | 37,90 | 21,71 | 19,10 | 23,30 | 20,48 | 28,91 | 22,41 |
| MnO | 0,26 | 0,18 | 0,21 | 0,14 | 0,14 | 0,14 | 0,13 | 0,18 | 0,15 | 0,13 | 0,14 | 0,16 |
| CaO | 7,48 | 1,29 | 3,46 | 4,80 | 5,50 | 4,10 | 12,00 | 13,60 | 13,30 | 11,67 | 7,72 | 12,42 |
| Na ₂ O | 1,14 | 0,29 | 0,56 | 0,25 | 0,37 | 0,13 | 0,45 | 0,71 | 0,58 | 0,51 | 0,75 | 0,56 |
| K ₂ O | 0,57 | 0,13 | 0,25 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,21 | 0,28 | 1,28 | 1,12 | 1,65 | 1,17 |
| TiO ₂ | 0,64 | 0,11 | 0,81 | 0,58 | 0,89 | 0,27 | 0,53 | 0,83 | 2,45 | 2,15 | 1,58 | 1,75 |
| H ₂ O ⁺ | 3,10 | 5,02 | 0,76 | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 0,47 | 0,90 | 0,50 | 9,00 | 0,50 | 15,16 |
| P ₂ O ₅ | 0,15 | 0,04 | 0,05 | 0,14 | 0,14 | 0,14 | 0,09 | 0,10 | 0,68 | 0,58 | 0,74 | 0,50 |
| Прочие | — | — | — | 0,50 | 0,50 | 0,50 | — | 0,15 | 1,00 | 4,50 | 0,50 | 1,67 |
| С у м м а | | | | 100,00 | 100,00 | 100,00 | | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

* Пересчет на свежую породу с 0,5% воды (без CO₂).

Относительно низкое содержание магния при повышенном содержании калия, титана, фосфора, углекислоты (а также некоторых редких элементов) резко отличает кимберлиты от прочих ультраосновных пород, подчеркивая тенденцию ряда элементов к избирательному выплавлению в условиях относительно глубинных зон мантии, а также вероятные отличия состава этих зон от состава известных нам представителей самых верхних, остаточных от выплавления участков мантии.

Обращаясь к химическому составу щелочных пород (табл. 197, 198), необходимо подчеркнуть совершенно уникальный характер накопления натрия в нефелиновых сиенитах, не свойственный более ни одному типу горных пород литосферы¹. Учитывая пассивное поведение натрия в процессах магматической дифференциации средних и кислых пород (см. табл. 111), его заметное абсолютное накопление в щелочных породах заслуживает специального рассмотрения. По характеру распределения кислорода и кремния, а также по катион-кислородному отношению щелочные породы близки средним породам диорит-андезитового ряда, отличаясь от них существенным накоплением щелочей, заметно пониженным содержанием фермических компонентов и особенно кальция. В нефелинсодержащих

Таблица 197

Распределение породообразующих химических элементов в щелочных породах, вес. %

| Элементы | Сиенит (ср. по 40 регионам, 426 ан.) | | Трахит (ср. по 28 регионам, 292 ан.) | | Нефелиновый сиенит (ср. по 48 регионам, 584 ан.) | | Фонолит (ср. по 20 регионам, 245 ан.) | |
|------------------|--------------------------------------|-------|--------------------------------------|-------|--|-------|---------------------------------------|-------|
| | \bar{x} | ν | \bar{x} | ν | \bar{x} | ν | \bar{x} | ν |
| O | 46,5 | — | 47,1 | — | 46,3 | — | 46,6 | — |
| Si | 28,20 | 0,03 | 28,90 | 0,03 | 25,70 | 0,04 | 26,60 | 0,03 |
| Al | 9,40 | 0,14 | 9,30 | 0,07 | 11,20 | 0,07 | 10,70 | 0,07 |
| Fe ³⁺ | 1,50 | 0,32 | 1,83 | 0,28 | 1,90 | 0,34 | 1,69 | 0,24 |
| Fe ²⁺ | 2,42 | — | 1,47 | — | 1,50 | — | 1,32 | — |
| Mg | 0,84 | 0,42 | 0,55 | 0,40 | 0,36 | 0,47 | 0,28 | 0,55 |
| Mn | 0,08 | 0,38 | 0,10 | 0,59 | 0,11 | 0,52 | 0,11 | 0,53 |
| Ca | 2,18 | 0,35 | 1,70 | 0,26 | 1,50 | 0,33 | 1,30 | 0,30 |
| Na | 3,85 | 0,18 | 4,00 | 0,21 | 6,14 | 0,18 | 6,20 | 0,17 |
| K | 4,23 | 0,17 | 4,23 | 0,24 | 4,50 | 0,19 | 4,52 | 0,18 |
| Ti | 0,41 | 0,40 | 0,40 | 0,45 | 0,30 | 0,43 | 0,24 | 0,38 |
| H | 0,08 | 0,47 | 0,11 | 0,40 | 0,12 | 0,26 | 0,17 | 0,32 |
| P | 0,11 | 0,45 | 0,11 | 0,52 | 0,07 | 0,56 | 0,07 | 0,53 |
| Прочие | 0,20 | — | 0,20 | — | 0,30 | — | 0,20 | — |

¹ Постмагматические метасоматиты в данном случае во внимание не принимаются.

Таблица 198

Средний химический состав щелочных пород в окислах, %

| Окислы | Р. Дэли, 1936 г. [51] | | | | С. Нокколдс, 1954 г. [269] | | | | А. А. Беус | | | |
|--------------------------------|------------------------------------|--------------------|--------|---------|--|--|--|---------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|---|------------------------------------|
| | Сиенит известко- во-щелочной | Трахит (вообще) | Фойяит | Фонолит | Сиенит известко- во-щелочной (18 ан.) | Трахит известко- во-щелочной (24 ан.) | Нефели- новый сиенит (80 ан.) | Фонолит (47 ан.) | Сиенит (ср. по 40 регионам) | Трахит (ср. по 28 регионам) | Нефели- новый сиенит (ср. по 48 регионам) | Фонолит (ср. по 20 регионам) |
| SiO ₂ | 58,65 | 60,68 | 56,11 | 57,45 | 59,41 | 58,31 | 55,38 | 56,90 | 60,40 | 61,80 | 55,00 | 57,00 |
| Al ₂ O ₃ | 16,38 | 17,74 | 21,33 | 20,60 | 17,12 | 18,05 | 21,30 | 20,17 | 17,70 | 17,60 | 21,30 | 20,33 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,65 | 2,64 | 1,87 | 2,35 | 2,19 | 2,54 | 2,42 | 2,26 | 2,11 | 2,65 | 2,80 | 2,41 |
| FeO | 3,09 | 2,62 | 1,47 | 1,03 | 2,83 | 2,02 | 2,00 | 1,85 | 3,10 | 1,88 | 1,94 | 1,70 |
| MgO | 3,06 | 1,12 | 0,55 | 0,30 | 2,02 | 2,07 | 0,57 | 0,58 | 1,40 | 0,92 | 0,60 | 0,46 |
| MnO | 0,15 | 0,06 | 0,05 | 0,13 | 0,08 | 0,14 | 0,19 | 0,19 | 0,10 | 0,13 | 0,16 | 0,16 |
| CaO | 4,45 | 3,09 | 1,72 | 1,50 | 4,06 | 4,25 | 1,98 | 1,88 | 3,06 | 2,40 | 2,10 | 1,84 |
| Na ₂ O | 3,48 | 4,43 | 8,48 | 8,84 | 3,92 | 3,85 | 8,84 | 8,72 | 5,20 | 5,40 | 8,30 | 8,40 |
| K ₂ O | 4,79 | 5,74 | 6,46 | 5,23 | 6,53 | 7,38 | 5,34 | 5,42 | 5,10 | 5,10 | 5,45 | 5,45 |
| TiO ₂ | 0,86 | 0,38 | 0,45 | 0,41 | 0,83 | 0,66 | 0,66 | 0,59 | 0,69 | 0,67 | 0,50 | 0,40 |
| H ₂ O ⁺ | 1,13 | 1,26 | 1,50 | 2,04 | 0,63 | 0,53 | 0,96 | 0,96 | 0,69 | 1,00 | 1,10 | 1,50 |
| P ₂ O ₅ | 0,31 | 0,24 | 0,01 | 0,12 | 0,38 | 0,20 | 0,19 | 0,17 | 0,25 | 0,25 | 0,15 | 0,15 |
| Прочие | — | — | — | — | — | — | 0,17 | 0,36 | 0,20 | 0,20 | 0,60 | 0,20 |
| Сумма | | γ | | | | | | | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

щелочных породах натрий-калиевое отношение близко типичному для средних пород (1,77 для диоритов; 1,53 для андезитов; 1,36 для нефелиновых сиенитов), что резко отличает нефелиновые сиениты от гранитов (натрий-калиевое отношение 0,76).

Тесная геологическая связь щелочных нефелинсодержащих пород со щелочными базальтоидами и щелочными ультрабазитами, а также обогащенность многих щелочных серий летучими минерализаторами и редкими элементами позволяют рассматривать щелочные породы как продукты эволюции недосыщенных кремнеземом и обогащенных летучими компонентами порций мантийного вещества, проникающих в земную кору по глубинным разломам. Особенности дифференциации подобных выплавок требуют дальнейшей углубленной разработки. При этом возможность их заметного обогащения щелочами в результате отщепления значительных количеств кальция с карбонатными или фосфатными расплавами, несомненно, должна быть принята во внимание.

Пространственная и генетическая ассоциация нефелинсодержащих пород с массивами и телами карбонатитов и апатитсодержащих пород однозначно свидетельствует о важной роли углекислоты, фосфорной кислоты и других минерализаторов в процессах формирования щелочных серий. Возникновение подобных геохимических условий, отличающихся в первую очередь накоплением огромных количеств углекислоты и соответственно резким повышением активности натрия в расплавах и глубинных растворах, требует особой геологической обстановки, в частности наличия глубинных региональных разломов, корнями, по-видимому, уходящих в мантию. Все это определяет ничтожное количественное значение щелочных пород в пределах известных нам участков литосферы. Во всяком случае, роль мантийных выплавок и растворов, отличающихся высокой активностью натрия и играющих ведущую роль в образовании щелочных нефелинсодержащих пород, в количественном отношении несравнима с ролью генерированных в мантии кремний-калиевых растворов, определяющих формирование литосферы и, в частности, ее «гранитного» слоя.

3. «БАЗАЛЬТОВАЯ» ОБОЛОЧКА

На современном уровне знаний о «базальтовой» оболочке литосферы соображения о ее составе имеют гипотетический характер. Предлагаемая ниже модель исходит в первую очередь из развиваемого в настоящей работе представления о стремлении катион-кислородного каркаса литосферы к термодинамическому равновесию, которое рассматривается как главный фактор, определяющий формирование и состав земных оболочек в гравитационном поле Земли.

С этой точки зрения породы «базальтовой» оболочки и оболочка в целом должны отличаться от «гранитной» оболочки более низким уровнем содержания кислорода и соответственно более высоким показателем отношения суммы катионов к кислороду. Среднее содер-

жание кислорода в «гранитной» оболочке соответствует гранодиориту. Наиболее типичные представители «базальтовой» оболочки в пределах «гранитной» оболочки, вероятно: габбро (O 44,6%; $\frac{K_T}{O} = 1,24$), геосинклинальные базальты (O 44,8%; $\frac{K_T}{O} = 1,23$) и их метаморфические аналоги — амфиболиты (O 44,8%; $\frac{K_T}{O} = 1,23$).

В глубоких частях оболочки вблизи границы с верхней мантией возможно присутствие эклогитов (O 44,1%; $\frac{K_T}{O} = 1,26$).

В то же время средняя плотность «базальтовой» оболочки (3 г/см^3) и средняя скорость прохождения в ней продольных сейсмических волн (6,9—7,0 см/сек) [336] позволяют предполагать, что в ее строении принимают участие также кислые породы гранулитовой фации (см. гл. II), из которых наиболее детально изучены чарнокиты (O 47,6%; $\frac{K_T}{O} = 1,10$).

Исходя из средних оценок геофизических параметров «базальтовой» оболочки и физических свойств амфиболитов, эклогитов и кислых пород гранодиоритового ряда, были вычислены возможные количественные соотношения главных типов горных пород в пределах «базальтовой» оболочки. При этом среднее содержание кислорода в оболочке принималось близким 46% (среднее между содержанием кислорода в «гранитной» оболочке, с одной стороны, и эклогитах — ультрабазитах, с другой). Ориентировочная распространенность

Таблица 199

Средний состав литосферы и ее оболочек, вес. %

| Элементы | Осадочная оболочка континентов | «Гранитная» оболочка | «Базальтовая» оболочка континентов | Литосфера — континентальная кора (без осадочной оболочки) | Литосфера — вся кора (без осадочной оболочки) |
|----------|--------------------------------|----------------------|------------------------------------|---|---|
| O | 48,9 | 48,0 | 46,0 | 46,6 | 46,3 |
| Si | 24,3 | 30,9 | 26,2 | 27,7 | 26,7 |
| Al | 6,0 | 8,0 | 8,1 | 8,1 | 8,1 |
| Fe | 3,9 | 3,6 | 6,7 | 5,7 | 6,0 |
| Mg | 2,0 | 1,2 | 3,0 | 2,4 | 3,0 |
| Mn | 0,07 | 0,07 | 0,1 | 0,09 | 0,09 |
| Ca | 8,0 | 2,5 | 5,1 | 4,3 | 5,0 |
| Na | 1,3 | 2,2 | 2,4 | 2,3 | 2,3 |
| K | 1,8 | 2,64 | 1,5 | 1,8 | 1,6 |
| Ti | 0,4 | 0,33 | 0,7 | 0,6 | 0,6 |
| H | 0,3* | 0,12 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| P | 0,07 | 0,08 | 0,1 | 0,1 | 0,08 |

* Без учета поровой воды.

основных и кислых пород в «базальтовой» оболочке литосферы в относительных процентах (массы):

| | |
|--------------------------------------|------|
| амфиболиты | 45,0 |
| эклогиты | 10,0 |
| чарнокиты (плагноклазовые) | 45,0 |

При расчете не учитывалось вероятное присутствие в пределах «базальтовой» оболочки ультрабазитов, которые должны несколько смещать равновесие в сторону уменьшения роли основных и соответственного увеличения роли кислых разностей.

Средний химический состав «базальтовой» оболочки, основанный на вычисленных соотношениях пород, приведен в табл. 199. Любопытно, что он весьма близок составу диоритов «гранитной» оболочки и отличается только несколько иными соотношениями алюминия, железа и магния. Таким образом, гранодиоритовому составу «гранитной» оболочки литосферы соответствует диоритовый состав «базальтовой» оболочки, являющейся промежуточным звеном между «гранитной» оболочкой и верхней мантией Земли.

4. СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛИТОСФЕРЫ

Данные о среднем химическом составе литосферы и слагающих ее оболочек приведены в табл. 199¹. В табл. 182 для сравнения были приведены данные других исследователей. Естественное расхождение цифр обусловлено в основном различием объемных параметров, принимавшихся при подсчете. В частности, предлагаемая модель основывается на предположении, что отношение мощностей «гранитной» и «базальтовой» оболочек составляет 1 : 2. Наиболее интересный вывод из полученных цифр — сходство среднего состава литосферы с составом диоритов. Таким образом, диоритовый состав «базальтовой» оболочки повторяется без резких изменений в среднем составе литосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение химического состава различных типов горных пород литосферы позволяет сделать ряд общих выводов, касающихся строения и происхождения земных оболочек, образованных в процессе эволюции нашей планеты.

При этом перестройка катион-кислородного каркаса первичного вещества Земли в направлении достижения максимального термодинамического равновесия в гравитационном поле планеты рассматривается как главная движущая сила, определяющая расслоение земного шара на оболочки. Анализ геологических, геохимических и геофизических материалов по этому вопросу позволяет судить, что

¹ Следует иметь в виду следующее: составы в табл. 199 не приведены к 100%, учитывая, что ряд компонентов (углерод, сера и др.) не участвовали в подсчете.

эволюция земной коры и мантии Земли осуществляется в направлении перераспределения химических элементов в соответствии с удельными объемами частиц, в форме которых эти элементы существуют и мигрируют в земных оболочках. Подобные частицы могут представлять собой нейтральные атомы, а также простые или комплексные ионы. Понятие об удельном атомном (или ионном) объеме одновременно учитывает массу ядра и размеры силового поля атома. С этой точки зрения, например, ионы магния и лития, имеющие весьма близкие радиусы ионов и соответственно почти равные ионные объемы, принципиально отличаются друг от друга. Относительно низкий удельный ионный объем магния объединяет его с группой элементов, типичных для «базальтовой» оболочки земной коры и верхней мантии. В то же время значительно больший удельный ионный объем лития ставит его в один ряд с элементами, накапливающимися в верхних частях «гранитной» оболочки. Следует подчеркнуть, что в настоящее время еще невозможно с желаемой степенью точности вычислить эффективные атомные объемы химических элементов, слагающих земную кору и мантию Земли. Для этой цели необходимо иметь точные данные о величине ионных радиусов элементов, изменяющихся, как известно, в зависимости от типа химических связей, которые данный элемент в конкретной геохимической обстановке завязывает с окружающими химическими элементами. Например, главный элемент литосферы кислород имеет атомный радиус $0,60 \text{ \AA}$ и истинный ионный радиус $1,46 \text{ \AA}$ (по А. С. Поваренных). Ковалентный радиус кислорода равен $0,66 \text{ \AA}$, т. е. он более чем в два раза меньше, чем его ионный радиус. В соединении кислород завязывает смешанные ионно-ковалентные связи в большинстве случаев с преобладанием ковалентной составляющей. Так, в соединении с кремнием ковалентность связей приблизительно составляет 58% и т. д. Используя приближенную оценку степени ионности-ковалентности связей между элементами на основе данных об их электроотрицательности, нетрудно рассчитать эффективные радиусы конкретных ионов, их ионные, а также удельные ионные объемы. Естественно, все эти оценки будут рассчитаны с определенной степенью приближения, которая, однако, позволяет сравнивать между собой характеристики различных атомов. С учетом степени ковалентности-ионности связей можно вычислить также удельные ионные объемы комплексных частиц с точностью, достаточной для общего сравнения. Рассчитанные величины удельных ионных и атомных объемов химических элементов до № 40 и некоторых комплексов представлены на диаграмме (рис. 27). Атомы и ионы разбиваются на следующие достаточно характерные группы по удельным объемам (учитывая частицы, присутствие которых в земной коре наиболее вероятно):

- более 1,0 — атомы He;
- 0,6—1,0 — атомы Ne, Ar; свободные ионы O^{2-} , Cl^- ;
- 0,4—0,6 — атомы H; свободные ионы F^- , Cl^- в соединении с Na^+ ;
- 0,3—0,4 — атомы Kr; свободные ионы Bg^- ;

- 0,2—0,3—свободные ионы K^+ , Cl^- в хлор-кремниевых комплексах, кислород (взятый отдельно) в кремне-кислородных комплексах, фтор-кремниевые комплексы типа $[SiF_6]^{2-}$, комплексы $[CO_3]^{2-}$;
- 0,1—0,2—свободные ионы Li^+ , Na^+ , Rb^+ , Ca^{2+} , Cs^- ; Be^{2+} ; B^{3+} в кислородных соединениях; комплексы $[SiO_4]^{4-}$, $[AlO_4]^{5-}$, $[PO_4]^{3-}$, $[SnF_6]^{2-}$, $[GeO_4]^{4-}$, $[GaO_4]^{5-}$, $[WO_4]^{2-}$; Cu^{2+} , Zn^{2+} в комплексах с серой;
- 0,05—0,1— Ti , V , Cr , Mn , Fe , Co , Ni в кислородных соединениях;
- менее 0,05—свободные ионы Ti^{4+} , V^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} .

Намеченная группировка достаточно четко соответствует особенностям распределения химических элементов в пределах земных оболочек, что еще раз подчеркивает роль удельных ионных и атомных объемов в поведении элементов в процессах эволюции земной коры и мантии.

Рассматривая тенденцию к перераспределению химических элементов по вертикали в зависимости от удельных объемов ионов или атомов в качестве главного фактора эволюции земных оболочек, следует отметить, что накопление кислорода в верхней части земной коры обязано именно этому процессу. Не касаясь в настоящей работе механизма перераспределения (фракционное выплавление, зонная плавка, диффузия и т. д.), рассматривавшегося в последнее время рядом исследователей [26, 28, 43 и др.], подчеркнем следующее: избирательному выплавлению из мантии в процессе ее эволюции подвергаются элементы, которые образуют в расплавах и растворах комплексные ионы с кислородом, обладающие относительно большими удельными объемами, а также элементы, большие размеры ионов которых нарушают энергетическое равновесие катион-кислородного каркаса в условиях высоких давлений мантии.

К первой группе элементов-транспортёров кислорода в первую очередь относятся кремний, алюминий, а также многие второстепенные и редкие элементы, накапливающиеся в «гранитной» оболочке. Главный представитель второй группы элементов — калий.

Вынос кремне-кислородных и алюмо-кислородных комплексов, а также крупных ионов калия в поверхностную зону верхней мантии служит главным фактором, определившим формирование литосферы. Последующая эволюция литосферы, отраженная в геохимических и минералогических особенностях слагающих ее пород, развивалась параллельно с эволюцией мантии в направлении дальнейшего перераспределения элементов. Большую роль при этом играли явления дегазации и дегидратации мантии, значение которых подчеркнуто А. П. Виноградовым [26]. Исходя из удельных объемов мигрирующих частиц, нетрудно показать, что и в этом случае движущей силой процесса являлось стремление к установлению гравитационного равновесия во внешних оболочках планеты. Водные растворы, генерированные в мантии, способствовали перераспределению кислорода путем выноса в поверхностные и приповерхностные зоны литосферы огромных масс воды и растворенных в ней соединений

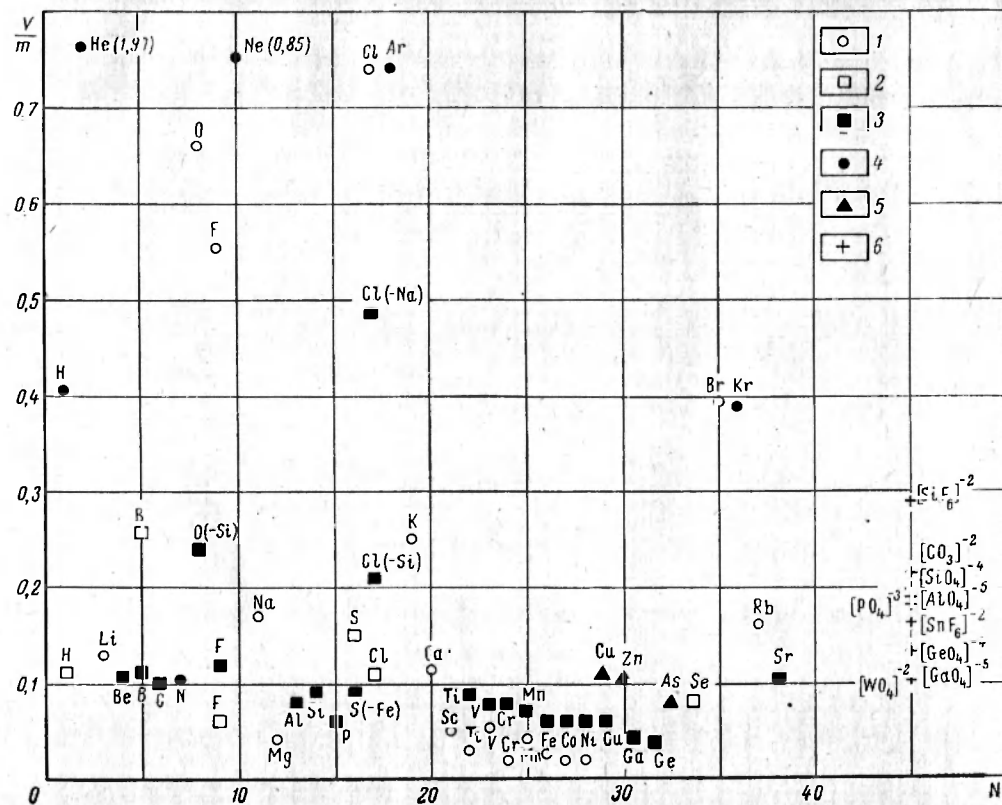


Рис. 27. Удельные объемы некоторых атомов и ионов

1 — для истинных ионов; 2 — для ионов, связанных в соединениях ковалентной связью; 3 — для ионов, связанных в соединениях смешанной связью (металлы — кислород, кремний — кислород, хлор — кремний, хлор — натрий, сера — железо и др.); 4 — для атомов; 5 — для ионов халькофилов, связанных с серой; 6 — для комплексных ионов

кремния. С этими же растворами из мантии и глубоких частей литосферы удаляются крупные ионы калия и ряд комплексных анионов, во внешней сфере которых могут находиться кислород, фтор, хлор, сера, бор или углекислота. Присутствие этих ионов в областях высокого давления также нарушает стремление катион-кислородного каркаса к плотнейшей упаковке. Перераспределение элементов в литосфере в зависимости от удельных объемов мигрирующих частиц и образуемых в процессах миграции стабильных минеральных фаз определило различное в принципе поведение кремния и алюминия в формировании «гранитной» и «базальтовой» оболочек. Алюминий, выплавлявшийся из мантии в составе базальтовых магм, в основном накапливался в «базальтовой» оболочке, замещая кремний в структурах плагиоклазов (см. гл. III, разделы «Алюминий» и «Кальций»). В то же время кремне-кислородные комплексы в составе глубинных водных растворов, несущих также калий, мигрировали в самые верхние участки литосферы, осуществляя в этих участках развитие высокотемпературных процессов кремний-калиевого метасоматоза (гранитизации), ведущих к формированию кислых пород гранитного состава.

Процессы гранитизации, как известно, наиболее широко развиты в раннем докембри. Однако и в более позднее время (включая и современный период эволюции земной коры) потоки обогащенных кремнием и калием глубинных («сквозьмагматических», по Д. С. Коржинскому) растворов, поднимающиеся из мантии по зонам региональных разломов как в пределах геосинклиналей, так и активизированных платформ, играют главную роль в образовании в пределах литосферы локальных очагов кислой и щелочной магмы. Как следует из сравнения составов «базальтовой» и «гранитной» оболочек, накопление в последней кислорода, кремния и калия выступает как главный геохимический фактор различия этих геосфер.

Как известно, «гранитная» оболочка развивается только в пределах континентальной коры земного шара. Ее отсутствие в пределах океанической коры в первую очередь свидетельствует о том, что в этих районах земного шара явления перераспределения элементов в литосфере, сопровождавшиеся развитием процессов формирования кислых пород, не получили соответствующего развития. Рассмотрение причин подобного геохимического различия в формировании континентальной и океанической коры, определяемых рядом глобальных факторов развития нашей планеты, выходит за рамки настоящей работы. Однако во всех построениях следует учитывать фактор времени. Убедительные доказательства наличия материкового дрейфа, полученные в последнее время в результате глубоководного бурения океанического дна в Атлантическом и Тихом океанах, заслуживают с этой точки зрения серьезного внимания. Отметим, что необратимые процессы перестройки катион-кислородного каркаса наружных оболочек Земли в направлении достижения максимального термодинамического равновесия продолжают непрерывно и в настоящее время.

Гипотеза, объясняющая дифференциацию верхних оболочек нашей планеты и формирование земной коры перераспределением химических элементов в гравитационном поле Земли, позволяет рассматривать степень подобной дифференциации как функцию гравитационного поля планеты и времени эволюции ее вещества. Применение этого принципа к анализу внутреннего строения других планет также может оказаться плодотворным. С этой точки зрения понятно, в частности, отсутствие силикатической коры на Луне и относительно слабая степень дифференциации ее внешней оболочки по сравнению с Землей.

В свете рассматриваемой гипотезы получают объяснение факты накопления калия, титана, фосфора и ряда редких элементов в наиболее глубинных продуктах выплавления ультраосновных и основных магм — кимберлитах и щелочных базальтоидах, а также вероятные явления «базификации» и «декализации» метаморфических и относительно кислых магматических пород [12], попадающих в результате тех или иных геологических процессов в глубинные части литосферы и в верхнюю мантию.

Кислые магматические породы литосферы в соответствии с имеющимися геохимическими данными весьма резко разделяются на две группы — граниты и гранодиориты. Химический состав гранодиоритов аналогичен среднему составу осадочных и метаморфических пород. Они, вероятно, в значительной мере образованы в результате процессов их палингенеза. С этой точки зрения интересно отметить, что главные элементы рудной минерализации, типичные для группы гранодиоритов — кварцевых диоритов (медь, молибден), в то же время являются характерными элементами осадочного процесса, накапливающимися в песчано-сланцевых осадках. Кислые метаморфические породы — кристаллические сланцы и гнейсы — по составу значительно более основные, чем граниты, поэтому возможность палингенного образования гранитов без решающего участия мантийных растворов, обогащенных кремнием, калием и рядом летучих и редких элементов, представляется маловероятной. С рассматриваемых позиций автор отдает предпочтение гипотезе подкорового происхождения оруденения, связанного с интрузивными гранитами, трактуя относительное обогащение гранитного субстрата рядом металлов, преимущественно комплексобразователей, как процесс, обусловленный деятельностью гранитообразующих подкоровых калий-кремниевых растворов. Подобная точка зрения, естественно, не исключает возможности заимствования теми же растворами определенных металлов из пород нижних частей земной коры, а также из метаморфических пород, преобразуемых глубинными растворами в процессе формирования гранитных расплавов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адамян А. А.* Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
2. *Александров А. Л.* Статистические оценки параметров распределения калия, натрия, рубидия и лития в гранитоидах байкалид и их прикладное значение. — «Геохимия», 1969, № 4.
3. *Альмухамедов А. И.* Титан в трапах Сибирской платформы. — В кн.: Петрология и металлогения базитов, 1968.
4. *Аношин Г. Н., Потапов В. В.* Щелочи и элементы-минерализаторы (В, F) в гранитах Кольванского массива. — «Геология и геофизика», 1965, № 7.
5. *Аренс Л. X.* Распределение элементов в изверженных породах. — В кн.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука», 1964.
6. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. М., Госгеолтехиздат, т. I, 1961; т. II, 1962.
7. *Атрашенко Л. Я., Крылов А. Я.* Радиоактивность пород Антарктического полуострова и дуги Скотия (Западная Антарктида). «Геохимия», 1967, № 8.
8. *Афанасьев Г. Д.* О границе земной коры и верхней мантии. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Докл. советских геологов на XXIII сессии МГК. М., «Наука», 1968.
9. *Барт Т. Ф.* Состав и эволюция магмы южной части срединного Атлантического хребта. В кн. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1964.
10. *Барт Т. Ф.* Соотношение натрия в изверженных и осадочных породах. — В кн. Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.
11. *Белов Б. И.* О геохимическом смысле законов распределения концентрации вещества. — В кн.: Математические методы геохимических исследований. М., «Наука», 1966.
12. *Белоусов В. В.* Некоторые общие вопросы развития тектоносферы. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Докл. советских геологов на XXIII сессии МГК. М., «Наука», 1968.
13. *Бельков И. В.* Киацитовые сланцы свиты кейв. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
14. *Беус А. А.* Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудоносности геологических комплексов. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М., «Недра», 1966.
15. *Беус А. А.* Геохимические критерии. — В кн.: Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1968.
16. *Беус А. А., Ситнин А. А.* Геохимические особенности гранитоидов кукульбейского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье. — «Советская геология», 1967, № 9.

17. *Беус А. А., Григорян С. В. и др.* Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., «Недра», 1965.
18. *Бобривич А. П., Соболев В. С.* Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы. В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962.
19. *Бойд Ф. Р., Мак Грегор И. Д.* Ультраосновные породы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
20. *Борисенко Л. Ф.* Малые элементы и вопросы генезиса гипербазитов Нижне-Тагильского массива. — «Геохимия», 1961, № 12.
21. *Бородин Л. С., Гладких В. С.* Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах. — «Геохимия», 1968, № 5.
22. *Вагер Л. Р., Митчелл Р. Л.* Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаэрград, Гренландия. — В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
23. *Ван дер Варден Б. Л.* Математическая статистика. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
24. *Вергунов Г. П.* Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов. Докл. АН СССР, т. 158, № 3, 1964.
25. *Веселовская М. М.* Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.
26. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
27. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7.
28. *Виноградов А. П.* К происхождению лунных пород. — «Геохимия», 1970, № 1.
29. *Виноградов А. П., Ронов А. Б.* Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. — «Геохимия», 1956, № 6.
30. *Волков В. П., Савинова Е. Н.* О соотношении калия и рубидия в процессе эволюции известково-щелочных и щелочных магм. — «Геохимия», 1961, № 12.
31. *Воробьева О. А.* Щелочные породы СССР. Докл. советских геологов на XXI сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960.
32. *Воробьев В. Я., Жукова В. С.* Выбор информативных показателей в геологических задачах классификации. — «Геохимия», 1968, № 6.
33. *Высокоостровская Е. Б.* Геохимические особенности среднекембрийских магматических пород Восточного Горного Алтая. — «Геохимия», 1961, № 3.
34. *Гаскельберг В. Г., Подольский Ю. В., Радзевич Н. А.* Химический состав щелочных гранитов центральной части Кольского полуострова как источник информации об их генезисе. — «Советская геология» 1969, № 3.
35. *Георкян Р. Г.* О влиянии щелочности и температуры на распределение молибдена и олова при кристаллизации базальтовой магмы. — «Геохимия», 1969, № 12.
36. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы, масштаб 1 : 2 500 000. Под ред. Л. А. Варданянца. Изд. ВСЕГЕИ, 1966.
37. *Герасимовский В. И.* Основные черты геохимии нефелиновых сленитов Кольского полуострова. — «Геохимия», 1967, № 11.
38. *Гладких В. С., Жук-Почекутов К. А., Леонтьев Л. Н.* Редкие элементы в щелочной эффузивной ассоциации Маймеча-Котуйской провинции (Северо-Запад Сибирской платформы). — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965.
39. *Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. В. и др.* Граниты Южной Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 15, 1963.
40. *Гнеденко Б. В.* Курс теории вероятностей. М., Госгеолтехиздат, 1954.
41. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного минералообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965.

42. Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия. В кн.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука», 1964.
43. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
44. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
45. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эглогит и применение результатов этого изучения в петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
46. Грудинин М. И. Геология и петрология Давыренского габбро-перидотитового плутона (Северное Прибайкалье). — «Геология и геофизика», 1963, № 6.
47. Грудинин М. И., Кузнецова А. И. О распространении никеля, хрома и кобальта в габбро-перидотитовых породах бассейна р. Тыи (Северное Прибайкалье). — «Геохимия», 1961, № 2.
48. Демин А. М., Ситний А. А. К петрохимии палеозойских гранитоидов Большого Кавказа. — В кн.: Вопросы магматической геологии. М., «Наука», 1969.
49. Деминицкая Р. М. Кора и мантия земли. М., «Недра», 1967.
50. Денисов Е. П. Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Докл. советских геологов на XXIII сессии МГК. М., «Наука», 1968.
51. Дзали Р. Э. Изверженные породы и глубины земли. Л.—М., ОНТИ, 1936.
52. Егоров А. П. Данные о содержании бора в некоторых метаморфических породах и их гранитизированных разностях в районе Таежного железорудного месторождения в Южной Якутии. — «Геохимия», 1961, № 9.
53. Елисеева О. П. Геолого-петрографическая характеристика интрузивных пород центральной части Северного Казахстана. — В кн.: Вопросы петрографии Казахстана. М., «Наука», 1966.
54. Ефимов И. А. Закономерности распространения и образования пород эглогитовой формации Северного и Южного Казахстана. — В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. Госгеолтехиздат 1964.
55. Жиров К. К., Урусова М. А. К геохимии щелочей в гранитах Таракского массива Енисейского кряжа. — «Геохимия», 1962, № 2.
56. Зарянов К. Б. О петрохимических особенностях некоторых гранитных интрузий Казахстана. — «Геохимия», 1965, № 5.
57. Каминский Ф. В. Особенности кимберлитовых пород Алданского щита. — «Советская геология», 1969, № 4.
58. Кепижинская В. В., Кепижинская К. Б. Петрохимия фацций верхнепалеозойских вулканогенных пород Токраукского синклинория (Центральный Казахстан). — «Советская геология», 1967, № 9.
59. Конторович А. Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты. — «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 3.
60. Крамер Г. Математические методы статистики. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1948.
61. Кузьмин М. И. Геохимические особенности мезозойских интрузий центральной части Восточного Забайкалья. В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. М., «Недра», 1966.
62. Курдюков А. А. Связь литологического контроля оруденения с физико-химическими свойствами горных пород. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 2.
63. Кутюлин В. А. Некоторые проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Докл. АН СССР, т. 176, № 3, 1967.
64. Кутюлин В. А. Петрохимические особенности базальтов разных формационных типов и состав верхней мантии Земли. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Докл. советских геологов на XXIII сессии МГК. М., «Наука», 1968.
65. Кутюлин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969.

66. *Легейдо В. А.* Геохимия олова в гранитоидах Восточной Сибири. Автореферат кандидатской диссертации. Иркутск, 1967.
67. *Луцицкий В. И.* Петрография Крыма. М., Изд-во АН СССР, 1939.
68. *Малахов И. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 79, 1966.
69. *Мархинин Е. К., Сапожникова А. М.* О содержании Ni, Co, Cr, V и Si в вулканических породах Камчатки и Курильских островов. — «Геохимия», 1962, № 6.
70. *Масленников В. А., Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б.* Древнейшие горные породы Кольского полуострова. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1961, вып. 12.
71. *Масленников В. А., Глебова-Кульбах Г. О.* Граниты Кольского полуострова и Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1963, вып. 15.
72. *Михайлов Б. М.* Геология и полезные ископаемые Либерийского щита. М., «Недра», 1969.
73. *Морковкина В. Ф.* Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М., «Наука», 1964.
74. *Морозов Н. П.* К геохимии щелочных элементов в морских осадках. — «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 6.
75. *Нестеренко Г. В., Авилова Н. С., Смирнова Н. П.* Редкие элементы в траппах Сибирской платформы. — «Геохимия», 1964, № 10.
76. *Нокколдс С. Р., Аллен Р.* Геохимические наблюдения. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958.
77. *Одикадзе Г. Л.* О некоторых геохимических особенностях распределения K, Rb и Tl в гранитоидах Дзирульского кристаллического массива (Западная Грузия). — «Геохимия», 1967, № 1.
78. *Одикадзе Г. Л.* Некоторые особенности распределения редких и рудных элементов в Эльджуртинском интрузивном массиве Кабардино-Балкарской АССР. — «Геохимия», 1968, № 10.
79. *Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Альпийские гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966.
80. *Плошко В. В.* Новые данные о первичной природе ультрабазитов зоны Уруштен-Маркопиджского разлома Кавказа. — В кн.: Вопросы магматической геологии. Л., «Наука», 1969.
81. *Половинкина Ю. И.* Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Тр. ВСЕГЕИ, 1954, т. 1.
82. *Поляков В. В., Ситнин А. А., Маткова Г. И.* Геохимические особенности верхнемеловых раннетретичных гранитоидов Юго-Восточного Приморья. «Советская геология», 1968, № 3.
83. *Полдверваарт А.* Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
84. *Попкова М. И., Кайдалова Е. Ф.* и др. Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, 1961.
85. *Пополитов Э. И., Коваленко В. И., Знаменский Е. Б.* К геохимии титана в среднепалеозойских интрузиях Северо-Восточной Тувы. — «Геохимия», 1966, № 3.
86. *Радонова Т. Г.* Зональность пропилитов и вторичных кварцитов Красен-Петелевской зоны Панагюрского района. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 2.
87. *Разумовский Н. К.* Логарифмически нормальный закон распределения вещества и его свойства. Зап. ЛГИ. т. 20, 1948.
88. *Разумовский Н. К.* О значении логарифмически нормального распределения частот в петрологии и геохимии. Докл. АН СССР, т. 33, № 1, 1941.
89. *Рингвуд А. Э., Грин Д. Х.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эглогит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
90. *Рингвуд А. Э., Мак Грегор И. Д., Бойд Ф. Р.* Петрографический состав верхней мантии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
91. *Родионов Д. А.* К вопросу о логнормальном распределении содержаний элементов в породах. — «Геохимия», 1961, № 4.

92. Родионов Д. А. Об оценивании среднего содержания и дисперсии логнормально распределенных компонентов в горных породах. — «Геохимия», 1962, № 7.
93. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.
94. Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ (по данным литолого-геохимических карт). Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 4.
95. Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического состава песчаных пород. — В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
96. Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — «Геохимия», 1964, № 8.
97. Ронов А. Б., Гирин Ю. П. и др. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. — «Геохимия», 1964, № 8.
98. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — «Геохимия», 1965, № 2.
99. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформы. — «Геохимия», 1970, № 4.
100. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — «Геохимия», 1967, № 11.
101. Салтыковский А. Я. О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов. — «Советская геология», 1963, № 10.
102. Сахама Т. Г. Рассеянные элементы в породах южной финской Лапландии. — В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
103. Свиридов В. В. О распределении породообразующих элементов в коростеньских гранитах и амфиболитах Украинского кристаллического массива. Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3.
104. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. М., Физматгиз, 1959.
105. Соболев М. Ф. Особенности генезиса и состава пород дунит-проксепит-габбровой формации Урала. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Докл. советских геологов на XXIII сессии МГК. М., «Наука», 1968.
106. Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР. М., Госгеолгиздат, 1952.
107. Соловьев С. П. Некоторые вопросы химизма магматических горных пород. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 93, вып. 6, 1964.
108. Старков Н. П. Ультраосновные породы Вишерско-Сарановского пояса. — В кн.: Метаморфические формации, магматизм и металлогения Урала. Свердловск, 1969.
109. Струве Э. А. Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950.
110. Сулова С. И., Полферов Д. В. Особенности миграции элементов при метаморфизме основных — ультраосновных массивов юго-востока Воронежской антеклизы. — «Геохимия», 1968, № 12.
111. Толстой М. И. Некоторые вопросы методики оценки металлоносности геологических образований и обнаружения эндогенных геохимических ореолов. Изд-во Киевского ун-та, 1964.
112. Трофимов В. С. Форма, размеры и состав кимберлитовых тел. — «Советская геология», 1968, № 11.
113. Удовкина Н. Г. Эклогиты и процессы эклогитизации на Полярном Урале. В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964.
114. Федоренко Я. Д., Менакер Г. А. Коэффициенты вариации и характеристика распределения малых и редких элементов в осадочных отложениях Латвии. Изв. АН Латв. ССР, 1966, № 9.

115. Ферсман А. Е. Химические элементы Земли и космоса. Пг. 1923.
116. Ферсман А. Е. Геохимия, т. I—II. ОНТИ, 1933—1934.
117. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1955.
118. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Траянова М. В. Рубидий, стронций и свинец в гранитоидах Урала. — «Геохимия», 1967, № 1.
119. «Физико-географический атлас мира». АН СССР, ГУГК, М., 1964.
120. Флейшер М., Чао Э. К. Т. Некоторые проблемы подсчета среднего содержания элементов в земной коре. Тр. XXI МГК, вып. III. М., «Мир», 1964.
121. Францссон Е. Р. Петрология кимберлитов. М., «Недра», 1968.
122. Фролова Т. И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. — «Советская геология», 1968, № 11.
123. Шаранов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965.
124. Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение ультрабазитов. — «Советская геология», 1961, № 8.
125. Adams J. A. S. The uranium geochemistry of Lassen Volcanic National Park, California. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1955, v. 8, 74—85.
126. Adams J. A. S., Mahdavi A., Rogers J. J. W. Thorium, Uranium and Potassium in Gulf and Atlantic Coast Beach Sands. Program 1963 Annual Meeting. The Geological Society of America, 1963.
127. Ahrens L. H. Lognormal — type distributions in igneous rocks-IV. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1963, v. 27, N 4, 333—344.
128. Ahrens L. H. A fundamental law of Geochemistry, 1953. Nature, vol. 172, N 4390.
129. Ahrens W. Beitrage zur Kenntnis der Phonolite und Trachite im Laacher — See — Gebiet. Chemie der Erde, 1930, Bd V.
130. Alderman A. R. Eclogites in the neighbourhood of Glenelg, Invernesshire. Geol. Soc. London Quart. Jour., 1936, v. 92, 488—530.
131. Alexander J. B., Harral G. M., Flinter B. A. Chemical analyses of Malayan rocks, commercial ores, alluvial mineral concentrates. Geol. Survey of Malaya, 1964 Professional Paper E—64. I—C.
132. Alekseev E., Boyadjieva R. Content of rare earths in the standard igneous rocks G—I, W—I and G—B. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, v. 30, N 2.
133. Allen J. B., Charsley T. J. Nepheline-Syenite and Phonolite. London, 1968.
134. Amoral G., Gordani U. G., Kawashita K., Reynolds J. H. Potassium-Argon dates of basaltic rocks from South. Brazil. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, v. 30, N 2.
135. Annual Report of the Geological Survey, Borneo Region, Malasia, 1964.
136. Arkal P. Correlations of rate of cooling texture and mineralogical composition in the pyroxene andesite complex of the Cserhat Hills. Acta Geol. Acad. Hungar., 1968, t. 12 (1—4), 11—30.
137. Baker I. Compositional variations of minor intrusions and the form of volcano magma chamber. Q. Journ. of Geol. Soc. London, 1968, v. 124, 67—69.
138. Baragar W. R. A. Major-element geochemistry of the Noranda Volcanic belt Quebec-Ontario. Canad. Journ. Earth. Sci., 1968, v. 5, N 4, Part I, 773—790.
139. Barta I. Hydrogeochemical investigations in the Tokaj Mountains. Acta Geol. Acad. Scient. Hungar. 1968, t. 12 (1—4), 117—165.
140. Bateman P. C. Geology and tungsten mineralization of the Bishop District California. U. SS Geol. Surv. Prof. Pap. 470, 1965.
141. Beus A. A. On statistical distribution of the Average abundances of Chemical Elements in the Earth Crust and Meteorites. In book: Origin and distribution of the elements. Pergamon Press, 1969.
142. Billings G. K., Ragland P. C. Geochemistry and mineralogy of the recent reef and lagoonal sediments South of Belize (British Honduras). Chem. Geol., 1968, v. 3, N 2, 135—153.

143. *Biossonas J.* Stades succeffifs de la formation du massif de granite intrusif d In — Tounine (Hoggar central). C. r. Acad. Sci. 1959, 248, N 3, 432—433.
144. *Barth T. F. W.* On the distribution of oxygen in the lithosphere. Jour Geol., 1948, v. 56, 41—49.
145. *Barth T. F. W.* Abundances of the elements, areal averages and geochemical cycles. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, v. 23, 1—8.
146. *Barth T. F. W.* The Geochemical Evolution of Continental Rocks. A model. In book: Origin and distribution of the Elements, 1969.
147. *Birch F.* Density and composition of the mantle and core. Journ. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 20, 4377—4388.
148. *Bonatti E.* Mechanism of deep-sea volcanism in the South Pacific. In book: Researches in Geochemistry, v. 2, 1966. New-York-London-Sydney.
149. *Bostrom K.* The Problem of Excess Manganese in Pelagic Sediments. Researches in Geochemistry vol. 2 New-York-London-Sydney.
150. *Bowen N. L., Schairer J. F., Willems H. W. V.* The ternary system $\text{Na}_2\text{SiO}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$. Amer. Jour Sci, 1930, v. 20, 405—455.
151. *Bowes D. R., Park R. C.* Metamorphic Segregation Banding in the Loch Kerry Basite Sheet from the Lewisian of Gairloch. Ross-shire, Scotland. Journ. of Petrology, 1966, v. 7, part 2, 306—330, London.
152. *Bradley W. H.* Geology of Green River Formation and associated Eocene rocks in south-western Wyoming and adjacent parts of Colorado and Utah. U. S. Geol. Surv. Profess Paper 496—A, Washington, 1964.
153. *Braynikov B.* La distribution de l'oxygene dans la lithosphere. Bull. Soc. Geol. France, 1945, v. 15, 329—336.
154. *Brenon P., Orloff O.* Analyses de roches de Madagascar (1923—1955). Direction des Mines et de la Geologie de Madagascar. Service Geologique, 1956. Tananarive.
155. *Brown H., Patterson C.* The composition of meteoritic matter. J. Geol., 1948, v. 56, 85—111.
156. Bulletin du Service de Geologie et de prospection Miniere. Analyses de Rockes silicates de L' Africa Occidentale Francaise 1958, N 27, Dakar.
157. *Burke W. H., Otto J. B., Denson R. E.* Potassium-Argon Dating of Ralsaltic Rocks. J. of Geophys. Res., 1969, v. 74, N 4.
158. *Carmichael I. S. E.* The Petrology of Thingmuli, a Tertiary Volcano in Eastern Iceland. Journ. of Petrology, 1964, v. 5, part 3, 435—60.
159. *Carmichael I. S. E.* Trachytes and their feldspar phenocrysts. Miner. Magaz., 1965, v. 34, London.
160. *Chao Tsung-Pu.* Petrochemical study of the Cenozoic basaltic rocks in Eastern China. Intern. Geol. Rev. 1960, v. 2, N 3, N 4.
161. *Chayes F.* Titania and alumina content of oceanic and circumoceanic basalt. Mineral. Magaz., 1965, v. 34, 129—131.
162. *Christensen N.* Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars. Journ. Geophys. Res., 1965, v. 70, 6147—6164.
163. *Clarke F. W.* The relative abundance of the chemical elements. 1889, Philos. Soc. Wachington Bull., v. 11.
164. *Clarke F. W.* The Data of Geochemistry U. S. Geol. Surv. Bull. 770, 1924, Washington.
165. *Clarke F. W., Washington H. S.* The composition of the Earth's Crust. 1924, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 127.
166. *Clin M., de la Roche H., Lelong F., Poty B.* Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaous (Pyrenees centrales). Sciences de la terre, Tome IX (1962—1963), N 2, 149—174, 1963, Nancy.
167. *Cocco G., Gottardi G., Tonani F.* Recerche di metodologia geochemica. Periodica di Mineralogia Anno XXVI, n 2—3, 1957, Roma.
168. *Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W.* Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. Geol. Soc. Amer. Bull, 1965, v. 76, 483—508.
169. *Compston W., MC. Dougall I., Heir K. S.* Geochemical comparison of the Mesozoic basaltic rocks of Antarectica, South Africa, South America and Tasmania. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, N 2, 129—149.

170. *Conway E. J.* Mean Geochemical Data on relation to Oceanic evolution. Proc. Irish Royal Acad., 1943, v. 38, Sect. B, N 8, 122—159.
171. *Cook K. L.* The Problem of the Mantle Crust Mix: Lateral Inhomogeneity in the Uppermost Part of the Earth's Mantle. Advances in Geophysics, vol. 9, 1962.
172. *Cooper J. A.* The flame photometric determination of potassium in geological materials used for potassium argon dating. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1963, v. 27, N 5, 525—546.
173. *Correns C. W.* Über einen Basalt vom Boden des atlantischen Ozeans and seine Zersetzungsrinde. Chem. Erde, 1930, 76—86.
174. *Cullen D. J.* Quaternary Volcanism at the Antipodes Islands. Journ. of Geophys. Res., 1969, v. 74, N 17.
175. *Czerminski J., Harapinska-Depcuch M. G.* Katalog analiz chemicznych skal i mineralow Polski czese, 1900—1950. Institut Geologiczny Prace, t. XXV, 1959.
176. *Daly R. A.* Igneous rocks and their origin. New-York Mc Graw Hill Book Co., 1914.
177. *Daly R. A.* Average chemical composition of igneous-rock types, 1910, Am. Acad. Arts. and Sci. Proc. v. 45, p. 211—240.
178. *Denaeeyr M., Schellinck.* Recueil d'analyses des laves du fosse tectonique de l'Afrique Centrale (Kivu, Rwanda, Toro-Ankole). Musee Royal de l'Afrique Centr. Annales. — 1965 Serie in 8. Scienc. Geol. N 49 Belgique.
179. *Deshmukh S. S.* Geology of the area around Taljhari and Berhait, Rajmahal Hills, Santhal Paraganas, Bihar with a discussion on the differentiation trends in the Rajmahal traps. Intern. Geol. Congr. 22 sess, Part VII. Sect. 7, Plateau Basalts. New Delhi, 1964.
180. *Eade K. E., Fahrig W. F., Maxwell J. A.* Composition of crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism. 1966, Nature, N 5083, 1247—1249.
181. *El-Hunnawi E. E.* Petrochemical characters of African volcanic rocks. Neues Jahrb. Mineral Monatsh, 1964, H. 3, H. 6.
182. *El Wakeel S. K., Riley J. P.* Chemical and Mineralogical Studies of Deep Sea Sediments. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, v. 25, 110—146.
183. *Engel A. E. J., Engel C. C.* Composition of basalts from the mid — Atlantic Ridge. Science, 1964, 144, 1330—1333.
184. *Engel A. E., Engel C. G., Havens R. G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, v. 76, N 7, 719—734.
185. *Engelhardt W. V.* Die Geochemie des Barium 1936, Chemie der Erde, v. 10, 187—246.
186. *Erland A. J., Hofmer P. K.* K/Rb and K/Cs ratios in Karroo dolerites from South Africa. — «Journ. Geophys. Res.», 1966, v. 71, N 22.
187. *Eskola P.* On the eclogites of Norway. Vidensk. — selskapets. Skr., Kristiania. Matemat. — Naturvid. Kl., 1921, N 8, 1—118.
188. *Fahrig W. F., Eade K. E., Adams J. A. S.* Abundance of Radioactive Elements in Crystalline Shield Rocks. 1967, Nature, vol. 214, N 5092.
189. *Fahrig W. F., Eade K. E.* The chemical evolution of the Canadian Shield. Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5, N 5.
190. *Fiala F.* The Horny Chom Mt. near Ihrac, a miocene volcano of pelean type in the Kremnica Mts. Carpatho-Balcan Geol. Assoc. VII Congress, Sofia, Reports, Part III, 1965.
191. *Fiorentini M., Pettinicchio L., Potenza R.* Geochimica dello Sr, Li ed altri elementi nelle anfiboliti e prasiniti dell'alta Valtellina. 1968, Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt. B. 48, H 2.
192. *Fleisher M.* Recent estimates of the abundances of the elements in the earth's crust. U. S. Geol. Surv. Circ., 285, 1953.
193. *Foldvari-Vogl M., Bojtös-Varrok K.* Vergleichende Geochemische Untersuchungen an Granites aus Ungarn. Acta Geol. Acad. Scient. Hungar., 1968, t. 12 (1—4), 99—115.
194. *Forbes R. B.* The comparative chemical composition of eclogite and basalt. J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 6, 1515—1522.

195. *Fronde! C., Klein C. and Ito J.* Mineralogical and chemical data on Apollo 12 lunar fines. In: Abstr., 1971 Lunar Conf. Houston., pp 45—46.
196. *Gast P. W.* Terrestrial Ratio of Potassium to Rubidium and the Composition of Earth's Mantle. *Science*, Febr. 1965, vol. 147, 858—860.
197. *Gilluly J., Gates O.* Tectonic and Igneous Geology of the Northern Shoshone Range, Nevada. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 465, Washington, 1965.
198. *Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S.* Chemistry of Pacific Pelagic Sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1958, v. 13, 153—212.
199. *Goldshmidt V. M.* Geochemistry. London. Oxford Univ. Press, 1954.
200. *Graf D. L.* Geochemistry of Carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Ill. state Geol. Surv. Circ., 301, 1960.
201. *Green D. H.* The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. *Jour. Petrol*, 1964, v. 5, part I, 134—188.
202. *Green J.* Abundances and distribution of elements. Douglas Advanced Research. Lab. Research communicat. 91, 1969.
203. *Green J., Poldervaart A.* Some basaltic provinces. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1955, v. 7, 177—188.
204. *Gross D. B., Heinrich E. Wm.* Petrology and Mineralogy of the Mount Rosa area El Paso and Teller Counties, Colorado I. The Granites. *American Mineralogist*, vol. 50, Sept., 1965.
205. *Grout F. F.* Petrographic and chemical data on the Canadian Shield. *J. Geol.*, 1938, v. 46.
206. *Gunn B. M.* Layered intrusions in the Ferrar dolerites, Antarctica. *Miner. Soc. of Amer.*, 1963, Spec. Paper I.
207. *Hall A. L.* Analyses of rocks, minerals, ores, coal, soils and waters from Southern Africa. Union of South Africa. Geol. Survey, Memoir N 32, 1938.
208. *Hall A. A.* Petrogenetic study of the Rosses granite complex, Donegal. *Jour. of Petrol.*, 1966, v. 7, part 2, 202—220.
209. *Halpern M.* Rb-Sr dates from West Antarctica. *Journ. of Geophys. Res.*, 1967, v. 72, N 20.
210. *Hamilton W.* Diabase Sheets of the Taylor Glacier Region, Victoria Land, Antarctica. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 456—B, Washington, 1965.
211. *Hamilton W., Montjoy W.* Alkali content of alpine ultramafic rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, v. 29, N 6, 661—667.
212. *Harris P. G., Reay A., White I. G.* Chemical composition of the Upper Mantle. *Jour. of Geophys. Res.*, 1967, v. 72, N 24, 6359—6370.
213. *Hausen H.* On the Geology of Furventura (Canary Islands). *Soc. Scient. Fennica. Commentationes Phys. — Mat.* XXII-1, 1958.
214. *Heir K. S.* Uranium thorium and potassium in eclogitic rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1963, v. 27, N 8.
215. *Heir K. S.* Some Crystallo-chemical Relations of Nephelines and Feldspars on Stjerneoy, North Norway. *Journ. of Petrology*, 1966, v. 7, part I, 95—113.
216. *Heir K. S., Rogers J. J. W.* Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1963, v. 27, N 2, 137—154.
217. *Heir K. S., Brook C.* Geochemistry and the genesis of the Heemskirk granite, West Tasmania. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, v. 30, N 6.
218. *Heir K. S., Rhodes J. M.* Thorium uranium and potassium concentrations in granites and gneisses of the Rum Jungle Complex, Northern Territory, Australia. — «*Econ. Geology*», 1966, v. 61, N 3.
219. *Herz N.* Chemical composition of Precambrian Pelitic Rocks, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 450—C, 1962.
220. *Hess H. A.* Primary peridotite magma. *Amer. J. Sci.*, 1938, v. 35, N 239.
221. *Hill T. P., Werner M. A., Horton M. J.* Chemical composition of sedimentary rocks in Colorado, Kansas, Montana, Nebraska, North Dakota and Wyoming. *Geol. Surv. Profess. Paper N 561*, Washington, 1967.
222. *Hirst D. M., Dunham K. C.* Chemistry and petrography of the Marl Slate of S. E. Durham, England. — «*Econ. Geology*», 1963, v. 58, N 6.

223. *Horn M. K.* A computer method for the geochemical balance of the elements. Huston, Texas, 1964.
224. *Horn M. K., Slack H. A.* COMLOG, a Comprehensive Computer System for Log Interpretation. Journ of Petrol. Tech. 1962, v. XIV, p. 1109—1114.
225. *Horn M. K., Adams J. A. S.* Computer-derived geochemical balances and element abundances. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, v. 30, 279—297.
226. *Hurley P. M., Fairbairn H. W., Pinson W. H., Faure G.* K-Ar and Rb-Sr minimum ages for the Pennsylvanian Section in the Narragansett Basin. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960, v. 18, N 3/4, 247—258.
227. *Ingram E. T., Bradford E. F.* The geology and Mineral Resources of the Kinta Vally, Perak. Geol. Survey. Records D. M. G. 1960.
228. *Kay M.* Sediments and subsidence through time. 1955, Geol Soc. America Spec. Paper 62, p. 665—684.
229. *Kistler R. W., Obradovich J. D., Jackson E. D.* Isotopic Ages of rocks and minerals from the Stillwater Complex, Montana. Jour. of Geophys. Res., 1969, v. 74, N 12, 3226—3237.
230. *Knopf A.* Composition of the average igneous rocks. Jour. Geol., 1916, v. 24, 620—622.
231. *Korting S.* Ein Beitrag Zur Geochemie des Fluor. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1951, v. 1, N 2.
232. *Kovach A., Balogh K., Panto G.* Strontium isotopic ratios in tertiary igneous rocks of the Tokaj Mountains, Northeastern Hungary. Acta Geol. Acad. Scient. Hungar., 1968, T. 12 (1—4), 79—97.
233. *Kozłowski K.* On the eclogite-like rocks of Stary Gierartov. Bull. de l'Acad. Polonaise des science. Ser. des. sci. chim. geol. et geogr., 1958, v. 6, N 11.
234. *Krieger M. H.* Geology of the Prescott and Paulden Quadrangles, Arizona. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 467, Washington, 1965.
235. *Kuenen P. H.* Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the Earth. Amer. Journ. Sci. 1941, v. 239, p. 161—190.
236. *Jackson E. D., Wilshire H. G.* Chemical composition of the Lunar surface at the Surveyor Landing Sites. Journ. of Geophys. Res., 1968, v. 73, N 24.
237. *Joplin G. A.* Chemical analyses of Australian rocks. Bureau Mineral. Res. Geol. and Geophys. Bull. , 1963, N 65.
238. *Lacroix A.* La Mineralogie de Madagascar. Vol. II, 1922; vol. III, 1923.
239. *Laszkiewicz A.* (ed), *Juskowiakowa M., Juskowiak O., Ryka W., Szandler I.* Katalog analiz chemicznych skal i mineralow Polski Czesc II 1951—1957. Institut Geologiczny Prace Tom XXVI 1961, Warszawa.
240. *Leith C. K., Mead W. J.* Metamorphic Geology. Henry Holt and Co., New-York, 1915.
241. *Lokka L.* Neuere chemische Analysen von Finnischen Gesteinen. Bull. Comm. Geol. Finlande, 1934, N 105.
- 241a. *Lokka L.* Chemical analyses of finish rocks. Bull. de la comission geol. de Finland, 1950, N 151.
242. *Loomis A. L.* Noritic anorthosite bodies in the Sierra Nevada batholith. Miner. Soc. of America Spec. Paper N 1, 1963.
243. *Lovering J. F., Morgan J. W.* Uranium and thorium abundances in possible upper mantle materials, Nature, 1963, v. 197, N 4863.
244. *Lovering T. G., Niles M. S., Graves M. L.* Spectrographic data on the composition of basaltic rocks. Geol. Surv. Profess. Paper. 1967, N 575.
245. *Maksimovic Z., Maksimovic S.* Lithium, Sodium and Potassium in Alpine Ultramafic Rocks. — In book: Origin and distribution of the Elements. Pergamon Press, 1969.
246. *Macdonald G. A., Katsura T.* Chemical Composition of Hawaiian Lavas. Journ. of Petrology, 1964, v. 5, part I.
247. *Macpherson H. G.* A chemical and petrographic study of Pre-Cambrian sediments. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, v. 14, N 1—2.
248. *Manheim F. T.* A geochemical profile in the Baltic Sea. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, v. 25, N 1.

249. *Manson V.* Geochemistry of Basaltic Rocks: Major Elements; in book Basalts. The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic. Composition v. I, Interscience Publishers, 1967.
250. *Matos Alves C. A.* Estudo Geologico e Petrologico do Macico alcalino-carbonatitico do Quicuco (Angola) Lisboa. 1968.
251. *Maxwell J. A., Dawson K. R., Tomilson M. E., Pocock D. M. E., Tetreault D.* Chemical analyses of Canadian rocks, minerals and ores. Geol. Surv. of Canada, Bull. 115, 1965.
252. *Mehnert K. R.* Composition and abundance of common metamorphic rock types. In: Handbook of geochemistry v. 1. Springer — Verlag, Berlin — Heidelberg — New-York, 1969.
253. *Melson W. G.* Volcanism and Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N Latitude. Journ. of Geophys. Res, 1968, v. 73, N 18.
254. *Melson W. G., Van Andel T. H.* Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge 22° N Latitude. Marine Geol., 1966, v. 4, N 1.
255. *Melson W. G., Jarosewich E., Cifelli R.* Alkali olivine basalt dredged near St. Paul Rocks, Mid-Atlantic ridge. Nature, 1967, 215 (5099), 381—382.
256. *Miashiro A.* Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, v. 28, 717—729.
257. *Miashiro A.* Notes on rock-forming minerals, geochemistry of oxygen and the origin of native iron and native nickel-iron. J. Geol. Soc. Japan, 1964, v. 70, 493—499.
258. *Miller R. L., Kahn J.* Statistical analysis in the Geological sciences. John Wiley and Sons Inc. New-York — London, 1962.
259. *Milton C., Eckel E.* Geology and Mineral resources of Paraguay- a reconnaissance. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 327, 1959.
260. *Muir I. D., Tilley C. E., Scoon J. H.* Basalts from the Northern Part of the Rift Zone of the Mid — Atlantic Ridge. Journ. of Petrology, 1964, v. 5, N 3.
261. *Muir I. D., Tilley C. E., Scoon J. H.* Basalts from the Northern Part of the Mid-Atlantic Ridge. 11. The Atlantic Collection near 30° N. Jour. Petrology, 1966, v. 7, part 2, 193—201.
262. *Murray E. G., Adams J. A. S.* Thorium, uranium and potassium in some sandstones. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, v. 13, N 4, 260—269.
263. *Narasimhan A. S.* Limestone and Kankar deposits east of Ariyalur, Tiruchirappalli District, Madras. Records of the Geol. Surv. of India, 1968, v. 95, p. 2.
264. *Nanz R. H.* Chemical composition of Pre-Cambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites. J. Geol., 1953, v. 61, N 1.
265. *Nicholls G. D.* Basalts from the deep ocean floor. Miner. Mag. 1965, v. 34, 373—388.
266. *Nicholls G. D., Nalwalk A. J., Hays E. E.* The nature and composition of rock samples dredged from the Mid-Atlantic Ridge between 22° N and 52° N. Marine Geol., 1964, 1, N 2, 333—343.
267. *Nixon P. H., Knorring O., von Rooke J. M.* Kimberlites and associated inclusions of Basutoland: A mineralogical and geochemical study. Am. Mineralog., 1963, v. 48, 1090—1132.
268. *Nol-Nygaard Arne.* Variation in titania and alumina content through a three kilometers thick basaltic lava pill in the Faroes. Medd. Dansk. geol. foren., 1967, 17, N 1, 128—129.
269. *Nockolds S. R.* Average chemical composition of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65.
270. *O'Hara M. J., Mercy E. L. P.* Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites. Roy. Soc. Edinburgh Trans., 1963, v. 65, N 12, 251—314.
271. *Panto Gy.* Volcanism and petrochemical character of the Northern Börzsöny Mountains. Acta Geol. Acad. Scient. Hungar. 1968 t. 12 (1—4), 31—50.
272. *Parker R. L.* Composition of the Earth's Crust. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 440—D, Washington, 1967.
273. *Patterson C., Duffield B.* The isotopic composition of lead in Easter Island rhyolite. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1963, v. 27, N 11, 1180—1181.

274. *Patterson E. M., Swaine D. J.* A petrochemical study of Tertiary tholeiitic basalts. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1955, v. 8, 173—181.
275. *Pendias H., Maciejewski S.* Zbiór Analiz Chemicznych skal magmowych i metamorficznych Dolnego Slaska. Instytut Geologii Prace t, XXV, 1959.
276. *Pettijohn F. J.* Sedimentary rocks, 1949, New-York.
277. *Pettijohn F. J.* Chemical composition of sandstones-excluding Carbonate and Volcanic sands. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440-S, 1963.
278. *Philpotts A. R.* Origin of the Anorthosite — Mangerite Rocks in Southern Quebec. *Journ. of Petrology*, 1966, vol. 7, part 1.
279. *Pliler R., Adams J. A. S.* The distribution of thorium, uranium and potassium in the Mancos shale. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Oct. 1962, v. 26, 1115—1135.
280. *Poldervaart A.* Chemistry of the Earth's Crust. *Geol. Soc. America*, 1955, Special Paper 62, 119—144.
281. *Poldervaart A., Green J.* Chemical analyses of submarine basalts. *Amer. Miner.*, 1965, v. 50, 1723—1727.
282. *Powers H. A.* Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1955, v. 7, N 1/2, 77—107.
283. *Putman G. W., Burnham O. W.* Trace elements in igneous rocks Northwestern and Central Arisona. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1963, v. 27, N 1, 53—106.
284. *Ramberg H.* Radial diffusion and chemical stability in the gravitational field. *J. Geol.*, 1948, v. 56, 448—458.
285. *Rankama K., Sahama T.* Geochemistry. Chicago, 1950.
286. *Raymahashay B. C.* A geochemical study of rock alteration by hot springs in the Paint Pot Hill area, Yellowstone Park. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1968, v. 32, 499—522.
287. *Reilly G. A., Shaw D. M.* An estimate of the composition of part of the Canadian Shield in Northwestern Ontario. *Canad. J. Earth. Sci.*, 1967, v. 4.
288. *Richardson S. W.* The petrology of the metamorphosed syenite in Glen Dessary, Inverness-shire. *Q. Journ. of Geol. Soc. London*, 1968, v. 124, 9—51.
289. *Roberts R. J., Arnold D. C.* Geology of the Antler Peak Quadrangle, Nevada U. S. Geolog. Survey Prof. Pap. 459-B, 1965.
290. *Roche de la H.* Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition mineralogique quantitative des roches cristallines. *Sciences de la Terre*, t. IX (1962—1963), N 3, Nancy, 1964.
291. *Rooke J. M.* Element distribution in some acid igneous rocks of Africa. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1964, v. 28, N 7, 1187—1197.
292. *Ronald D., Kempe C.* The Kilonwa syenite, Tanzania. *Q. Jour. Geol. Soc. London*, 1968, v. 124, 91—100.
293. *Rose W. I., Stoiber R. E.* The 1966 Eruption of Izalco Volcano, El Salvador. *Journ. of Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 12.
294. *Rosholt J. N., Peterman Z. E., Bartel A. J.* Reference sample for determining the isotopic composition of thorium in cristal rocks. *Geol. Surv. Prof. Paper 575-B*, Washington, 1967.
295. *Rossmann D. L.* Geology and Petrology of two stocks of layered Gabbro in the Fairweather Range, Alaska. *U. S. Geol. Surv. Bull. 1121-F*, Washington, 1963.
296. *Sederholm J. J.* The average composition of the Earth's crust in Finland. 1925, *Bull. Comiss. geol. Finland* v. 12, N 70.
297. *Seidner G.* Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, v. 29, N 2.
298. *Shaw D. M.* Trace elements in pelitic rocks. Part I, Part II, Part III. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, v. 65, p. 1151; 1956, v. 67, p. 919.
299. *Shaw D. M., Reilly G. A., Muysson J. R., Pattenden G. E., Campbell F. E.* An estimate of composition of part of the Canadian precambrian shield. *Canad. J. Earth. Sci.*, 1967, v. 4.
300. *Sheppard R. A.* Petrology of a late quaternary potassiumrich andesite flow from Mount Adams, Washington. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 575-C*, Washington, 1967.

301. *Shoen R., White D. E.* Hydrothermal alteration of basaltic-andesite and other rocks in drill hole GS-6, Steamhoat springs, Nevada. Geol. Surv. Profess Paper 575-B, Washington, 1967.
302. *Siegers A., Pichler H., Zeil W.* Trace element abundances in the «Andesite» Formation of Northern Chile. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, v. 33, 882—887.
303. *Singh S.* Orthopyroxene-Bearing Rocks of Charnockitic series in the South Savanna- Kanuku Complex, of British Guiana. Journ. of Petrology, 1966, v. 7, part. 2, 171—92.
304. *Sinha R. C., Karkare S. G.* Geochemistry of Deccan Basalts: a study of the behavior of major and trace elements in the hasaltic flows of India. International Geol. Congr. Report of the 22 Sess. Part VII. Plateau Basalts. New-Delhi, 1964.
305. *Sinha R. C., Twari B. D.* Geochemistry of the volcanic rocks of Pava-garh. Intern. Geol. Congr. 22 sess. Part VII. Sect. 7, Plateau Basalts, New-Delhi, 1964.
306. *Skinner B. J., Clark S. P., Appelman D. E.* Molar volumes and thermal expansions of andalusite kyanite and sillimanite Am. Journ. Sci 1961, v. 259, 651—668.
307. *Smedes I.* Geology and igneous petrology of the Northern Elchork. Mountains Jefferson and Broadwater Counties, Montana. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 510, 1966.
308. *Smith G. I.* Geology and Volcanic Petrology of the Lava Mountains, San Bernardino County, California. Geol. Surv. Profess, Paper 457, Washing-ton, 1964.
309. *Smulcowski K.* Petrographic notes on some eclogites of the East. Sude-tes. Bull. de l'Acad. Polonaise des sci. chim. geol. et geogr., 1958, v. 8, N 1.
310. *Snyder J. L.* Distribution of certain elements in the Duluth complex. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1959, v. 16, N 4.
311. *Speed R. C.* Layered Picrite-Anorthositic Gabbro Sheet, West Humbold Range, Nevada. Miner. Soc. of America. Spec. Paper, 1963, 1.
312. *Spry A.* The occurrence of eclogite on the Lyell Highway, Tasmania. Miner. Magaz. 33, 589—593, 1963.
313. *Stueber A., Murthy V. R.* Potassium-Rubidium ratio in ultramafic rocks: Differentiation History of the Upper Mantle. Science, 1966, v. 153, 740—741.
314. *Stueber A. M., Goles G. G.* Abundance of Na, Mn, Cr in ultramafic rocks. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, v. 31, N 1.
315. *Stueber A. M., Murthy V. R.* Potassium-rubidium ratio in ultramafic rocks: differentiation history of the upper mantle. Science, 1966, v. 153, N 3737, 740—741.
316. *Subba Rao S.* The Geology of the Igneous Complex of the Girnar Hills, Gujarat State, India. Intern. Geol. Congr. 22 sess. Part VII, Proceedings of sect. 7, Plateau Basalts, New-Delhi, 1964.
317. *Sutherland D. S.* Potash-trachites and ultra-potassic rocks associated with the carbonatite complex of the Toror Hills, Uganda. Miner. Magaz. 1965, v. 35, N 270.
318. *Taylor S. R.* The origin of some New Zeland metamorphic rocks as shown by their major and trace element composition. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1955, v. 8, 182—197.
319. *Taylor S. R.* The abundance of chemical elements in the continental crust- a new table. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, v. 28, 1273—1285.
320. *Taylor S. R.* Geochemistry of Andesites. In book: Origin and distribu-tion of the elements. Pergamon Press, 1969.
321. *Teruggi M. R.* Differentiated Zeolite- and Nepheline-Sienites in basic sills of Central Patagonia. Internat. Geol. Congress. 22 session. Part VII Proce-edings of section 7. Plateau Basalts, New-Delhi, 1964.
322. *Thompson R. N.* Tertiary granites and associated rocks of the Marsco area, Isle of Skye. Proceedings of the Geol. Soc. of London, 1968, N 1650.
323. *Turekian K. K.* The composition of the crust. In hook: Origin and Dist-ribution of the Elements. Pergamon Press, 1969.

324. *Turekian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's Crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, v. 72, 175—192.
325. *Turkevich A., Franzgrote E., Patterson J.* Chemical composition of the Lunar Surface in Mare Tranquillitatis. *Science*, 1968, v. 73, N 24.
326. *Vinogradov A. P.* In: *Abstr.*, 1971 Lunar Conf. Houston, pp 10—15.
327. *Vogt J. H. L.* On the average composition of the Earth's crust with particular reference to the contents of phosphoric and titanitic acid. 1931, *Norske Videnskaps-Acad., Skrifter, Mat.-Nat. Klasse N 7*, 1—48.
328. *Volborth A.* On the distribution and role of oxygen in the geochemistry of the Earth's Crust. - In book: *Origin and Distribution of the Elements*. Pergamon Press, 1969.
329. *Washington H. S.* Chemical analyses of igneous rocks, published from 1884 to 1913, inclusive with a critical discussion of the character and use of analyses. 1917. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 99.
330. *Wager L. R., Deer W. A.* The petrology of the Scaergard intrusion East Greenland. *Medd. Grönland*, v. 105 (4), p. 335, 1939.
331. *White R. W.* Ultramafic inclusions in basaltic rocks of Hawaii. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1966, v. 12, 245—311.
332. *Wickman F. E.* The «total» amount of sediments and the composition of the «average igneous rock». *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1954, v. 5, p. 97—110.
333. *Wilson M. E.* The Delorostock and its mineralised aureole. — «*Econ. Geology*», v. 60, N 1, 1965.
334. *Wilkinson J. F.* The geochemistry of differentiated teshinite sill near Gunnedah, New South Wales. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1959, v. 10, N 1/3, 123—150.
335. *Wollenberg H. A., Smith A. R.* Radiogeologic Studies in the Central Part of the Sierra Nevada Batholith, California. *Journ. of Geophys Research*, v. 73, N 4, 1968.
336. *Worzel J. L.* Deep Structure of Coastal Margins and Mid — Oceanic Ridges. *Submarine Geology and Geophysics*. Colston Papers N 17, London, 1965.

О Г Л А В Л Е Н И Е

| | Стр. |
|--|------------|
| Введение | 3 |
| Глава I. Основные принципы изучения распределения химических элементов в горных породах | 6 |
| 1. Статистические методы обработки геохимической информации | 6 |
| 2. Представительность геохимических данных | 13 |
| 3. Глобальные, региональные и локальные параметры распределения химических элементов в литосфере | 17 |
| Глава II. Параметры, принятые при подсчете среднего состава литосферы | 22 |
| 1. Проблема распространенности горных пород литосферы | 22 |
| 2. Отбор аналитической информации и ее статистическая обработка | 34 |
| 3. Принципы районирования | 36 |
| Глава III. Распределение порообразующих элементов в горных породах литосферы | 38 |
| 1. Кислород | 39 |
| 2. Кремний | 46 |
| 3. Алюминий | 67 |
| 4. Железо | 89 |
| 5. Магний | 115 |
| 6. Кальций | 139 |
| 7. Натрий | 159 |
| 8. Калий | 179 |
| 9. Титан | 204 |
| 10. Марганец | 224 |
| 11. Водород | 236 |
| 12. Фосфор | 243 |
| Глава IV. Средний химический состав горных пород и оболочек литосферы | 250 |
| 1. Осадочная оболочка | 251 |
| 2. «Гранитная» оболочка | 256 |
| 3. «Базальтовая» оболочка | 274 |
| 4. Средний химический состав литосферы | 276 |
| Заключение | 276 |
| Список литературы | 282 |

Алексей Александрович Беус

ГЕОХИМИЯ ЛИТОСФЕРЫ
(порообразующие элементы)

Редактор издательства *З. Д. Соломатина* Техн. редактор *В. В. Соколова*
Корректор *Г. Г. Меркулова*

Сдано в набор 22/III 1972 г. Подписано в печать 16/VI 1972 г. Т-10842. Формат 60 × 90²/₁₆.
Бумага № 1. Печ. л. 18,5. Уч.-изд. л. 21,7. Тираж 3000 экз. Заказ 1605/2727—4.
Цена 2 р. 43 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.