

С. Р. Тейлор
С. М. Мак-Леннан

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ЕЕ СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ



Издательство
„Мир”

**Geoscience
Texts**

**THE CONTINENTAL CRUST:
ITS COMPOSITION
AND EVOLUTION**

**An Examination of the Geochemical Record
Preserved in Sedimentary Rocks**

STUART ROSS TAYLOR

MA, DSc (Oxon), MSc (NZ), PhD (Indiana), FAA

SCOTT M. McLENNAN

MSc (Western Ontario), PhD (ANU)

Research School of Earth Sciences
The Australian National University
Canberra, Australia

Blackwell Scientific Publications
Oxford London Edinburgh
Boston Palo Alto Melbourne

С. Р. Тейлор

С. М. Мак-Леннан

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ЕЕ СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ

**Рассмотрение геохимической летописи,
запечатленной в осадочных породах**

Перевод с английского

д-ра геол.-мин. наук

Р. Н. Соболева, Л. Т. Соболевой

под редакцией

д-ра геол.-мин. наук

Л. С. Бородина



Москва «Мир» 1988

ББК 26.323
Т30
УДК 551.1

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М.

Т30 Континентальная кора: ее состав и эволюция: Пер. с
англ. — М.: Мир, 1988. — 384 с., ил.

ISBN 5-03-000912-4

Новая фундаментальная работа известных австралийских петрологов-геохимиков, подытоживающая опыт многолетних исследований по истории формирования и развития континентальной коры, а также ее состава. Приводится обширный справочный материал по распределению редких элементов и их изотопов в древних осадочных, метаморфических и магматических породах. На основании новых данных обсуждаются наиболее вероятные модели эволюции земной коры материков. Авторы доказывают, что кора прошла длительный период геологического развития и ее формирование в основном завершилось 2,5 млн. лет назад.

Для геологов широкого профиля, петрологов и геохимиков.

Т 1904010000-106
041(01)-88 115-88, ч. 1

ББК 26.323

Редакция литературы по геологии и геофизике

ISBN 5-03-000912-4 (русск.)
ISBN 0-632-01148-3 (англ.)

© 1985 by Blackwell Scientific Publications
© перевод на русский язык, «Мир», 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА

Монография известных геохимиков С. Р. Тейлора и С. М. Мак-Леннана посвящена одному из наиболее актуальных направлений геологических исследований — выяснению состава и закономерностей эволюции земной коры. Начиная с появления в 1908 г. основополагающей работы Ф. Кларка «The data of Geochemistry», все усиливающийся интерес к этой проблеме отражает ее фундаментальное значение не только в общем геологическом аспекте, но и как основы для решения принципиальных вопросов петрологии, геохимии и рудообразования.

За прошедшие десятилетия наряду с накоплением количественных данных о распределении главных, а затем и редких химических элементов в магматических и других породах изменился и общий подход к оценке состава коры. Долгое время усилия исследователей были направлены на повышение статистической представительности геохимических данных, на то, чтобы как можно точнее оценить соотношения различных типов горных пород и особенности их состава в крупных структурных единицах земной коры. Однако за последние годы стали очевидными ограниченные возможности такого подхода из-за практически непреодолимых трудностей прямой экстраполяции полученных для поверхности Земли оценок на ее глубинные зоны. Поэтому статистическая представительность данных все больше отступает на второй план по сравнению с ролью той или иной из моделей строения коры, существенно различающихся по предполагаемому соотношению кислых и основных пород, составу «базальтового» и более глубоких горизонтов литосферы.

Среди предложенных к настоящему времени моделей образования и состава земной коры, пожалуй, одной из самых популярных является «андезитовая модель», базирующаяся на представлении о близости валового состава коры к андезитам — продуктам наиболее массового магматизма в современных областях наращивания континентальной коры. Поэтому закономерен вопрос: в какой мере приложим к процессу формирования древней архейской коры подобный актуалистический подход,

нередко дополняемый представлениями о ведущей роли субдукции и другими положениями современных концепций глобальной плитной тектоники?

Для обоснованного ответа на этот вопрос необходим сравнительный анализ условий формирования коры на всех главных этапах ее эволюции начиная с архея, когда было создано около трех четвертей массы современной коры. Выяснению этой сложной проблемы и посвящена в основном монография С. Р. Тейлора и С. М. Мак-Леннана, подытоживающая результаты многолетних исследований авторов, отчасти известные по их предшествующим публикациям. Не пересказывая главных выводов книги, остановимся лишь на некоторых общих положениях, существенных в методологическом отношении.

В качестве предпосылки и основы выполняемого затем геохимического анализа авторы принимают допущение о возможности количественной оценки состава континентальной коры по данным геохимического опробования осадочных пород. Предполагается, что образование осадочных пород сопряжено с процессами эффективного перемешивания и усреднения состава магматических и метаморфических пород, обнажающихся на поверхности континентов. Целесообразность такого метода оценки средних содержаний для породообразующих элементов впервые была наглядно показана В. М. Гольдшмидтом по данным опробования глин — флювиогляциальных отложений при ледниковой эрозии кристаллических пород Скандинавии. Полученные им оценки оказались вполне сопоставимыми с известными оценками среднего состава изверженных пород по Ф. Кларку и Г. Вашингтону.

Такой подход к оценке состава континентальной коры теперь существенно подкрепляется возможностью геохимического контроля балансовых расчетов с привлечением прецезионных аналитических данных о содержании индикаторных микроэлементов в осадочных и других породах. Эффективность использования микроэлементов, в первую очередь р. з. э. как геохимических индикаторов унаследованности состава исходных пород, была показана С. Р. Тейлором еще в 60-х годах при составлении получившей широкую известность таблицы средних содержаний (кларков). В рассматриваемой монографии сравнение индикаторных содержаний р. з. э. тория, скандия и других микроэлементов в осадочных и изверженных породах широко используется авторами при обсуждении основных положений предпринятого ими геохимического анализа.

Исходя из данных по региональной геохимии эталонных архейских провинций (Пилбара, Барбертон, Лабрадор и др.) и сопоставления индикаторных соотношений микроэлементов для главных типов пород зеленокаменных поясов и метаморфизо-

ванных гнейсовых комплексов, авторы приходят к важному заключению о предпочтительности объяснения происхождения состава архейской коры на основе модели смешения и неприемлемости аналогии с современным островодужным магматизмом. В качестве главных компонентов предлагаются конечные члены архейской бимодальной магматической ассоциации — толеитовые базальты и кислые магматиты (дациты, тоналиты) при соотношении 2:1 основных и кислых магматитов. Хотя эта смесь по среднему составу сопоставима с андезитами, однако по мнению авторов, собственно андезитовый магматизм играл второстепенную роль в формировании архейской коры.

Конечно, имеющаяся информация о содержаниях р.з.э. и других микроэлементов в эталонных для тех или иных регионов породах не всегда равноценна и достаточна для вполне однозначных оценок и генетических выводов. Поэтому в монографии широко привлекаются сведения по изотопии Sr и Nd, по соотношениям K, Th и U с учетом величин теплового потока, оценок мощности коры и др. На всех стадиях выполняемого системного геолого-геохимического анализа обширных фактических материалов авторы стремятся не только показать общий ход рассуждений, но и роль тех или иных факторов, контролирующих правильность синтеза данных. Поэтому читатель получает возможность не только судить о степени достоверности выводов, но и пройти вместе с авторами весь путь последовательного анализа, охватывающего широкий комплекс осадочных, метаморфических и магматических пород. Такой подход авторов к раскрытию основной темы исследования представляется особенно ценным для современного периода все возрастающей специализации и узкого геологического профессионализма, что приводит к излишне резкому размежеванию научных интересов специалистов по изверженным и метаморфическим или осадочным породам.

В заключение следует отметить насыщенность книги справочным материалом по химическому составу различных горных пород, особо выделив рассчитанные авторами средние содержания редких и других микроэлементов для континентальной коры. В целом книга написана четко и лаконично.

Есть все основания считать, что монография С. Р. Тейлора и С. М. Мак-Леннана окажется интересной и полезной для широкого круга геологов и геохимиков, как квалифицированных специалистов, так и начинающих исследователей.

Л. Бородин

ВВЕДЕНИЕ

Континентальная кора Земли заметно обогащена многими микроэлементами по сравнению с их содержаниями, оцениваемыми для Земли в целом. Поэтому независимо от массы кора имеет большое геохимическое значение, а ее происхождение и состав важны не только для геохимии, но также и для космохимии. Вследствие этого геохимики остро нуждаются в оценке состава континентальной коры. Хотя эта задача не из легких, исследователей не должны обескураживать, как заметил сэр Фрэнсис Бэкон, «неуловимость природы, укрытие истины в глухих ее уголках, неясность вещей, трудность эксперимента, скрытый смысл причин и недостаточная человеческая способность к познанию» [1].

Геологические процессы, с которыми связана генерация континентальной коры, проявляются в таких масштабах, что увлекают и значительную часть мантии. В геологии, где из практических соображений в основном исследуются детали объекта, всегда трудны обобщения. В этом контексте мы будем помнить мудрую рекомендацию сэра Уильяма Гамильтона, который после изучения вулканов Италии отметил в 1773 г.: «Мы склонны судить об огромных действиях природы по слишком ограниченным схемам» [2].

В 1964 г. один из авторов, опираясь на явную однотипность спектров редкоземельных элементов (р. з. э.) в осадочных породах, использовал это наблюдение для оценки их средних содержаний в верхней коре [3]. Эта же концепция явилась основой при составлении таблицы содержаний р. з. э. в магматических породах, оцененных по результатам изучения состава осадочных пород. Полученные данные побудили рассмотреть процессы, которые могли привести к образованию земной коры. Современный рост коры в основном объясняется вулканизмом орогенических зон и островных дуг. Поэтому «андезитовая модель» возникла и развивалась в течение ряда лет как действенная модель [4].

Вопрос о долговременных изменениях состава коры может быть также рассмотрен с позиций содержаний р. з. э. в осадочных породах. Начало такому подходу было положено в 1969 г. (хотя работа временами и прерывалась в связи с изучением авторами лунных образцов). Между тем накопление знаний об архейских комплексах [5] привело к пониманию того, что архейская кора неоднородна по составу, что ее образование, вероятно, связано с различными процессами и что она является значительной, а возможно, и главной частью современной континентальной коры. Выявление существенных различий в составе верхней коры архейского и постархейского времени стало возможным в результате изучения распределения р. з. э. в осадочных породах [6]. Эти исследования дали такой поток информации, что возникла необходимость в широких обобщениях; этим в основном объясняется и появление настоящей книги. Мы не пытались дать обзор всех исследований. Объем информации, полученной за 200 лет геологических исследований коры, настолько огромен, что вряд ли кто-либо сможет ее обобщить. Опираясь в основном на собственные данные, и особенно на данные изучения геохимии микроэлементов в осадочных породах, мы попытались решить некоторые вопросы состава и эволюции коры. Хотя эта книга касается многих вопросов, мы все же старались не отклоняться от существа дела. Например, отказались от детального обсуждения такой интересной темы, как происхождение орогенных андезитов, хотя имеется много новых интересных материалов. Кроме того, мы лишь мимоходом коснулись проблемы строения коры, о которой также получено много новых данных (см. разд. 1.2).

Хотя, как это знает каждый геолог, работавший в поле, строение коры в деталях довольно сложное, тем не менее процессы эрозии и последующего накопления осадков, снесенных с континентов, поставляют необходимый для опробования материал вскрытой части коры. В качестве основного положения книги принимается, что некоторые химические элементы (особенно редкие земли, а также торий и скандий) переносятся из коры в обломочные толщи фактически без изменения содержаний, т. е. они не фракционируются существенно в процессе седиментации и диагенеза. Представляется, что во время этих процессов происходит эффективное смешение элементов в продуктах выветривания исходных пород разного состава. Соответственно содержания этих элементов могут быть непосредственно приняты за показатель состава верхней коры и, следовательно, использованы для прослеживания эволюции верхней континентальной коры.

Хотя существует много подходов к рассмотрению проблем, затронутых в книге, мы начнем с оценки состава коры, вскры-

той в настоящее время. Это позволит нам в свою очередь рассмотреть возможные модели валового состава коры, для которого должны быть характерны более низкие содержания радиоактивных элементов. С помощью таких оценок можно вывести составы нижней коры, которая совместно с нижележащей мантией образует одну из двух наименее изученных зон Земли.

Следующий поставленный нами вопрос касается неизменности состава коры во времени. Происходили или нет какие-либо долговременные изменения в ее составе? Мы приходим к заключению, что современный состав сохраняется неизменным в течение последних 2,5 млрд. лет и что архейская кора различалась по своему составу. Вследствие важности такого вывода широко обсуждается состав архейских осадочных образований. В частности, подробно рассматривается вопрос о том, насколько полно осадочные архейские породы представляют средний состав коры того времени. Затем исследуется природа границы архей — протерозой, главного перерыва в истории Земли, зафиксированного в осадочных породах, и обсуждаются модели происхождения архейских и постархейских кор.

Основополагающим является вопрос о скорости роста коры. Мы считаем, что рост коры никогда не был постоянным, а происходил эпизодически и что большая часть коры образовалась в период 3,0—2,5 млрд. лет назад. На основе большого числа разнообразных наблюдений представляется, что рециклирование коры под воздействием мантии играло второстепенную роль. Отсюда заключение о том, что как долговременные изменения состава коры, так и процессы ее образования, продолжались миллиарды (10^9) лет. Таким образом, автор псалма 90, который считал, что «прошли тысячи лет... но все как вчера, хотя это уже и прошло, и ничего не видно в ночи» [7], недооценивал время эволюции Земли на несколько порядков.

Поскольку кора в конечном счете является продуктом мантии, необходимо учитывать как состав примитивной мантии, так и влияние процессов генерации коры на состав мантии. Не менее 30% мантии подверглось этому процессу. Наконец, интересно рассмотреть вопрос о ранней (менее чем 3,8 млрд. лет) коре Земли, а также сравнить континентальную и океаническую кору Земли с поверхностью Луны, Марса, Меркурия, Венеры и спутников Юпитера, открытых Галилеем.

Изучение лежащих на поверхности Земли осадков неизбежно ведет к рассмотрению самых фундаментальных вопросов геологии, так как в природе ничто не происходит изолированно и все явления тесно связаны между собой. Г. К. Сорби указал на это, когда писал в 1908 г.: «Вероятно, многие думают, что отложение и консолидация ила — это очень простое явление, а потому и малоинтересно. Однако... скоро обнаружили, что это

сложный вопрос... и что нужно отказаться от такого представления, так как в этих породах зафиксировано много данных об истории их образования» [8].

Вследствие широкого круга рассматриваемых проблем мы стремились дать в книге соответствующий список литературы. Поэтому интересующийся тем или иным вопросом читатель может существенно расширить свои знания, используя первоисточники. Как правило, мы ссылались лишь на самые поздние публикации, в которых можно найти ссылки на более ранние исследования.

В книге принята следующая система ссылок: в тексте в квадратных скобках приведены номера работ, а все сведения о них помещены в конце каждой главы с указанием авторов, названия, журнала, тома, номера и первой страницы статьи. Если авторов больше двух, то указан только первый из них. Список наиболее трудных аббревиатур для названий журналов приведен в приложении 1. Литература охватывает публикации по январь 1984 г., а некоторая ее часть — по март 1984 г. Мы пытались критически оценить цитированную литературу и дать собственную интерпретацию. Если по какому-либо вопросу данные противоречивы, то мы высказываем наше мнение и подчеркиваем важность данной проблемы.

Издаваемые книги часто не соответствуют требованиям серьезного обзора, что, на наш взгляд, является существенным недостатком многих из них. Чтобы избежать этого, мы попросили некоторых наших коллег (см. разд. «Благодарности») прочитать книгу еще в рукописи. Их ценные советы и замечания спасли нас от возможных ошибок, и мы надеемся, что книга стала источником более надежной информации. Большинство данных о содержании микроэлементов в осадочных породах, приведенных в книге, получены в нашей лаборатории, ибо интерес к геохимии осадочных пород проявился сравнительно недавно, и в литературе имеется еще мало аналитических данных по этому вопросу. Чтобы облегчить сопоставления, мы пересчитали на сухой остаток (без H_2O , CO_2 и др.) данные для всех главных элементов. Чтобы устранить неопределенности, связанные со степенью окисления железа в приповерхностных условиях, оно пересчитано на FeO .

Прочерк в таблицах означает, что необходимых анализов нет, а звездочка показывает, что содержание элемента ниже чувствительности метода.

Наш интерес к проблеме состава и эволюции континентальной коры отчасти обусловлен желанием проверить, существуют ли долговременные вариации в составе коры. Результаты исследований привели нас к заключению, что различия между архейским и постархейским временем наблюдаются как в со-

стае пород, так и в механизме роста континентальной коры. Долгое время мы были приверженцами лайелевского подхода к геологическим проблемам, однако сейчас считаем, что наблюдаемые в настоящее время процессы роста континентальной коры экстраполируются во времени не более чем до раннего протерозоя включительно. Как оказалось рискованно делать выводы о генезисе лунных пород по аналогии с земными, так же рискованно и экстраполировать информацию о современных процессах в «туманное прошлое и тьму веков», каким представляется для нас архей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афоризм 92 из трактата Фрэнсиса Бэкона «Новый органон» (1620), приведенный в работе *Peter Medawar* (1979) *Advice to a Young Scientist*. Pan Books, p. 6.
2. *Hamilton W.* (1773) *Observations on Mt. Vesuvius, Mt Etna and other Volcanoes*. T. Cadell, London, p. 161.
3. *Taylor S. R.* (1964) Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table. *GCA*, 28, 1273.
4. *Wilson J. T.* (1952) Orogenesis as the fundamental geological process. *Trans. AGU*, 33, 444; *Taylor S. R.* (1967) The origin and growth of continents. *Tectonophys.*, 4, 17; *Taylor S. R.* (1977) Island arc models and the composition of the continental crust. *AGU Ewing Series I*, 325.
5. *Bates R. L., Jackson J. A.* (1980) *Glossary of Geology* (2nd Ed.) AGI, Falls Church, Virginia, p. 645.
6. *Taylor S. R., McLennan S. M.* (1981) The composition and evolution of the continental crust: Rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. Roy. Soc. (Lond.)*, A301, 381.
7. Библия, псалом 90, стих 4. King James Version, Oxford University Press.
8. *Sorby H. C.* (1908) On the application of quantitative methods to the structure and history of rocks. *QJGS*, 64, 190. Мы обязаны *Паулю Петтеру, Барри Мейнгарду и Вайне Приор* (*Sedimentology of Shale* Springer-Verlag, 1980) за привлечение внимания к этой цитате. (Сорби знаменит высказыванием о том, что хондры метеоритов сформировались, как расплавленные капли в «огненном дожде», — наблюдение, подобное дарвиновскому «маленькому теплему водоему» как месту зарождения жизни, которое не было улучшено в течение 100 лет.)

БЛАГОДАРНОСТИ

В этой книге затронут широкий круг проблем, поэтому трудно обеспечить квалифицированное рассмотрение многих вопросов. Чтобы достигнуть необходимой степени обобщения для всех разделов, мы попросили наших коллег прочитать книгу в рукописи. Главы просмотрели: Лью Ашвал (гл. 4), Ян Кемпбелл (гл. 9), Малькольм Мак-Каллох (гл. 4, 11), Кен Эрикссон (гл. 7), Барри Мейнард (гл. 6), Денис Шоу (гл. 2, 3), Жан Вейцер (гл. 5, 10), Гранг Янг (гл. 8). Мы признательны им за выполнение этой трудной задачи.

Настоящая книга по геохимии осадочных пород была задумана в марте 1969 г. В ее создании участвовало большое число лиц. Лин Отс помогал в первичном отборе проб, работая в очень холодном сарае. Маурин Кей предоставила нам большое количество данных по XRF и XRD, которые мы с успехом используем до сих пор. Уэлдон Нанс и Пат Освальд-Сили передали в наше распоряжение многочисленные аналитические данные. Свои идеи и интерпретации результатов мы обсуждали с Петром Якишем (которому мы особенно благодарны), Уэлдоном Нансом, Ованом Бавинтоном, Кеном Эрикссоном, Виком Мак-Греггором, Альфредом Крёнером, Грантом Янгом, Брайаном Фрайером, Джорджем Дженнером, Робертой Рудник, Мукулом Бхатия. Стефан Мурбах, Алек Трендалл, Брус Чаппелл и Джон Фергусон предоставили нам образцы и помогали полезными советами на разных стадиях работы. Фотографии планет, помещенные в гл. 12, получены благодаря любезности NASA.

Выпуск книги в значительной мере зависел от искусства печатания, за что мы признательны Карен Бакли, Патриции Приммер и Гайл Стюарт, героическими усилиями которых преодолены многочисленные административные трудности. Дж. М. Г. Шелли оказал нам большую помощь, переделав лабораторный компьютер в печатающее устройство.

И наконец, мы очень благодарны за помощь и поддержку со стороны Роберта Кемпбелла и служебного персонала издательства Блэкуэлл.

НЕКОТОРЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ

Континентальная кора планеты Земля представляет собой то основание, на котором протекали последующие стадии эволюции жизни, что и привело к появлению *Homo sapiens* на одной из трех доступных для обитания континентальных глыб [1]. Поэтому процессы роста самой коры представляют непосредственный интерес, ибо если бы не существовало коры, то жизнь, ограниченная океанами и вулканическими островами, могла бы развиваться в другом направлении [2]. В то время как существующая океаническая кора, за исключением ее небольших фрагментов, хранит записи о событиях давностью не более 200 млн. лет, континентальная кора является хранилищем следов геологических событий более древних эпох. Следовательно, свидетельства о ранних геологических событиях могут быть найдены только в континентальной коре. Хотя масса коры по сравнению с массой всей планеты мала (около 0,5%), многие химические элементы содержатся в ней в больших концентрациях по сравнению с наблюдаемыми для Земли в целом. Более того, кора на Земле, вероятно, так же уникальна, как и океаны. Ничего подобного не установлено на поверхности Луны, Меркурия или Марса. Представляется, что два небольших возвышенных района на Венере (Земля Иштар и Земля Афродиты) ни по своему составу, ни по происхождению не похожи на земные континенты, что подчеркивает уникальность поверхности нашей планеты в Солнечной системе [3].

Возникает много вопросов. Каковы состав и строение коры? Изменяется ли ее состав с глубиной? Образовалась ли она на ранних или поздних этапах развития Земли? Формировалась ли она непрерывно во времени или в результате серии отдельных событий? Представляет ли она собой остаток ранней силикатической коры, образовавшейся, возможно, путем аккреции из космоса? Если она образовалась из мантии, то в результате каких процессов она разрасталась — вертикальных или латеральных? Каков механизм ее образования из мантии? Какую роль играет

подводный вулканизм и вулканизм островных дуг? Является ли тектоника плит действенной концепцией? Какова роль океанической коры? Связана ли континентальная кора с мантией процессами рециклирования или она относительно стабильна, образовалась сразу и, таким образом, не подвергалась субдукции? Какова скорость эрозии и разрушения континентальной коры? Каково значение высокой электропроводимости, установленной в глубоких частях коры? Изменялся ли состав коры с течением времени или оставался постоянным? В этой книге мы делаем попытку ответить на поставленные вопросы и рассмотреть происхождение, состав и эволюцию континентальной коры Земли, опираясь в основном за запись тех событий, которые сохранились в осадочных породах.

1.1. Основные данные

Основное явление, уникальное для Земли, состоит в том, что среднее превышение континентальных масс над уровнем моря составляет 126 м [5], в то время как средняя глубина океана на 3,8 км ниже этого уровня. Такой характер распределения хорошо виден на рис. 1.1, где гипсометрическая кривая показывает (в %) изменение уровня поверхности суши относительно среднего уровня океана. Уже давно известно, что эта дихотомия отражает существенную разницу в плотности и, следовательно, в составе между континентальной и океанической корой. Приведенная для сравнения кривая для Венеры подчеркивает уникальную природу поверхности Земли.

Только 29% площади суши расположены выше 1 км над уровнем моря и лишь 13% находятся выше 2 км. Площадь суши всех континентов составляет 29% поверхности Земли. Если включить также покрытые водой части континентов, то эта величина возрастет до 41% [5] (табл. 1.1). Полдерваарт [6] разделил сушу на континентальные щиты (площадь $106 \cdot 10^6$ км²) и более молодые складчатые пояса ($42 \cdot 10^6$ км²). Нескольким подход использован для составления перечня площадей, занимаемых вскрытыми разновозрастными породами основания (табл. 1.2). Они занимают 25% площади земного шара, и 29,5% этих пород имеют возраст менее 450 млн. лет [7].

Данные о распространении плутонических пород в верхней коре (табл. 1.3) указывают на существенное преобразование среди них гранитоидов. Общая масса осадков составляет $2,7 \cdot 10^{24}$ г, из которых $1,88 \cdot 10^{24}$ г представляют континентальные осадки, а остальное приходится на долю пелагических и шельфовых осадков [9]. В табл. 1.4 приведена информация о распространении основных типов осадочных пород.

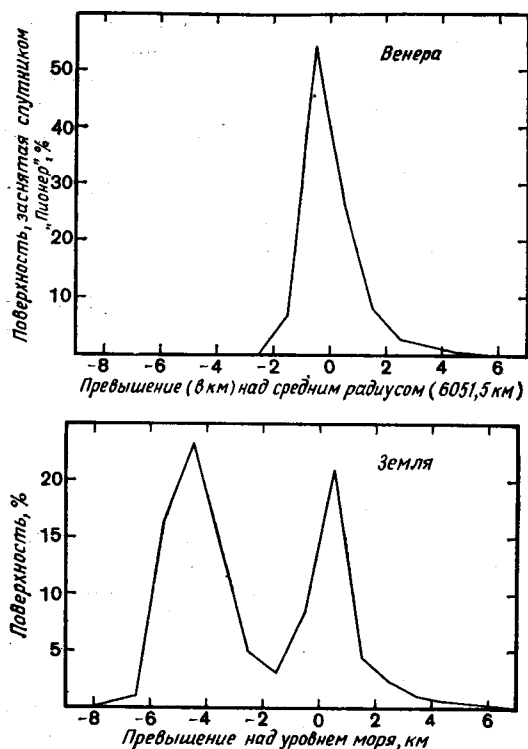


Рис. 1.1. Гипсометрические кривые для Земли (внизу) и Венеры (вверху), показывающие превышение (в %). Бимодальная кривая для Земли обусловлена дифференциацией коры, приведшей к образованию как легкой континентальной коры, так и более плотной океанической. Очевидно отсутствие такой дифференциации на Венере. Интервал нанесения данных — 1 км [4, 5].

Мы принимаем среднюю мощность континентальной коры в 40 км (рис. 1.2 [5, 11]), учитывая при этом, что во многих районах положение основания коры не установлено достаточно четко. Граница Мохоровичича, по-видимому, характеризуется рядом физических параметров, выделить которые по отдельности не удастся. Наиболее известным из таких параметров является константа Хюббла, хотя смысл ее недостаточно ясен. Кроме локальных вариаций, обусловленных тектоническими событиями (например, Гималаи, Анды), четкие признаки вариаций или трендов изменения мощности коры во времени отсутствуют [12]. Ни сейсмические данные, ни данные изучения метаморфических процессов не выявляют существенных различий для архейских, протерозойских или фанерозойских сегментов.

Т а б л и ц а 1.1. Распространение континентальных площадей, средняя высота и процент затопляемости ([5], с упрощениями)

	Площадь, 10 ⁶ км ²	Средняя высота, дюйм	Поверхность ниже уровня моря, %
Африка	35,722	244	14,5
Мыс Игольный	0,134	—3222	100,0
Антарктида	18,984	—344	78,4
Аравийский полуостров	4,595	470	10,6
Австралия	14,163	—244	34,9
Центральная Америка	1,344	—579	52,8
Евразия	62,160	361	25,8
Индия	4,648	236	14,9
Ян-Майен	0,055	—1600	99,4
Новая Зеландия	3,980	—1568	90,3
Северная Америка	39,793	96	30,6
Роккал	0,459	—1702	100,0
Сейшелы	0,386	—1706	99,9
Южная Америка	23,982	149	19,0
	210,405	126	30,6

Т а б л и ц а 1.2. Площади провинций основания [7]

Возраст, млн. лет	Площадь, 10 ⁶ км ²	Процент
0—450	38,2	29,5
450—900	41,1	31,8
900—1350	14,6	11,3
1350—1800	8,7	6,7
1800—2250	19,4	15,0
2250—2700	6,2	4,8
2700—3150	1,1	0,8
	129,4	99,9

Т а б л и ц а 1.3. Распространение интрузивных пород в верхней коре [8]

Породы	Процент по объему
Граниты, гранодиориты	77
Кварцевые диориты	8
Диориты	1
Габбро	13
Сиениты, анортозиты и перидотиты	1
	100

Таблица 1.4. Распространение (в %) осадочных пород [10]

Объем современных континентальных осадочных пород	$5,8 \cdot 10^8 \text{ км}^3$
Геосинклинальные площади	75
Платформы	25
Сланцы	72
Карбонаты	15
Песчаники	11
Эвапориты	2

Если принять среднюю плотность коры в $2,8 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ и мощность в 40 км, то тогда ее масса, включая площадь континентального шельфа, будет равна $23,6 \cdot 10^{24} \text{ г}$. Это составляет 0,57% массы мантии. Приведенная оценка превышает примерно на 15% оценку Дж. Когли [5]; мы считаем, что это расхождение обусловлено неточными данными о мощности коры, и обе оцен-

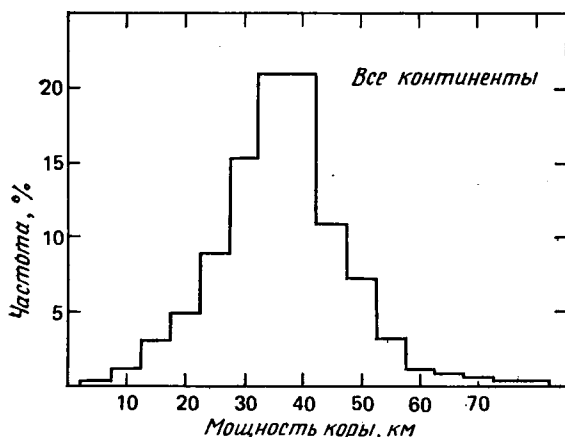


Рис. 1.2. Гистограмма распределения толщины коры [5]. Очевидные трудности в оценке среднего значения толщины коры дополняются неопределенностью положения границы Мохо. Мы условно принимаем толщину коры в 40 км.

ки находятся в пределах ошибки расчета. Средняя скорость поперечных волн для коры составляет около $6,3 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$, при колебаниях от $5,8$ до более чем $7,0 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ [13]. Типичная скорость для верхней коры, исключая приповерхностные осадочные слои, равна примерно $6,1 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$, а для нижней коры характерны скорости $6,5$ — $6,9 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ [13], хотя известны и более высокие значения (вплоть до $7,6 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$) [14]. Приповерхностный тепловой поток обнаруживает интересные возрастные изменения [15].

Для мезозойских и более молодых участков средняя величина его составляет $72 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$. Палеозойские и протерозойские участки практически однородны ($51\text{—}54 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$), а для архейских участков установлены более низкие величины. Приповерхностный геотермический градиент для коры варьирует от 10 до $50^\circ\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$ при среднем значении $30^\circ\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$. С увеличением

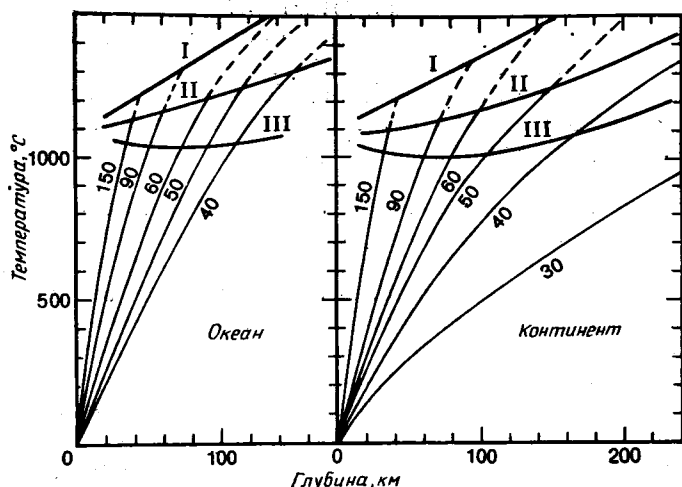


Рис. 1.3. Серия геотерм для океанических и континентальных регионов при различных значениях теплового потока, выраженных в $\text{мВт} \cdot \text{м}^{-2}$. Искривление геотерм вблизи поверхности обусловлено образованием радиогенного тепла в породах коры. I — мантийный солидус для пород сухой верхней мантии; II — промежуточный солидус, обусловленный присутствием таких летучих, как CO_2 ; III — солидус для водосодержащей верхней мантии ([16], с упрощениями).

глубины градиент изменяется слабее, вследствие чего в основании коры типичны температуры в $500\text{—}600^\circ\text{C}$. На рис. 1.3 представлены серии океанических и континентальных геотерм (Charman and Pollack [16]) и соотношение теплового потока ($\text{мВт} \cdot \text{м}^{-2}$), глубины и температуры. Изгиб кривых вблизи земной поверхности обусловлен генерацией тепла в коре. Показаны также температуры солидуса для не содержащей флюидов и водосодержащей перидотитовой мантии. Наиболее правдоподобными условиями мантийного плавления будут промежуточные между этими крайними.

1.2. СОСОРР и строение коры

Принципиальный подход, который мы используем в данной книге, — это исследование геохимической летописи осадочных пород как указателя эволюции коры. Мы не обсуждаем строе-

ние континентальной коры и лишь иногда мимоходом касаемся этого вопроса. Это обусловлено тем, что, во-первых, имеется огромный объем опубликованной информации, относящейся непосредственно к верхней коре. Далее, непрерывный поток новых данных, полученных при сейсмических исследованиях, подобных тем, что выполнены Консорциумом по континентальному отраженному профилированию (COCORP) [17], быстро меняет наши представления о многих аспектах, таких, как, например, строение коры, расслоенность в нижней коре, неоднородность коры и природа границы Мохоровичича. Исходя из этих соображений, в данной работе, посвященной главным образом геохимическим аспектам, приводятся лишь краткие сведения по этим вопросам.

Результаты последних достижений в этой области, особенно те, которые позволяют объяснить строение континентальной коры с позиции тектоники плит, создали основу для обсуждения этой проблемы с позиции геохимии. Принципиальное значение результатов, полученных COCORP, состоит в том, что они проливают свет на строение нижней коры. Хотя это и не было полной неожиданностью, но предварительные данные, полученные COCORP, указывают на крайнюю неоднородность внутри коры и между всеми исследованными ее участками. Масштабы неоднородностей часто достигают нескольких километров. Это создает трудности для широкого сопоставления сейсмических данных, полученных при региональных исследованиях, с определенными типами пород, имеющих небольшую вертикальную и латеральную протяженность. Установленные быстрые латеральные и вертикальные изменения свойств от участка к участку и уникальная природа каждого участка показывают, что широкое смещение и деформации в нижней коре, вероятно, являются общераспространенными. Это может быть понято с позиций моделей тектоники плит.

Хотя установлено много участков, имеющих слоистое строение, тем не менее принципиальным является вывод о том, что модель простой слоистой коры не отвечает действительности. Одни из глубокозалегающих слоев могут представлять собой захороненные пластины осадочных пород, другие — захороненную океаническую кору. Странно, что такая слоистость менее обычна для верхней коры, однако это, вероятно, обусловлено широким развитием в ней гранитоидных массивов и сильно деформированных осадочных толщ.

В коре на средних глубинах более типичны субпараллельные прерывистые отражающие площадки. Довольно распространенная инверсия сейсмических скоростей, установленная последними исследованиями, не согласуется с моделью простой коры, в соответствии с которой скорости сейсмических волн должны

устойчиво возрастать с глубиной. В пределах коры существует много слоев и нет единого слоя с пониженной скоростью. Слоистость является, таким образом, прерывистой.

Нижняя кора, как и рассмотренные выше средние горизонты коры, содержит много плоских или слабо наклоненных отражающих площадок, количество которых иногда возрастает по мере приближения к поверхности Мохо. В некоторых случаях это может быть обусловлено наличием захороненной океанической коры. Граница кора — мантия часто не является четкой, а нередко тонкослоиста [14]. Как было отмечено выше, из-за неоднородности нижней коры трудно отнести данные о скоростях сейсмических волн к определенным типам горных пород. Это дает повод сомневаться в предпринятых попытках [18] сопоставить данные о скоростях сейсмических волн в нижней коре с определенными типами горных пород.

Самый надежный способ установить природу отражающих слоев состоит в том, чтобы исследовать образцы пород из этих слоев, которые можно получить с помощью бурения. На примере Аппалачей ясно видно, что тонкие пласты могут быть перемещены на сотни километров по латерали, глубоко захоронены и таким образом могут попасть в нижнюю кору. Имеется много признаков крайней структурной сложности, обусловленной такими тектоническими процессами, которые способствовали усложнению строения коры в больших масштабах. Таким образом, нижняя кора представляется «беспорядочной смесью компонентов... Когда дно моря разрушается, фрагменты его мощностью 10 км или несколько десятков километров нагромождаются и надвигаются на край континента; при этом иногда они передвигаются на сотни километров над осадками окраин по мере деструкции морского дна» [19]. Такие структуры находят свое объяснение с позиций уилсоновских циклов открывающихся и закрывающихся океанических бассейнов. В периоды сдвигания беспорядочно перемешиваются большие количества вещества (включая подводные хребты, островные дуги и т. д.), которые затем причленяются к континентам и образуют различные причлененные и подобные им комплексы. Большинство подобных комплексов, вероятно, являлись вулканическими или осадочными частями островных дуг или океанической коры, а не обломками ранее существовавших континентов. Примером подобных участков может служить Врангелия [20]. Современная западная окраина Тихого океана и Индонезия представляют собой примеры развития этого процесса в настоящее время.

Результаты работ по программе COCORP представляют в новом свете природу границы Мохо. Как нелогично далее принимать модель простого слоистого строения коры, так и не-

правильно представлять Мохо как простую границу, фиксирующую переход от коровых сейсмических скоростей ($6,5\text{--}7,0 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$) к скорости порядка $8,1 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$. Большие скорости в коре (вплоть до $7,6 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$), многочисленные данные о проявлении вблизи основания коры слоистости, протягивающейся на многие километры, и постепенный переход к мантийным скоростям порядка $8,6 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ — все это подготавливает нас к новому пониманию физических взаимосвязей между корой и мантией.

По-видимому, континентальная кора связана с подстилающей мантией способом, который нам еще не вполне понятен. В океанских регионах литосфера распространяется вниз примерно на 100 км до верхней границы зоны низких скоростей (LVZ) в мантии. Эта зона, где скорость продольных и в меньшей степени поперечных волн уменьшается на несколько процентов, обычно интерпретируется как область присутствия небольшого (1%) количества расплава. Основание океанической литосферы совпадает с нижней границей поля устойчивости амфибола, при распаде и дегидратации которого может высвободиться вода, что стимулирует плавление. Менее ясна ситуация для низов континентальной коры, и особенно в области щитов, где LVZ, возможно, отсутствует и литосфера протягивается на глубину более 200 км. Предполагается, что кора и мантия контактируют на этой глубине. Одно из возможных объяснений этого состоит в том, что мантия здесь сложена тугоплавким перидотитом, из которого выплавлен и удален базальтовый расплав [21].

Ясно, что многие проблемы строения континентальной коры, хотя и чрезвычайно сложные в деталях, могут быть объяснены с общих позиций тектоники плит с привлечением представлений о циклах открывающихся и закрывающихся океанских бассейнов. Современное состояние наших знаний в этой области можно сравнить с состоянием знаний о географии Земли, существовавшим в период великих географических открытий: хотя все время совершаются новые открытия, имеющаяся информация достаточна, чтобы создать в глобальном масштабе приемлемую картину, пусть нередко ошибочную в деталях, но в общем правильную, несмотря на некоторые неправильные концепции, такие, как концепция «неизвестной Южной земли». Соответственно мы обращаем внимание на необходимость остерегаться непроверенных данных о строении коры, непрерывно поступающих по COCORP и из других источников.

С учетом вышесказанного мы переходим к изложению наших соображений о происхождении континентальной коры, ее росте и развитии, базируясь в основном на геохимических свидетельствах, сохраненных в осадочных породах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Pollard W. F. (1979) The prevalence of Earth-like planets. *Am. Sci.*, **67**, 654. Интересно следующее замечание Полларда: «Континентальный дрейф привел к образованию трех главных изолированных платформ: Америки, Африки-Азии и Австралии, эволюция на которых шла независимо. Приматы появились на двух из этих платформ, а вид *Homo* — только на одной. Таким образом, даже на планете, благоприятной для возникновения жизни, шансы хода эволюции в определенном направлении невелики».
2. Monod J. (1974) *Chance and Necessity*. Collins, Glasgow.
3. Campbell I. H., Taylor S. R. (1983) No water, no granites — no oceans, no continents, *GRL*, **10**, 1061.
4. Head J. et al. (1981) Topography of Venus and the Earth. *Am. Sci.*, **69**, 614; Masursky H. et al. (1980) Pioneer Venus radar results: Geology from images and altimetry. *JGR*, **85**, 8232.
5. Cogley J. G. (1984) Continental margins and the extent and number of continents. *RGSP*, **22**, 101. Данные, приведенные в этой статье, согласуются с имеющимися в часто цитируемой работе Kossinna E. (1933) *Die Erdoberfläche*. In: Gutenberg B. (ed.), *Handbuch der Geophysik*, **2**, 869.
6. Poldervaart A. (1955). Chemistry of the Earth's crust. *GSA Spec. Pap.*, **62**, 119.
7. Hurley P. M., Rand J. R. (1969) Pre-drift continental nuclei, *Science*, **164**, 1229.
8. Wedepohl K. H. (1969) *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin. **1**, 244.
9. Veizer J., устное сообщение.
10. Wedepohl K. H. (1969) *Handbook of Geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin. **1**, 267; Garrels R. M., Mackenzie F. T. (1971) *Evolution of Sedimentary Rocks*. Norton.
11. Soller D. R. et al. (1982) A new global thickness map. *Tectonics*, **1**, 125.
12. Condie K. C. (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *GSA Bull.*, **84**, 2981.
13. Smithson S. B. et al. (1981) Mean crustal velocity. *EPSL*, **53**, 323.
14. Finlayson D. M. et al. (1979) Explosion seismic profiles, and implications for crustal evolution in southeastern Australia. *BMRJ*, **4**, 243.
15. Morgan P. (1984) The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. *PCE*, **15**, Chap. 2.
16. Chapman D. S., Pollack H. N. (1977) Regional geotherms and lithosphere thickness. *Geol.*, **5**, 265; Pollack H. N., Chapman D. S. (1977) On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, **38**, 279.
17. Smithson S. B. (1979) Aspects of continental crustal structure and growth: targets for scientific deep drilling. *Contrib. Geol. Univ. Wyoming*, **17**, 65; Oliver J. (1982) Probing the structure of the deep continental crust. *Science*, **216**, 689; Oliver J. et al. (1983) COCORP and the continental crust. *JGR*, **88**, 3329.
18. Christensen N. I., Fountain D. M. (1975) Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite. *GSA Bull.*, **86**, 227.
19. Oliver J. et al. (1983) COCORP and the continental crust. *JGR*, **88**, 3340.
20. В специальный выпуск *JGR* (1982), **87**, 3631 включены статьи, посвященные аккреции, которые во многом проливают свет на природу исследуемых комплексов.
21. Jordan T. H. (1981) Continents as a chemical boundary layer. *Phil. Trans. Roy. Soc., A301*, 359 (1978) Composition and development of the continental tectosphere. *Nature*, **274**, 544.

СОВРЕМЕННАЯ ВЕРХНЯЯ КОРА

2.1. Единая верхняя кора

Химический состав обнаженной части верхней континентальной коры представляет собой решающий параметр геохимических расчетов. Эта часть Земли наиболее доступна для непосредственного наблюдения и опробования и может быть изучена с минимальными усилиями по сравнению с океанической корой, нижней континентальной корой, мантией, ядром Земли и поверхностью других планет. Такая доступность для наблюдения компенсируется общей сложностью геологии поверхности Земли, столь очевидной на геологических картах любого масштаба, и поэтому адекватное опробование становится главной задачей в расшивке состава. В данной главе мы ставим проблемы и обсуждаем методы их решения. В последнем разделе приводится наша оценка химического состава верхней коры.

2.2. Методы определения состава

Для определения состава обнаженной части верхней континентальной коры были использованы три главных подхода. Первый заключался в оценке площадных или объемных соотношений главных типов горных пород, выходящих на поверхность, и в расчете на основе этих данных среднего состава и типичных составов пород [1, 2]. Второй, тесно примыкающий к первому метод — это осуществление широкомасштабного опробования и дальнейший анализ конкретных или усредненных проб, представляющих большие площади [3—8]. Оба этих подхода трудоемки и могут оказаться тенденциозными при усреднении. Так, например, если имеются устойчивые или эпизодические изменения в составе пород, то они могут нивелироваться при статистическом обчете данных в результате объединения пород разного состава или различного возраста. Тем не менее такая методика обеспечивает незаменимые данные. Уверенность в правильности такого подхода усиливается полным совпадением составов, полученных большим числом авторов для разных пло-

Т а б л и ц а 2.1. Средний химический состав больших площадей континентальной коры

	1	2	3	4
SiO ₂	66,0	64,93	65,3	70,4
TiO ₂	0,6	0,52	0,53	0,4
Al ₂ O ₃	15,3	14,63	15,9	14,9
FeO	4,8	3,97	4,4	2,9
MnO	0,1	0,068	0,08	0,05
MgO	2,4	2,24	2,2	1,6
CaO	3,7	4,12	3,4	3,1
Na ₂ O	3,2	3,46	3,9	4,5
K ₂ O	3,5	3,10	2,87	2,0
P ₂ O ₅	0,2	0,15	0,16	0,1
Tl		0,52	—	—
Ba		1070	730	795
Rb		110	—	85
Sr		316	380	530
Pb		17	18	—
La		32	71	55
Ce		65	—	—
Nd		26	—	—
Sm		4,5	—	—
Eu		0,94	—	—
Gd		2,8	—	—
Tb		0,48	—	—
Ho		0,62	—	—
Yb		1,5	—	—
Lu		0,23	—	—
Y		21	21	—
Th		10	10,8	—
U		2,5	1,5	—
Zr		240	190	135
Hf		5,8	—	—
Nb		26	—	4
Cr		35	76	50
V		53	59	—
Sc		7	12	—
Ni		19	19	25
Co		12	—	35
Cu		14	26	35
Zn		52	60	45
Li		22	—	—
Ga		14	—	15

1 — Балтийский и Украинский щиты и основание Русской платформы [6]; 2 — Канадский щит [8]; 3 — Канадский щит [4]; 4 — северо-западная часть Шотландских нагорий [3].

щадей (табл. 2.1). Наиболее обстоятельные работы были выполнены для Канадского щита двумя группами исследователей, изучавшими в основном различные площади при некотором их перекрытии. Оценки состава верхней коры, полученные этими группами, имеют хорошее совпадение (рис. 2.1) и свидетельствуют о том, что состав верхней коры отвечает среднему

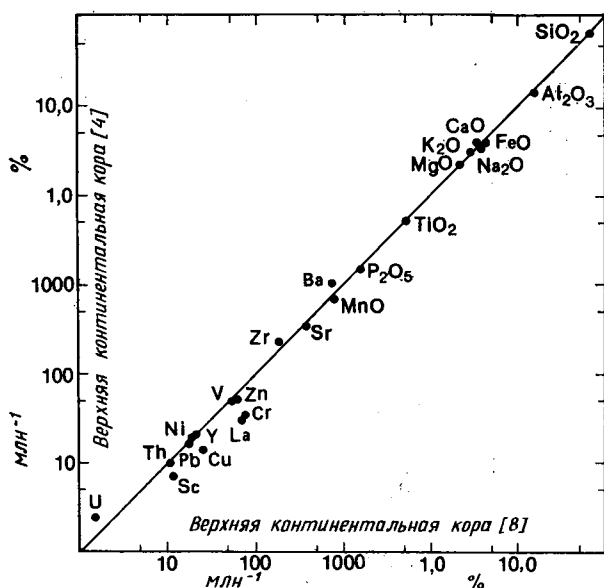


Рис. 2.1. Сравнение оценок среднего химического состава верхней континентальной коры по Иду и Фаригу [4] и Шоу и др. [8]. Опробованы в основном различные территории Канадского щита. Идеально совпадающие данные отвечают среднему составу гранодиорита.

составу гранодиорита. Средняя плотность пород ($2,67 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$) на значительной части территории Канадского щита также отвечает составу гранодиорита [9].

Третий подход к этой проблеме основан на допущении, что в результате процессов осадконакопления создается средняя проба обнаженной части коры. Однако такой подход также чреват трудностями из-за возможных искажений химического состава. Тем не менее мы считаем, что последний подход более плодотворный, так как на его реализацию требуется значительно меньше средств по сравнению с программой широкомасштабного опробования, которая по материально-техническим соображениям не всегда решается успешно. Допущения же можно сравнительно легко проанализировать, а проблемы, которые возникают при интерпретации, по-видимому, легко раз-

решимы. Больше того, такой подход ведет к постановке новых, не предполагавшихся ранее научных вопросов, как, например, поведение элементов в геологических процессах и вариации состава во времени.

Исходя из процессов образования осадочных пород, были использованы два главных метода природного опробования. Первый, предложенный Гольдшмидтом [10], — это использование озерных глинистых отложений, образовавшихся при таянии ледников, расположенных на фронте плейстоценового оледенения. Ледник действовал как гигантский бульдозер, обнажая поверхность, размалывая породы в тонкий порошок и переотлагая этот размолотый, перемешанный и однородный материал в озерах. Процесс ледниковой эрозии должен теоретически свести к минимуму химическое выветривание и изменение пород. Ледниковые отложения хорошо задокументированы геологически (до возраста 2,3 млн. лет [11]), а детальные исследования таких пород должны дать интересные результаты в будущем. Разновидностью этого метода является изучение лёссовых осадков ледникового происхождения [12]. Такого рода данные обсуждаются ниже в этой главе, а также в гл. 5.

Второй главный процесс природного опробования происходит во время выветривания, эрозии, переноса и отложения наиболее грубообломочных осадочных пород. Здесь по сравнению с простой абразией, имеющей место при ледниковой эрозии, участвует много сложных процессов. Хотя ясно, что в отложенных в конце концов осадках отношения химических элементов должны быть такими же, как во вскрытой коре, объяснение этого процесса в деталях зависит от большого числа факторов. Основные геохимические процессы обусловлены растворимостью и перемещением элементов в океанах, где они могут оставаться в течение какого-то периода времени, а затем могут перейти в карбонаты, эвапориты и аутигенные глинистые минералы. Элементы, которые являются относительно нерастворимыми в природных водах и имеют очень непродолжительное время пребывания в них, переходят в осадочные отложения фактически без изменения концентрации. Такие нерастворимые элементы, как, например, Zr, которые сильно рассеяны в обломочных отложениях, находятся в ограниченном количестве в верхней коре. Элементы же, которые слабо фракционируются в осадочном процессе, включая р. з. э., Th и Sc, очень удобны при анализе корового состава. Таким образом, замечательная однотипность диаграмм распределения р. з. э. в постархейских осадочных породах (см. ниже) резко контрастирует с их вариациями, наблюдаемыми в исходных магматических породах, и свидетельствует об эффективности смешения во время транспортировки и осадконакопления.

2.3. Влияние некоторых геологических процессов на состав осадочных горных пород

Конечной целью в изучении состава обломочных осадочных пород является выяснение состава исходных пород. При внимательном отборе анализируемых нами осадочных пород, чрезвычайно широко варьирующих по происхождению, мы можем ожидать, что их составы будут представительными относительно состава подвергавшейся выветриванию верхней континентальной коры. Горные породы, послужившие исходным материалом для обломочных осадочных пород, можно разделить на три группы:

1. «Первичные» магматические породы (и их метаморфизованные эквиваленты), образовавшиеся из мантии в результате одной или нескольких стадий парциального плавления.

2. «Вторичные» магматические породы, образовавшиеся при переплавлении ранее существовавших коровых (преимущественно осадочных) пород.

3. Рециклированные осадочные и метаосадочные породы.

Соотношение этих источников в средних типах осадочных пород точно неизвестно, однако изотопное моделирование позволяет предполагать, что количество «первичного» магматического материала в типичном осадке составляет в среднем примерно 35% [13], хотя эта величина весьма изменчива (см., например, [12]).

В качестве исходного материала для образования многих осадков значительную роль играет неоднократно переотложенный материал коры, представляющий в значительной своей части широкомасштабное смешение пород верхней коры.

Седиментация включает ряд сложных химических и физических процессов, которые могут одновременно участвовать в химическом фракционировании различных классов осадочных пород (например, карбонатов, эвапоритов, песчаников, сланцев). Главными процессами осадочного цикла являются выветривание, химическое и физическое разрушение, перенос, отложение, литификация (включающая диагенез и, возможно, метаморфизм) и в некоторых случаях подъем и повторение осадочного цикла. Таким образом, важно попытаться оценить количественно химическое воздействие этих процессов на осадочные породы, с тем чтобы выделить такие химические элементы, которые лучше всего отражают состав исходных пород в интересующих нас осадочных породах (в данном случае глинистых сланцах).

2.3.1. Выветривание.

Тщательно выполненные исследования поведения микроэлементов в процессе выветривания немногочисленны, хотя общая химическая обстановка процесса доволь-

но хорошо понята [14—17]. Процесс выветривания типичных пород верхней коры можно разделить по крайней мере на три главные стадии [15, 18].

1. *Ранняя стадия*, в ходе которой доминируют первичные минералы и образуются аморфные фазы, хлорит и сложные глинистые минералы; такие, как смектит, вермикулит, иллит, обладающие высокой способностью к катионному обмену.

2. *Промежуточная стадия*, в ходе которой доминируют глины, состоящие в основном из сложных глинистых минералов, в особенности смектита и в меньшей степени иллита.

3. *Поздняя стадия*, в ходе которой в глинистой фракции преобладают каолинит, гиббсит, кварц и оксиды железа. Способность к ионному обмену в таких системах сильно ослаблена. Как крайний случай — возможно формирование бокситовых руд.

Глубокое химическое выветривание происходит в устойчивые периоды тектонического покоя, и образование завершенных профилей выветривания требует порядка 10^7 — 10^8 лет (например, [18]). Высокие скорости механической эрозии, необходимые для образования обломочных осадков, обычно наблюдаются после периодов значительных поднятий [14]; поэтому главную массу обломочных пород нельзя рассматривать как образовавшуюся в результате разрушения интенсивно выветрелых исходных пород. Таким образом, при анализе влияния всех факторов выветривания на состав глинистых сланцев наиболее целесообразно исследование ранней и в меньшей степени промежуточной стадий выветривания.

В этих условиях щелочные и щелочно-земельные элементы полностью растворимы, хотя крупные катионы, такие, как Rb, Cs и Ba, обычно адсорбируются глинами [17]. Относительно неподвижными компонентами являются элементы групп Al (Al, Ga), Ti (Ti, Zr, Hf), р. з. э. (включая Y, Sc) и другие ионы с высокой валентностью, такие, как Th и Nb. Переходные металлы первого ряда имеют тенденцию быть относительно неподвижными, хотя Ni и V подвижны [18]. Кремнезем обычно образует кварц, нерастворимость которого в процессе выветривания общеизвестна. Поведение р. з. э. рассматривается ниже.

В сущности, все исследования по выветриванию были посвящены изучению профилей выветривания, а количественная оценка влияния этого процесса на состав осадочных пород выполнена сравнительно недавно. Несбитт и Янг [19] предложили индекс химического изменения (CIA), показывающий степень выветривания. При этом используются молекулярные отношения:

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100,$$

Таблица 2.2. Типичные значения индекса химического изменения (CIA) для верхней континентальной коры и различных осадочных пород и минералов ([19], с упрощениями)

	CIA
Верхняя континентальная кора	50
Плейстоценовые валунные глины (матрица)	50—55
Плейстоценовые ледниковые глины	60—65
Лёсс	55—70
Средний глинистый сланец	70—75
Илы конуса Амазонки	80—90
Остаточные глины	85—100
Альбит	50
Анортит	50
Калиевый полевой шпат	50
Мусковит	75
Иллит	75—85
Монтмориллонит	75—85
Бейделлит	75—85
Хлорит	100
Каолинит	100

где CaO^* — количество CaO только в силикатных минералах (т. е. исключая карбонаты и апатит). Так как полевые шпаты составляют свыше 50% верхней коры (на кварц приходится еще 20%), с помощью этого индекса эффективно оценивается степень изменения полевых шпатов в процессе выветривания. Типичные значения CIA для различных осадочных пород и минералов приведены в табл. 2.2. Значения варьируют от примерно 50 для неизмененных пород верхней коры до почти 100 для сильно выветрелых остаточных глин. Типичные глинистые сланцы имеют промежуточные значения (примерно 70—75); это показывает, что эффект выветривания еще не достиг стадии, когда щелочные и щелочно-земельные элементы существенно удалены из глинистых минералов.

Коэффициент распределения элементов между породами верхней коры и природными водами. Уайтфилд и др. [20] изучили этот параметр в процессе выветривания и разрушения поверхностных пород и формирования осадков. Коэффициент распределения для некоторого элемента y между природной водой и верхней корой имеет вид

$$K_y = X_y^w / X_y^{uc},$$

где X_y^w и X_y^{uc} — концентрации элемента y соответственно в природной воде (W) и в верхней континентальной коре (UC).

Для речных и морских вод было установлено значительное влияние на эти величины электростатического действия энергии связи элемент — кислород (Q_{y-o}):

$$Q_{y-o} = (x_y - x_o)^2 \text{ эВ,}$$

где x_y и x_o — соответственно электроотрицательность элемента y и кислорода. Таким образом, концентрация элемента в природной воде контролируется законами не только химии растворов, но и химии твердых тел. Эти сведения имеют сущест-

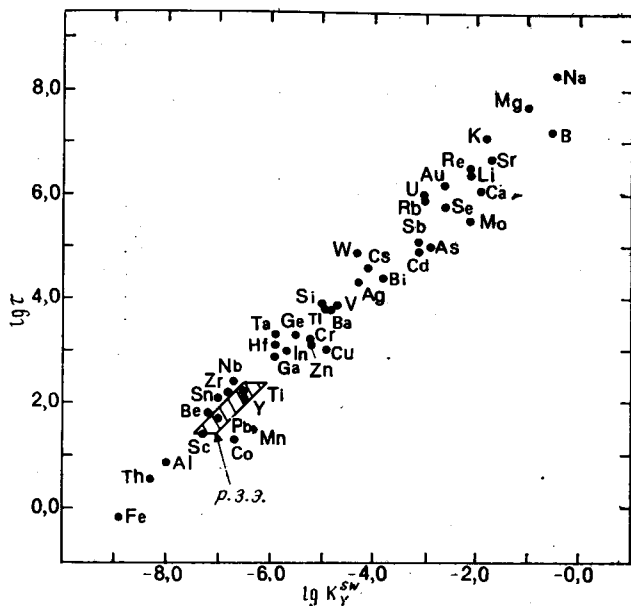


Рис. 2.2. Диаграмма время пребывания (выраженное в $\lg \tau$) — коэффициент распределения морская вода — верхняя кора (выраженный в $\lg K_y^{sw}$) по данным табл. 2.3. Для элементов с наиболее низкими значениями времени пребывания и коэффициента распределения морская вода — верхняя кора (например, р. з. э. Y, Sc, Ti, Zr, Hf, Al, Ga, Th, Nb, Sn, Be) имеется максимальная возможность быть перемещенными в обломочные осадки и тем самым сохранить сведения о составе верхней коры. По соображениям, приведенным в гл. 2, распределение р. з. э. Y, Th и Sc в глинистых сланцах наиболее точно отражает состав верхней коры.

венное значение для понимания процесса выветривания пород, состава морской воды и влияния флуктуаций приносимого материала (например, загрязнения) на химизм океанической воды. Кроме того, мы можем значительно лучше понять взаимосвязи между осадочными породами и средним составом верхней коры. В этом отношении особенно интересно исследование ко-

Таблица 2.3. Состав природных вод и пелагических осадков, время пребывания (τ) и коэффициент распределения морская вода — верхняя кора (K_y^{sw})*

Элемент	Речная вода, г·г ⁻¹	Океаническая вода, г·г ⁻¹	Пелагическая глина, г·г ⁻¹	Пелагический карбонат, г·г ⁻¹	Пелагический кремнезем, г·г ⁻¹	lg τ	lg K_y^{sw}
Li	$3 \cdot 10^{-9}$	$1,7 \cdot 10^{-7}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$			6,4	-2,1
Be	$1 \cdot 10^{-11}$	$2 \cdot 10^{-13}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$			1,8	-7,2
B	$1 \cdot 10^{-8}$	$4,5 \cdot 10^{-6}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$			7,2	-0,52
F	$1 \cdot 10^{-9}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$			5,9	—
Na	$6,3 \cdot 10^{-6}$	$1,08 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$			8,3	-0,43
Mg	$4,1 \cdot 10^{-6}$	$1,29 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$			7,7	-1,0
Al	$5 \cdot 10^{-8}$	$8 \cdot 10^{-10}$	$8,4 \cdot 10^{-2}$			0,85	-8,0
Si	$6,5 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$		$4,7 \cdot 10^{-1}$	3,9	-5,0
P	$2 \cdot 10^{-8}$	$7,1 \cdot 10^{-8}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$			4,6	—
S	$3,7 \cdot 10^{-6}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$			8,7	—
Cl	$7,8 \cdot 10^{-6}$	$1,95 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$			8,8	—
K	$2,3 \cdot 10^{-6}$	$3,99 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$			7,1	-1,8
Ca	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$4,13 \cdot 10^{-4}$	$9,3 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-1}$		6,1	-1,9
Sc	$4 \cdot 10^{-12}$	$6,7 \cdot 10^{-13}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$			1,4	-7,3
Ti	$3 \cdot 10^{-9}$	$< 9,6 \cdot 10^{-10}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$			$< 2,2$	$< -6,5$
V	$9 \cdot 10^{-10}$	$1,2 \cdot 10^{-9}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$			3,9	-4,7
Cr	$1 \cdot 10^{-9}$	$2 \cdot 10^{-10}$	$9 \cdot 10^{-5}$			3,2	-5,2
Mn	$7 \cdot 10^{-9}$	$3 \cdot 10^{-10}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$			1,5	-6,3
Fe	$4 \cdot 10^{-8}$	$6 \cdot 10^{-11}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$			-0,16	-8,9
Co	$1 \cdot 10^{-10}$	$2 \cdot 10^{-12}$	$7,4 \cdot 10^{-5}$			1,3	-6,7
Ni	$3 \cdot 10^{-10}$	$5 \cdot 10^{-10}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$			3,2	-4,6
Cu	$7 \cdot 10^{-9}$	$3 \cdot 10^{-10}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$			3,0	-4,9
Zn	$2 \cdot 10^{-8}$	$4 \cdot 10^{-10}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$		3,1	-5,2
Ga	$9 \cdot 10^{-11}$	$2 \cdot 10^{-11}$	$2 \cdot 10^{-5}$			2,9	-5,9
Ge	$5 \cdot 10^{-12}$	$5 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-6}$			3,3	-5,5
As	$2 \cdot 10^{-9}$	$1,7 \cdot 10^{-9}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$			5,0	-2,9
Se	$6 \cdot 10^{-11}$	$1,3 \cdot 10^{-10}$	$1,7 \cdot 10^{-7}$			5,8	-2,6
Br	$2 \cdot 10^{-8}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$			8,9	—
Rb	$1 \cdot 10^{-9}$	$1,2 \cdot 10^{-7}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$			5,9	-3,0
Sr	$7 \cdot 10^{-8}$	$7,6 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$		6,7	-1,7
Y	$4 \cdot 10^{-11}$	$7 \cdot 10^{-12}$	$4 \cdot 10^{-5}$			2,1	-6,5
Zr	—	$3 \cdot 10^{-11}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$			2,2	-6,8
Nb	—	$< 5 \cdot 10^{-12}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$			$< 2,4$	$< -6,7$
Mo	$6 \cdot 10^{-10}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$			5,5	-2,1
Pd	—	—	$4,0 \cdot 10^{-9}$ a			—	—
Ag	$3 \cdot 10^{-10}$	$2,7 \cdot 10^{-12}$	$1,1 \cdot 10^{-7}$			4,3	-4,3
Cd	$1 \cdot 10^{-11}$	$8 \cdot 10^{-11}$	$3,0 \cdot 10^{-7}$	$6,5 \cdot 10^{-7}$		4,9	-3,1
In	—	$1 \cdot 10^{-13}$	$8 \cdot 10^{-8}$			3,0	-5,7
Sn	$4 \cdot 10^{-11}$	$5 \cdot 10^{-13}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$			2,1	-7,0
Sb	$7 \cdot 10^{-11}$	$1,5 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-6}$			5,1	-3,1
I	$7 \cdot 10^{-9}$	$5,6 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-5}$			$\approx 6,6$	—
Cs	$2 \cdot 10^{-11}$	$2,9 \cdot 10^{-10}$	$6 \cdot 10^{-6}$			4,6	-4,1
Ba	$2 \cdot 10^{-8}$	$1,4 \cdot 10^{-8}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$			3,7	-4,8
La	$4,8 \cdot 10^{-11}$	$4,5 \cdot 10^{-12}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$			1,9	-6,8
Ce	$7,9 \cdot 10^{-11}$	$3,5 \cdot 10^{-12}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$			1,5	-7,3
Pr	$7,3 \cdot 10^{-12}$	$1,0 \cdot 10^{-12}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$			1,9	-6,9
Nd	$3,8 \cdot 10^{-11}$	$4,2 \cdot 10^{-12}$	$4,1 \cdot 10^{-5}$			1,9	-6,8
Sm	$7,8 \cdot 10^{-12}$	$8,0 \cdot 10^{-13}$	$8,0 \cdot 10^{-6}$			1,9	-6,8
Eu	$1,5 \cdot 10^{-12}$	$1,5 \cdot 10^{-13}$	$1,8 \cdot 10^{-6}$			1,8	-6,8
Gd	$8,5 \cdot 10^{-12}$	$1,0 \cdot 10^{-12}$	$8,3 \cdot 10^{-6}$			2,0	-6,6

Продолжение таблицы 2.3

Элемент	Речная вода, г·г ⁻¹	Океаническая вода, г·г ⁻¹	Пелагическая глина, г·г ⁻¹	Пелагический карбонат, г·г ⁻¹	Пелагический кремнезем, г·г ⁻¹	lg τ	lg K_y^{SW}
Tb	$1,2 \cdot 10^{-12}$	$1,7 \cdot 10^{-13}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$			2,0	-5,5
Dy	$7,2 \cdot 10^{-12}$	$1,1 \cdot 10^{-12}$	$7,4 \cdot 10^{-6}$			2,0	-6,5
Ho	$1,4 \cdot 10^{-12}$	$2,8 \cdot 10^{-13}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$			2,1	-6,5
Er	$4,2 \cdot 10^{-12}$	$9,2 \cdot 10^{-13}$	$4,1 \cdot 10^{-6}$			2,2	-6,4
Tm	$5,1 \cdot 10^{-13}$	$1,3 \cdot 10^{-13}$	$5,7 \cdot 10^{-7}$			2,3	-6,4
Yb	$3,6 \cdot 10^{-12}$	$9,0 \cdot 10^{-13}$	$3,8 \cdot 10^{-6}$			2,3	-6,4
Lu	$6,4 \cdot 10^{-13}$	$1,4 \cdot 10^{-13}$	$5,5 \cdot 10^{-7}$			2,3	-6,4
Hf	—	$< 7 \cdot 10^{-12}$	$4,1 \cdot 10^{-6}$			$\leq 3,1$	$\leq -5,9$
Ta	—	$< 2,5 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-6}$			$\leq 3,3$	$\leq -5,9$
W	$3 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-6}$			4,9	-4,3
Re	—	$4 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-9}$			6,5	-2,1
Ir	—	—	$3,1 \cdot 10^{-10}$			—	—
Au	$2 \cdot 10^{-12}$	$4,9 \cdot 10^{-12}$	$1,5 \cdot 10^{-8}$			6,2	-2,6
Hg	$7 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-7}$			3,9	—
Tl	—	$1 \cdot 10^{-11}$	$1,2 \cdot 10^{-6}$			3,8	-4,9
Pb	$1 \cdot 10^{-9}$	$2 \cdot 10^{-12}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$			1,7	-7,0
Bi	—	$2 \cdot 10^{-11}$	$5,5 \cdot 10^{-7}$			4,4	-3,8
Th	$< 1 \cdot 10^{-10}$	$6 \cdot 10^{-14}$	$1,34 \cdot 10^{-5}$			0,53	-8,3
U	$4 \cdot 10^{-11}$	$3,1 \cdot 10^{-9}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$			6,0	-3,0

* Источники информации: ^a — речная вода: Ли [21]; Мартин и др. [22] для р. з. э.; У нормализован по хондриту (Ho). ^б — океаническая вода: Брёккер и Пенг [23]; Ли [21]; Б. Ульман (устное сообщение); различные источники для р. з. э., Y. ^в — пелагические осадки: Честер и Астон [24]; Ли [21]; Хейнрих и др. [2]; Крокетт и Куо [25]; Мак-Ленан и Тейлор [26].

Примечание: Данные для пелагических осадков карбоната и кремнезема не приводятся, если масса элемента в этих осадках $< 10\%$ его общей массы в среднем океаническом осадке.

lg τ — скорости седиментации [27]: терригенного материала — $1,73 \cdot 10^{15}$ г·год⁻¹, карбоната — $1,079 \cdot 10^{15}$ г·год⁻¹; кремнезема — $0,172 \cdot 10^{15}$ г·год⁻¹. Масса океана (исключая континентальные шельфовые воды) составляет $1,3 \cdot 10^{24}$ г.

эфициентов распределения между морской водой, в которой в конечном итоге концентрируется большая часть растворенного материала, и верхней корой (K_y^{SW}). Эти величины, рассчитанные по данным табл. 2.3 и 2.15 (см. ниже), внесены в табл. 2.3 в виде выражения lg K_y^{SW} . Уайтфилд [20] указывает также на сильную корреляцию между временем пребывания (τ) и K_y^{SW} для различных элементов. Из рис. 2.2. видно, что вариации значений K_y^{SW} превышают почти девять порядков.

2.3.2. Эрозия. К агентам эрозии относятся проточные воды (потоки, почвенные воды), ветер, ледники и сила тяжести [14]. В табл. 2.4 приведено сравнение материала, доставленного в океан различными агентами переноса. При этом вырисовываются две особенности: во-первых, перенос вещества в виде частиц более чем в четыре раза превышает перенос вещества в виде растворов и, во-вторых, большая часть вещества как во взве-

Таблица 2.4. Масса материала, ежегодно поступающего в настоящее время в океаны (исключая органический материал) [14, 28]

Типы переноса	Масса, $\times 10^{15}$ г	% от механического переноса	% от общего переноса
А. Механический перенос			
Реки	16,0	87	70
Ледники	2,07	11	9
Морская эрозия	0,26	1	1
Воздушный перенос	0,06	—	—
Всего	18,4		
Б. Перенос в растворенном виде			
Реки	3,9	91	17
Почвенные воды	0,4	9	2
Всего	4,3		

Значения рассчитаны для плотности $2,8 \text{ г·см}^{-3}$.

шенном, так и в растворенном состоянии переносится речными потоками.

Скорость химической эрозии на различных континентах различается в настоящее время в 3—4 раза [14]. Интенсивность химической денудации тесно связана с типом эродируемых пород. Так, около трети вещества, поступающего в океаны химическим путем, является результатом прямого выветривания карбонатных пород. Механическая денудация, напротив, для различных континентов различна (примерно в 25 раз) и четко коррелирует с высотой территории над уровнем моря, а следовательно, с тектонической активностью.

2.3.3. Механический перенос и отложение. Механическая сортировка обломочного материала во время его транспортировки подчиняется законам потоков жидкостей. Важнейшими параметрами частиц являются плотность, размер и форма [29, 30]. Для понимания механизма фракционирования минералов важна концепция гидравлической равноценности. Частицы, характеризующиеся гидравлической равноценностью, имеют идентичные гидравлические свойства в транспортирующей среде (например, в воде или воздухе), зависящие от различных ком-

Таблица 2.5. Химический состав фракций песчаной размерности

Компо- нент	Баренцево море ¹			Залив Пария ²		Группа Гринленд ³	
	Песок	Ил	Глина	Песок	Глина	Граувакка	Аргиллит
SiO ₂	84,65	76,95	55,67	81,26	60,99	74,33	63,11
TiO ₂	0,16	0,74	1,12	0,47	0,88	0,69	0,85
Al ₂ O ₃	7,72	11,54	21,84	6,34	18,52	12,57	18,85
FeO	1,47	2,38	9,74	4,37	7,82	4,60	6,85
MnO	0,04	0,06	0,10	0,06	0,27	0,06	0,05
MgO	0,54	1,43	3,62	0,92	2,70	2,39	3,60
CaO	0,84	1,88	1,02	4,06	3,17	0,90	0,56
Na ₂ O	—	2,58	—	1,22	2,90	1,51	1,14
K ₂ O	2,01	2,32	3,97	1,18	2,60	2,76	4,80
P ₂ O ₅	0,07	0,13	0,42	0,11	0,16	0,20	0,19
Σ	97,50	100,01	97,50	99,99	100,01	100,01	100,00
CO ₂	—	2,21	0,80	2,17	1,92	—	—
п. п. п.	—	—	—	3,61*	10,27*	2,84	4,03
Cs	—	—	—	1,4	9,0	6,3	9,0
Ba	769	671	301	371	409	702	204
Rb	65	173	47	150	136	56	—
Sr	280	177	147	203	64	—	—
Pb	17	53	22	23	—	—	—
La	34	66	—	—	33,7	36,3	—
Ce	61	121	—	—	60,5	65,1	—
Nd	—	—	—	—	38	36	—
Sm	—	—	—	—	7,61	8,07	—
Eu	—	—	—	—	1,23	1,32	—
Tb	—	—	—	—	0,76	0,81	—
Yb	—	—	—	—	2,99	3,14	—
Lu	—	—	—	—	0,46	0,52	—
Σр.з.э.	—	—	—	—	168	179	—
La/Yb	—	—	—	—	11,3	11,6	—
Eu/Eu*	—	—	—	—	0,59	0,59	—
Y	34	28	—	—	—	—	—
Th	10	18	—	—	12,7	13,3	—
U	—	—	—	—	3,0	3,3	—
Zr	393	131	413	139	—	—	—
Hf	—	—	—	—	5,2	2,9	—
Th/U	—	—	—	—	4,2	4,0	—
La/Th	3,4	3,7	—	—	2,7	2,7	—
Cr	—	—	31	88	67	91	—
V	—	—	79	137	—	—	—
Sc	—	—	—	—	11,8	16,8	—
Ni	22	83	16	30	41	36	—
Co	—	—	7,7	11	10,4	16,0	—
Cu	20	96	7,1	18	—	—	—
Zn	49	245	—	—	—	—	—
Ga	—	—	7,1	20	—	—	—
La/Sc	—	—	—	—	2,9	2,2	—
Th/Sc	—	—	—	—	1,1	0,8	—
B	—	—	60	77	—	—	—

¹ Поверхностные осадки Баренцева моря [32]. ² Среднее из 12 анализов платформенных песков (3 только для SiO₂) и 7 анализов глин (3 только для SiO₂) бассейнов залива Пария [33]. ³ Среднее для граувакк и аргиллитов группы Гринленд (ордовик) [34]. * Включая H₂O⁺ и H₂O⁻.

бинаций физических свойств (например, размера, формы, плотности).

Простейший случай представляет исследование скорости осаждения сферических частиц в неподвижной воде. Для флюида с числом Рейнольдса (R) $\leq 0,5$ скорость осаждения частиц подчиняется закону Стокса, который выражается уравнением $V = [\Delta\rho g / 18\mu] d^2$,

где V — скорость осаждения ($\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$), $\Delta\rho$ — разница в плотности флюида и частицы ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$), g — ускорение силы тяжести ($\text{см} \cdot \text{с}^{-2}$), μ — вязкость (в пуазах), d — диаметр частиц (в сантиметрах). Практически закон Стокса применим только к частицам диаметром $\leq 0,01$ см (тонкий песок). Для более круп-

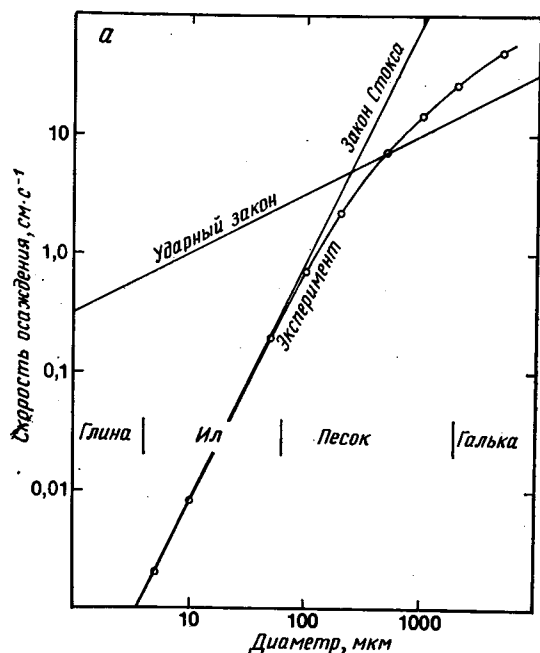


Рис. 2.3. а — зависимость скорости осаждения от диаметра частиц сферической формы с плотностью $2,5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, осаждающихся в чистой воде при 20° . Показаны теоретические расчеты по закону Стокса и экспериментальные данные [31]. Видно, что теоретические и экспериментальные данные хорошо согласуются для частиц более мелких, чем тонкий песок; б — диаграмма зависимости экспериментально определенных скоростей осаждения от диаметра частиц сферической формы в чистой воде при 20°C [31]. Показаны кривые для частиц с плотностью $5,0 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ (типичные тяжелые минералы) и $2,65 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ (приблизительное значение для кварца и полевого шпата). Диаграмма показывает, что тяжелые минералы осаждаются в наиболее крупнозернистых обломочных осадках.

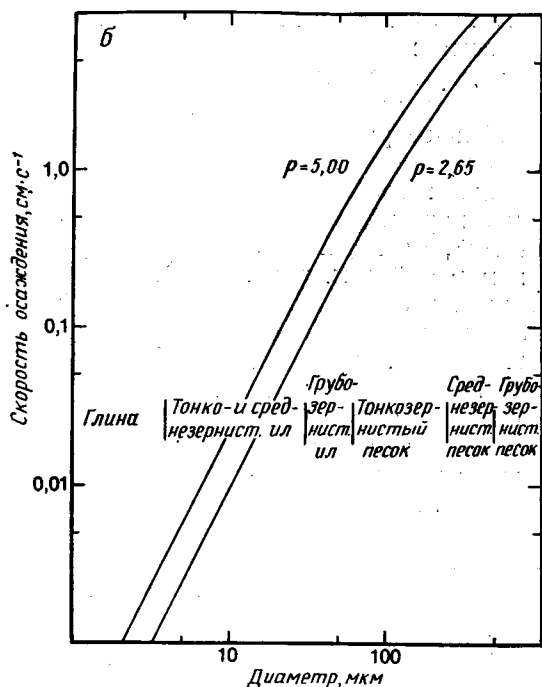


Рис. 2.3. (Продолжение).

ных частиц вязкость не является единственным фактором, контролирующим сопротивление флюида оседающей частице; важную роль играет также инерция.

Зависимость скорости оседания частиц сферической формы от размера исследована экспериментально [31]; сравнение полученных результатов с теоретическими расчетами представлено на рис. 2.3, а для сфер с постоянной плотностью ($2,50 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$), оседающих в чистой воде. На рис. 2.3, б показаны кривые для сфер с различной плотностью: одна для минералов, аналогичных кварцу и полевоому шпату ($\rho = 2,5\text{—}2,8 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$), а другая для тяжелых минералов ($\rho > 2,8 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$).

Теоретически влияние этих процессов на химический состав осадков несложное. Ясно, что наибольшее значение имеет размер зерен. В табл. 2.5 приведены химические анализы размерных фракций современных осадков Баренцева моря [32] и залива Пария [33], а также анализы средних граувакки и аргиллита из ордовикской турбидитной серии Новой Зеландии [34]. В каждом случае химический состав тонкозернистой фракции может быть объяснен концентрацией в ней глинистых минера-

лов, а не кварца и полевого шпата. Этим же объясняется уменьшение содержания кремнезема и соответственно возрастание концентрации большинства других элементов. Для некоторых щелочных и щелочно-земельных элементов (например, Ca, Sr, Na, Ba) характерно неустойчивое распределение. Эти элементы сильно фракционируются в процессе выветривания (см. разд. 2.3.1), а Ca и Sr входят также в состав карбонатов. Чрезвычайно важно рассмотреть такие характерные отношения элементов, как, например, La/Yb, Eu/Eu*, La/Th, La/Sc, Th/Sc, которые не претерпевают заметных изменений (см. разд. 2.3.6).

Из табл. 2.5 видно также, что более грубозернистые фракции обогащены Zr и Hf. Это второй важный геохимический фактор: фракционирование тяжелых минералов. Благодаря устойчивости к выветриванию и высокой плотности некоторые минералы имеют тенденцию накапливаться в наиболее грубозернистых осадках (рис. 2.3, б). В песках и песчаниках тяжелые минералы обычно присутствуют в количестве $\leq 0,1\%$, хотя известны концентрации до 1% [35]. Наиболее распространенные тяжелые минералы — ильменит, магнетит, гранат, циркон, роговая обманка, рутил и эпидот. Значительно реже дают существенные скопления касситерит, турмалин, апатит, монацит. Сточки зреция геохимического баланса микроэлементов наиболее показательными являются Zr, Hf, Nb и Ta (циркон, рутил) и в меньшей степени — Sn (касситерит), В (турмалин), Sr (apatит), р. з. э. и Th (циркон, гранат, апатит, монацит).

2.3.4. Химизм океанических вод. Во время выветривания и эрозии большого количества вещества, растворенного в природных водах (в основном речных), выносятся в океаны. Поэтому океаны представляют собой важное соединительное звено между химическим составом верхней континентальной коры и осадочными породами. В этом разделе мы покажем, как распределение и контроль за содержанием различных элементов в морской воде позволяют рационально использовать химический состав обломочных осадочных пород в качестве показателя состава верхней коры.

За последние два десятилетия мы значительно продвинулись в понимании химизма моря [23, 37]. В табл. 2.3 приведена оценка среднего химического состава океанической воды. Эти данные в основном заимствованы из сводки Брёккера и Пенга [23]; значения для Th даны по Ли [21], а для I — по В. Уллману (устное сообщение). Анализ ряда современных сводок о составе морской воды свидетельствует о прекрасном совпадении данных для главных и второстепенных ионов и о совпадении больше чем на «порядок величины» для рассеянных и сверх-рассеянных элементов. Таким образом, можно считать, что для наших целей состав морской воды хорошо известен.

Время пребывания. Время пребывания (τ) элемента в океане — понятие, введенное Бартом [38] для стационарной системы, — выражается следующим уравнением:

$$\tau_y = M_y / F_y,$$

где M_y — масса элемента y в океане, а F_y — количество элемента y , проходящего через океанический бассейн в среднем за год. Очевидно, океан не является стационарным [23, 39], хотя открытый океан, за исключением континентального шельфа, близок к стационарной системе [21].

Прохождение элемента через океан может быть измерено либо по привносу его реками [20, 23, 37, 40], либо по скорости перехода в глубоководные осадки [21, 41]. Ли [21] возражает против первого варианта, указывая на влияние человеческой деятельности на распределение ряда элементов в речной воде и сложности смещения вод в дельтах рек. Средний состав речной воды трудно оценить [23], и мы считаем аргументы Ли убедительными. Альтернативный подход состоит в использовании состава океанических пелагических осадков как меры привноса элемента. Концентрацию большинства элементов в пелагических карбонатных и кремнистых осадках, за исключением Ca, Sr и Si, можно не принимать во внимание. В табл. 2.3. приведена оценка среднего состава пелагических глин [21]. Содержания р. з. э. даны по Мак-Леннану и Тейлору [26], а содержания Y оценены по диаграммам р. з. э., нормализованным по хондриту. Показано также содержание Ca и Sr в чисто биогенных карбонатах и Si в чисто биогенном кремнистом веществе. Время пребывания рассчитано с использованием сводки Лисицына и др. [27] по скоростям седиментации и также приведено в табл. 2.3 (представлено в виде $\lg \tau$). Время пребывания изменяется более чем на девять порядков: от менее одного года для Fe до более 10^8 лет для Na.

Времена пребывания, рассчитанные двумя методами (привнос реками, пелагическое осаждение) хорошо коррелируют между собой, но не совпадают полностью [21]. Время пребывания, рассчитанное по речной воде, примерно на порядок меньше для хорошо растворимых элементов (например, Br, Cl, Na) и от одного до двух порядков больше для наименее растворимых элементов (например, р. з. э., Al, Th, Sc).

2.3.5. Диагенез и метаморфизм. Эрозия и перенос осадка происходят в окислительных условиях при более или менее постоянных рН, давлении и температуре. При отложении осадка эти параметры могут существенно меняться и таким образом, влиять на его состав (см. обзор в работах [42, 43]). Как и при выветривании, более растворимые щелочные и щелочно-земельные элементы переносятся и (или) перераспределяются [44].

Т а б л и ц а 2.6. Содержание микроэлементов в окисленных и неокисленных осадках фьорда Осло (в млн⁻¹, за исключением особо указанных случаев)

Элемент	Неокисленные	Окисленные	Возможно значительное различие*
Ba	735	768	
Rb	149	162	
Sr	241	230	
Pb	148	94	+
Y	37	38	
Zr	197	235	
Cr	125	113	
U	181	186	
Ni	55	54	
Co	27	24	
Cu	133	54	+
Mn	5743	3990	
Zn	571	342	
P	1322	1305	
Mo	33	5	+
C _{орг} (%)	3,58	2,27	
S (%)	1,15	0,22	

Для неокисленных осадков — среднее из 52 образцов, для окисленных — из 62 образцов [45]. * Различия считаются значительными, если превышают 20%.

Восстановительные условия, при которых формируются многие осадки, могут привести к серьезным последствиям: например, Fe и Mn, которые обычно нерастворимы в поверхностных условиях, могут перейти в новое состояние окисления и стать легко растворимыми и подвижными. В табл. 2.6 приведены данные о распределении микроэлементов в окисленных и неокисленных осадках фьорда Осло. Содержание Cu, Mo, Pb, Zn, S и C, так же как и Mn (см. выше), существенно выше в неокисленных осадках. Причины такого накопления не вполне ясны, однако возможно нахождение элементов в виде сульфидов или адсорбция их на органических соединениях [45]. Уран, подобно другим элементам, обычно накапливается в неокисленных осадках [45]. Обогащение ураном почти наверняка обусловлено переходом растворимого U⁶⁺ в относительно нерастворимую форму U⁴⁺ и осаждением в виде U(OH)₄ или других подобных соединений. Еще одной общей чертой диагенеза является увеличение растворимости кремнезема (например, [35]).

Подвижность элементов (особенно микроэлементов) в процессе метаморфизма пелитовых пород еще не совсем понятна, и заметного прогресса в этом направлении не было достигнуто

после пионерской работы по исследованию формации Литтлтон [46]. Шоу [46] установил, что при региональном метаморфизме вплоть до условий силлиманитовой фации наблюдается небольшое изменение в содержании породообразующих элементов при потере воды и углекислого газа. Микроэлементами также малоподвижны, за исключением Li и Pb, для которых подвижность увеличивается. Надежно установлено возможное ее уменьшение для Ni и Cu. Ронов [47] также указывает на слабые геохимические эффекты в процессе прогрессивного регионального метаморфизма осадочных пород. В условиях очень высоких ступеней метаморфизма, например гранулитовой фации, многие элементы, в том числе K, Rb, Cs, Th, U, являются подвижными, вероятно, во флюидных фазах [48].

2.3.6. Осадочные породы как модель состава коры. Интересно рассмотреть рис. 2.2. с позиций всестороннего влияния различных процессов на состав обломочных осадочных пород. Коэффициент распределения элементов в морской воде — верхней коре (K_y^{sw}) изменяется более чем на восемь порядков. Элементы с очень высокими значениями K_y^{sw} и τ ($\lg K_y^{sw} \geq -3$; $\lg \tau \geq 5$), включая большинство щелочных и щелочно-земельных элементов, В и U, интенсивно переходят в природные воды и остаются в них в растворенном виде в течение длительного времени. Соответственно концентрации таких элементов в тонкозернистых обломочных осадочных породах ни в коей мере не отражают их концентрации в коре. С другой стороны, элементы с очень низкими значениями K_y^{sw} и τ ($\lg K_y^{sw} \leq -6$; $\lg \tau \leq 3$), включая группы титана (Ti, Zr, Hf), алюминия (Al, Ga), р. з. э. (включая Y, Sc), Th, Nb, Sn и Be, почти полностью отсутствуют в природных водах, и время их пребывания в океанской воде меньше, чем время перемешивания океанской воды ($\leq 10^3$ лет). Следовательно, эти элементы переходят в обломочные осадочные породы практически в тех же концентрациях, в которых они были в коре, и предоставляют нам ценную информацию о содержании их в исходных породах. Это заключение усиливается еще и тем, что данные элементы присутствуют в очень малых концентрациях в хемогенных осадках (карбонатах и эвапоритах). Остальные элементы с промежуточными значениями K_y^{sw} и τ , включая некоторые переходные элементы первого ряда (Si, Ba, Cs, Tl), также могут дать информацию о составе исходных пород, хотя использовать ее следует с большой осторожностью.

Многие элементы (с низкими значениями K_y^{sw} и τ), находящиеся в осадочных породах, непригодны для оценки состава верхней коры по разным причинам. Некоторые из них обнаруживают значительные изменения в растворимости в зависимости от степени окисления (Fe, Mn) или являются сильно халь-

кофильными (Pb). Другие элементы слабо рассеяны в обычных магматических породах (Al, Ga). Еще один важный фактор, кратко рассмотренный выше, — это то, что некоторые элементы являются главными компонентами часто встречающихся тяжелых минералов (например, Zr, Hf, Sn) и, следовательно, могут фракционироваться в процессе осадконакопления.

Нам представляется, что изучение распределения р. з. э., Y, Th, Sc и, возможно, Co в обломочных осадочных породах — наи-

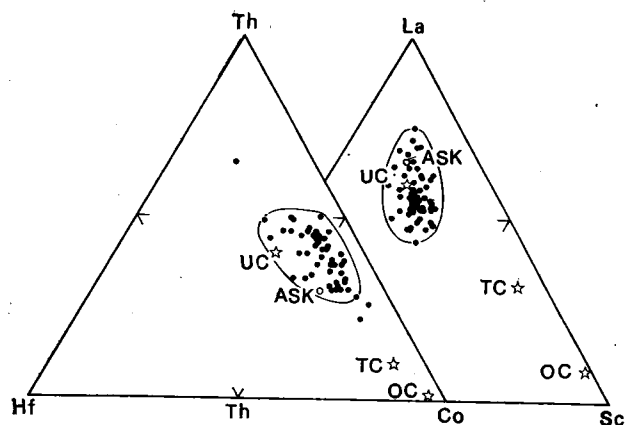


Рис. 2.4. Диаграммы Th — Hf — Co и La — Th — Sc для тонкозернистых осадков и осадочных пород постаршейского возраста. Условные обозначения: UC — верхняя континентальная кора; TC — континентальная кора в целом; OC — средняя океаническая кора; ASK — средний глинистый сланец, по Краускопфу [53]. Характерны общая низкая дисперсия данных и сходство с составом верхней континентальной коры (UC). Составы верхней коры удалены от вершины Hf, что, возможно, связано с концентрацией циркона в песчаниках (см. разд. 2.3.3). Исходные данные приведены в тексте.

более перспективное направление для определения содержаний в верхней коре. Среди этих элементов есть как сильно несовместимые (легкие р. з. э., Th), так и сильно совместимые (Sc, Co). Их отношения дают индекс химической дифференциации (например, Th/Sc, La/Sc). Кроме того, некоторые ключевые отношения элементов остаются, по существу, постоянными или их можно предсказать при рассмотрении магматических процессов (Th/U, K/U, K/Rb).

В нашей аналитической работе мы сосредоточили внимание на тонкозернистых обломочных породах (аргиллитах, глинистых сланцах и т. д.). Мы использовали этот подход, поскольку подсчеты баланса масс осадочных пород (см. табл. 2.5) основываются в значительной степени (например, р. з. э., Th, Sc) на данных о глинистых сланцах. Полные высококачественные

Таблица 2.7. Химический состав некоторых типичных постархейских глинистых сланцев Австралии [49, 50]

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57,98	69,25	69,66	67,39	68,01	66,03	67,20	59,52
TiO ₂	0,81	0,64	0,79	0,86	0,75	0,74	0,77	1,03
Al ₂ O ₃	23,28	18,76	15,55	16,95	17,12	16,94	19,85	23,75
FeO	6,51	5,99	6,20	6,82	5,90	4,80	5,53	8,54
MnO	0,08	0,02	0,04	0,09	0,23	0,05	0,04	0,16
MgO	4,33	0,56	2,60	2,05	2,73	2,01	1,62	1,81
CaO	0,44	0,03	0,51	0,27	0,22	5,11	0,39	0,57
Na ₂ O	0,66	0,75	0,42	1,01	0,66	0,46	0,18	0,95
K ₂ O	5,92	4,00	3,90	4,45	4,24	3,75	4,33	3,44
P ₂ O ₅	—	—	0,32	0,12	0,15	0,11	0,08	0,23
Σ	100,01	100,00	99,96	100,01	100,01	100,00	99,99	100,00
п. п. п.	5,88	3,75	4,29	5,57	3,12	7,31	4,34	5,50
Cs	13,4	4,65	16	17	13	18	17	10
Ba	879	1051	310	240	470	500	590	580
Rb	—	—	215	198	180	194	175	185
Sr	—	—	48	86	34	269	67	120
Pb	18,0	17,1	10	43	6,2	24	35	32
La	42,3	51,0	27	34	44	52	40	50
Ce	88,9	102,9	57	63	94	132	86	104
Pr	9,87	12,8	8,8	7,0	8,1	12	9,1	13
Nd	35,2	48,2	32	24	29	37	30	43
Sm	7,18	7,39	4,9	5,3	5,0	6,5	6,0	8,2
Eu	1,14	1,23	0,94	1,0	0,95	1,2	1,1	1,7
Gd	4,63	4,19	4,0	4,8	4,7	5,2	4,7	6,7
Tb	0,81	0,68	0,68	0,71	0,74	0,84	0,82	1,2
Dy	5,08	3,80	3,8	3,7	4,0	4,6	5,0	6,2
Ho	1,07	0,83	0,86	0,87	0,89	1,1	1,2	1,4
Er	3,01	2,15	2,3	2,6	2,5	3,2	3,6	3,8
Yb	3,03	2,10	2,4	2,5	2,4	2,8	3,6	3,7
Σр.з.э.	203	238	145	149	196	258	192	242
La _N /Yb _N	9,4	16,4	7,6	9,2	12,4	12,6	7,5	9,2
Eu/Eu*	0,60	0,67	0,65	0,61	0,60	0,63	0,63	0,70
Y	29,9	30,0	18	20	34	36	29	38
Th	15,8	19,9	12	15	16	15	18	19
U	3,58	2,62	2,7	2,6	2,7	2,5	2,9	3,3
Zr	148	189	219	202	155	210	245	185
Hf	4,28	4,59	4,1	4,3	3,0	3,1	4,9	4,3
Sn	7,48	5,08	3,4	4,3	2,6	3,6	3,9	3,9
Nb	15,3	12,2	13	16	18	23	24	30
Mo	1,34	0,35	—	—	—	—	—	—
W	1,32	0,90	0,75	1,1	0,76	0,71	1,1	0,94
Th/U	4,4	7,6	4,4	5,8	5,9	6,0	6,2	5,8
La/Th	2,7	2,6	2,3	2,3	2,8	3,5	2,2	2,6
Cr	395	151	67	79	99	61	78	110
V	190	69	55	105	110	70	125	100
Sc	21	17	13	19	20	15	19	21
Ni	21	19	29	40	49	31	36	54
Co	23	*	16	14	19	14	14	27
Cu	65	3,2	—	25	110	35	27	52

Продолжение табл. 2.7

	1	2	3	4	5	6	7	8
Ga	21	12	13	22	14	25	25	30
La/Sc	2,0	3,0	2,1	1,8	2,2	3,5	2,1	2,4
Th/Sc	0,75	1,2	0,92	0,79	0,80	1,0	0,95	0,90
Bi	0,84	0,25	0,19	0,40	0,09	0,30	0,39	0,23
B	28	98	95	210	96	75	56	41

1 — 54943, группа Фортезкью, бассейн Хамерсли (2,6—2,4 млрд. лет); 2—46436, группа Ирахиди, бассейн Набберу (~1,7 млрд. лет); 3—M15, группа Маунт-Айза (~1,7 млрд. лет); 4—A010, формация Пертататака, бассейн Амадеус (~0,85 млрд. лет); 5—SC8, сланец Стейт-Серкл (силур); 6—PL6, формация Лорел, бассейн Каннинг (карбон); 7—PL1, Пул, бассейн Каннинг (пермь); 8—PW5, сланец Кокатеа, бассейн Перт (триас).

аналитические данные все еще сравнительно редки для всех типов осадков и осадочных пород. В табл. 2.7 представлены некоторые анализы типичных глинистых сланцев постархейских образований Австралии [49, 50]. В табл. 2.8 приведены анализы взвешенного вещества из некоторых современных рек [51] (мы исключили элементы Cu, Mo, Sb, Pb, Zn, присутствие которых обусловлено загрязнением окружающей среды). Эти анализы реально представляют состав твердой фракции, снесенной с континентов. Наконец, в табл. 2.9 приведены оценки концентраций в трех средних постархейских глинистых сланцах, включая средние значения по Кларку [52] и Краускопфу [53]. В первой колонке даны наши данные, отличающиеся от других тем, что в них не включены компоненты карбонатов и эвапоритов. Эти данные являются наиболее представительной оценкой состава среднего терригенного глинистого сланца.

Чтобы показать соответствие между микроэлементами в верхней коре и в обломочных осадках, мы поместили данные на тройные диаграммы Th—Hf—Co и La—Th—Sc (рис. 2.4). Это анализы глинистых сланцев из различных постархейских образований Австралии [49, 50], Антарктиды [34] и Новой Зеландии [34], геохимические стандарты для осадочных пород (SCo-1, SGR-1, MaG-1) [54], взвешенное вещество различных рек [51] и эстуариев рек восточной части США [55]. Неоспоримыми являются слабая дисперсия данных в отношении этих параметров и хорошее соответствие их среднему составу верхней коры. На диаграмме Th—Hf—Co составы тонкозернистых осадков удалены от состава верхней коры и от вершины Hf. Вероятно, это обусловлено фракционированием циркона, сконцентрированного в грубозернистых осадках (см. разд. 2.3.3).

Таблица 2.8 Химический состав обломочного вещества некоторых рек [51]

Амазонка		Конго	Ганг	Гаронна	Меконг
SiO ₂	60,1	58,0	66,9	58,2	61,9
TiO ₂	1,3	1,6	0,96	0,84	0,63
Al ₂ O ₃	22,8	25,0	16,0	22,4	22,3
FeO	7,5	10,4	5,2	7,5	7,6
MnO	0,14	0,20	0,14	0,22	0,13
MgO	2,0	1,1	2,3	2,9	2,3
CaO	2,3	1,4	4,1	2,7	0,87
Na ₂ O	1,2	0,32	1,5	0,75	0,74
K ₂ O	2,3	1,6	2,7	4,1	3,0
Σ	99,6	99,6	99,8	99,6	99,5
Cs	13	6	8,2	—	21
Ba	700	790	490	815	600
Rb	138	60	116	—	190
Sr	309	61	—	164	92
La	48	50	42	44	48
Ce	112	90	98	93	93
Pr	—	—	—	8,2	8,5
Nd	—	—	48	36	47
Sm	9,7	—	9,7	6,2	5,4
Eu	1,8	1,6	1,2	1,1	1,5
Gd	—	—	—	6,1	5,3
Tb	—	1,6	0,7	0,9	0,9
Ho	—	—	—	0,9	0,9
Er	—	—	—	2,4	2,7
Tm	—	—	0,35	0,44	0,45
Yb	3,7	2,6	3,2	2,8	3,2
Lu	0,6	0,37	0,51	0,42	0,58
Σp.з.э.	—	—	—	207	222
La _N /Yb _N	8,8	13,0	8,9	10,6	10,1
Eu/Eu*	0,57	0,47	0,51	0,54	0,85
Th	13	16,2	17,5	13	17
U	2,5	3	2,8	3,6	5,8
Hf	6,2	5,1	8,4	—	4,0
Ta	2,0	1,1	1,25	—	1,35
Th/U	5,2	5,4	6,3	3,6	2,9
La/Th	3,7	3,1	2,4	3,4	2,8
Cr	193	175	71	255	102
V	232	163	—	150	175
Sc	18	12	11,5	—	19,5
Ni	105	74	80	33	99
Co	41	25	14	39	20
Ga	19	25	—	16	28
La/Sc	2,7	4,2	3,7	—	2,5
Th/Sc	0,72	1,4	1,5	—	0,87
B	68	43	—	120	87

Таблица 2.9. Различные оценки средних постархейских сланцев

Компонент	1	2	3
SiO ₂	62,8	62,0	61,6
TiO ₂	1,0	0,8	1,0
Al ₂ O ₃	18,9	18,0	18,3
FeO	6,5	7,1	7,4
MnO	0,11	—	0,13
MgO	2,2	2,9	2,7
CaO	1,3	3,6	4,2
Na ₂ O	1,2	1,5	1,1
K ₂ O	3,7	3,8	3,4
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,22
Σ	99,9	99,9	100,1
п. п. п. (CO ₂ , H ₂ O и др.)	6,0	9,2	—
Cs	15	—	5
Ba	650	—	580
Rb	160	—	140
Sr	200	—	450
Pb	20	—	20
La	38	—	40
Ce	80	—	50
Pr	8,9	—	5
Nd	32	—	23
Sm	5,6	—	6,5
Eu	1,1	—	1
Gd	4,7	—	6,5
Tb	0,77	—	0,9
Dy	4,4	—	4,5
Ho	1,0	—	1
Er	2,9	—	2,5
Tm	0,40	—	0,25
Yb	2,8	—	3
Lu	0,43	—	0,7
Σ р. з. э.	183,0	—	145
La _N /Yb _N	9,2	—	9,0
Eu/Eu*	0,66	—	0,5
Y	27	—	30
Th	14,6	—	11
U	3,1	—	3,2
Zr	210	—	200
Hf	5,0	—	6
Sn	4,0	—	6
Nb	19	—	20
Mo	1,0	—	2
W	2,7	—	2
Th/U	4,7	—	3,4
La/Th	2,6	—	3,6
Cr	110	—	100
V	150	—	130
Sc	16	—	10
Ni	55	—	95

Продолжение таблицы 2.9

Компонент	1	2	3
Co	23	—	20
Cu	50	—	57
Zn	85	—	80
Li	75	—	60
Ga	20	—	19
La/Sc	2,4	—	4,0
Th/Sc	0,91	—	1,1
Bi	0,25	—	0,01
B	100	—	100

1 — данная работа: представлены терригенные глинистые сланцы, за исключением карбонатных компонентов; 2 — данные Кларка [52]; 3 — данные Краускопфа [53].

2.4. Редкоземельные элементы в осадочных породах

2.4.1. Постархейская летопись. Гольдшмидт [56] первым предположил, что гомогенизирующие эффекты осадочных процессов должны приводить к почти постоянному распределению р. з. э. в осадочных породах и тем самым отражать их содержание в верхней континентальной коре. Хотя работы других авторов [57—60] показали значительные вариации содержания р. з. э. в некоторых осадочных образованиях, предсказание Гольдшмидта подтвердилось [61]. Тейлор [62] использовал однородность распределения р. з. э. в осадочных породах в качестве основы для составления таблиц среднего состава коры. Хаскин [63—64] подтвердил, что состав большей части палеозойских глинистых сланцев Северной Америки (NASC) является представительным для состава верхней континентальной коры. Повторное изучение объединенной пробы европейских палеозойских глинистых сланцев (ES) [65] подтвердило первоначальные наблюдения Минами [66] и сходство их с NASC и со средним составом осадочных пород Русской платформы [67]. Среднее значение из 23 анализов постархейских глинистых сланцев Австралии (PAAS) опубликовано Нансом и Тейлором [49]. Значения для различных объединенных проб и средние значения для сланцев из различных регионов приведены в табл. 2.10 и показаны на рис. 2.5 [68]. Примечательное однообразие этих составов убедительно свидетельствует в пользу того, что типичные глинистые сланцы в отношении р. з. э. отражают состав вскрытой части коры. Использование усредненных данных более предпочтительно по сравнению с анализом единичной составной пробы, в которую могут быть включены нетипичные

материалы. Поэтому мы принимаем состав PAAS за средний состав глинистого сланца.

Содержания р. з. э. в серии типичных постархейских тонкозернистых осадочных пород представлены в табл. 2.7. Диа-

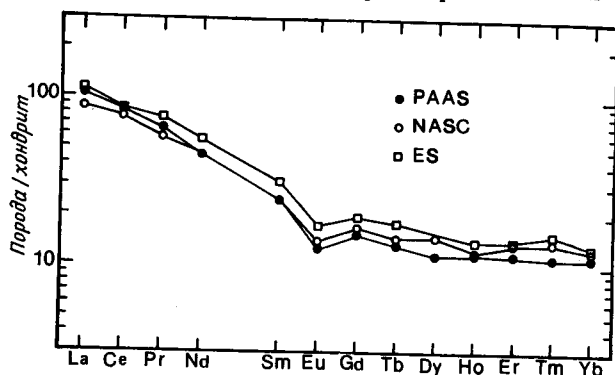


Рис. 2.5. Распределение нормализованных по хондриту р. з. э. в постархейских глинистых сланцах (NASC, ES) и в среднем PAAS (по данным табл. 2.10). Заслуживает внимания однотипность кривых, подтверждающая точку зрения, что спектры р. з. э. отражают состав выветривающейся и эродируемой верхней континентальной коры. Характерны высокие концентрации р. з. э. относительно хондрита, обогащение легкими р. з. э., горизонтальный тип спектра тяжелых р. з. э. и, что особенно важно, значительная отрицательная Eu-аномалия. Такой тип спектров близок к спектру гранодиорита. См. приложение 2, посвященное нормализующим по хондриту коэффициентам и определению Eu-аномалии. Здесь и на последующих рисунках по вертикальной оси приведено отношение содержания (в млн^{-1}) р. з. э. в породе к его содержанию (в млн^{-1}) в хондрите.

грамма р. з. э., нормализованных по хондриту, приведена на рис. 2.6. Очевидно сходство состава р. з. э. в различных глинистых сланцах и в усредненных пробах. Распределение р. з. э. в современных осадках такое же, как и в постархейских глинистых сланцах (NASC, ES, PAAS). Типичные анализы взвешенного вещества некоторых важнейших рек мира приведены в табл. 2.8 [51]. Данных о р. з. э. недостаточно, и они иногда имеют разброс однако ясно, что кривые очень близки к кривой PAAS (рис. 2.7), хотя суммарное содержание р. з. э. несколько завышено (в 1,1—1,4 раза). Обогащение, вероятно, обусловлено тонкозернистостью речного осадка. Молодые терригенные морские осадки имеют тот же характер распределения р. з. э., что и типичные глинистые сланцы, однако в ряде образцов также наблюдается некоторое завышение их суммарного содержания. Эти различия показывают, что, несмотря на то что большинство типичных глинистых сланцев имеют одни и те же характеристики отношений элементов (La_N/Yb_N , Eu/Eu^* ; см.

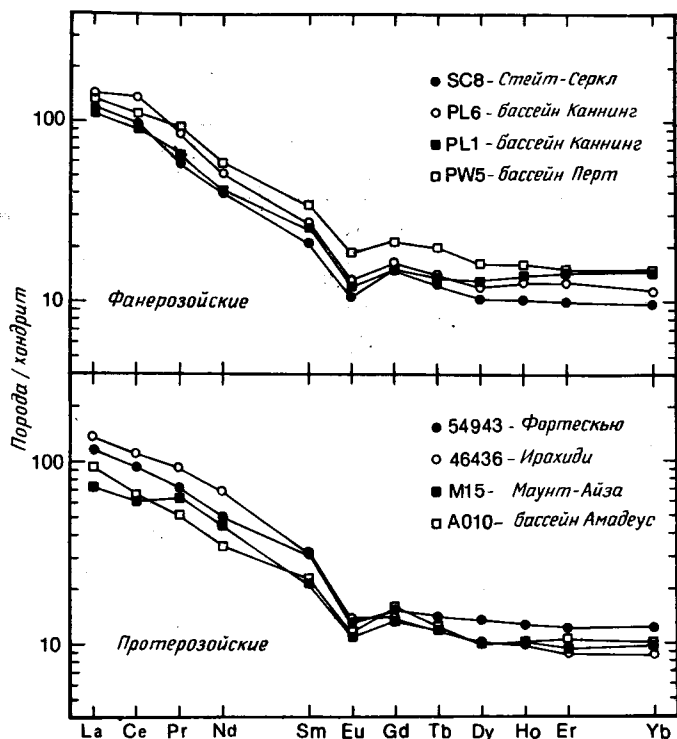


Рис. 2.6. Распределение р. з. э. в постархейских глинистых сланцах Австралии (по данным табл. 2.7). Характерны однотипность кривых для осадочных пород различного возраста и местонахождения, а также сходство их с кривыми рис. 2.5.

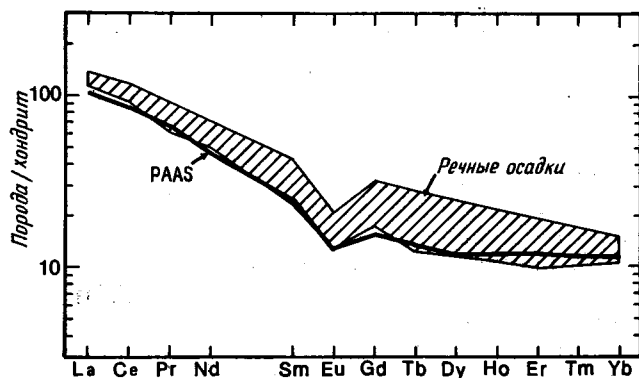


Рис. 2.7. Диаграмма распределения р. з. э., показывающая поле современных речных осадков (по данным табл. 2.8). Для сравнения жирной линией показан спектр для ПААС. Речные осадки в целом имеют спектры р. з. э., параллельные спектру ПААС, хотя характеризуются большим суммарным содержанием р. з. э. Последнее, возможно, связано с тем, что анализировался очень тонкозернистый материал.

Таблица 2.10. Содержание р. з. э. в постархейских глинистых сланцах (в млн⁻¹)

Элемент	PAAS (1)	NASC (2)	ES (3)
La	38	32	41,1
Ce	80	73	81,3
Pr	8,9	7,9	10,4
Nd	32	33	40,1
Sm	5,6	5,7	7,3
Eu	1,1	1,24	1,52
Gd	4,7	5,2	6,03
Tb	0,77	0,85	1,05
Dy	4,4	5,8	—
Ho	1,0	1,04	1,20
Er	2,9	3,4	3,55
Tm	0,40	0,50	0,56
Yb	2,8	3,1	3,29
Lu	0,43	0,48	0,53
Σ р. з. э.	183,0	173,2	204,0
La _N /Yb _N	9,2	7,0	8,4
Eu/Eu*	0,66	0,70	0,70

1 — постархейский средний глинистый сланец Австралии [49] (среднее из 23 образцов); 2 — глинистый сланец Северной Америки [64] (смесь из 40 образцов); 3 — глинистый сланец Европы [65] (смесь из многочисленных глинистых сланцев Европы).

приложение 2), некоторая осторожность в оценке средних суммарных содержаний р. з. э. все же оправдана.

Анализы р. з. э. для песчаников более редки, чем для глинистых сланцев. Нормализованные по хондриту спектры р. з. э. для песков и песчаников постархейского возраста приведены на рис. 2.8. Кривые р. з. э. для этих песчаников указывают на более низкое суммарное содержание р. з. э., чем для глинистых сланцев, при этом, как и для последних, характерно изменение содержаний. Многие авторы отмечают более низкие содержания р. з. э. в грубозернистых осадочных породах по сравнению с глинистыми сланцами [49, 59, 63]. С другой стороны, форма спектров р. з. э. (Eu/Eu*, La/Yb_N) в общем такая же, как для песчаников и глинистых сланцев [49, 59, 69]. Типично низкое содержание р. з. э. в богатых кварцем осадках и в осадочных породах (кварцитах, ортокварцитах и др.) (рис. 2.9). При этом, однако, форма кривых в целом подобна наблюдаемой для глинистых сланцев. Отклонение от общей закономерности можно объяснить увеличением неточности определений (особенно для анализов, выполненных до 1970 г.), обусловленной низкими концентрациями р. з. э. Значительна также роль тяжелых минералов, когда количества глинистой фракции ничтожно мало ([59], см. также ниже).

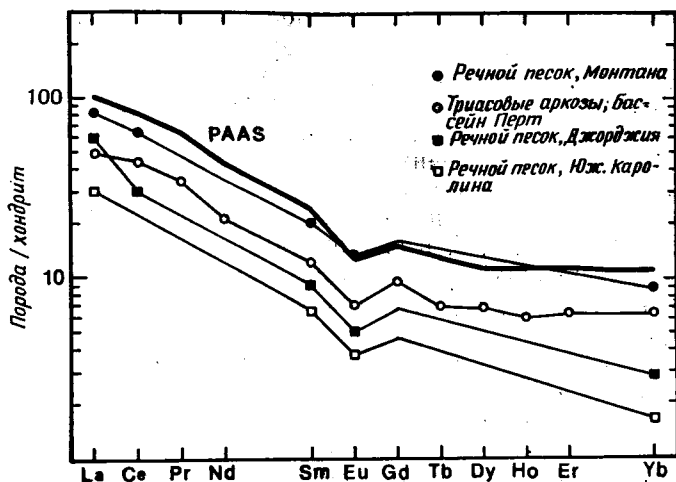


Рис. 2.8. Распределение р. з. э. в голоценовых речных песках США [69] и в триасовых аркозах бассейна Перт, Австралия [49]. PAAS показан жирной линией. В целом кривые для песков и песчаников подобны кривой PAAS, хотя эти образования характеризуются меньшим суммарным содержанием р. з. э. Отношения La/Yb в них весьма изменчивы.

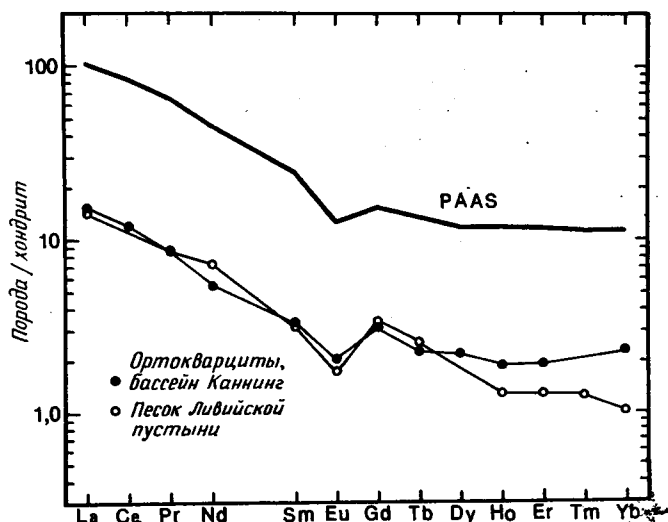


Рис. 2.9. Распределение р. з. э. в обогащенных кварцем песках Ливийской пустыни [63] и в пермских ортокварцитах (среднее по трем анализам) для бассейна Каннинг, Австралия [49]. PAAS показан жирной линией. Суммарное содержание р. з. э. в богатых кварцем песках и песчаниках значительно ниже, чем в PAAS.

Большинством исследований установлены относительно низкие концентрации р. з. э. в осадочных карбонатных породах и минералах, при этом типичные суммарные концентрации р. з. э. в кальците морского происхождения не превышают 10 млн^{-1} [63, 70]. В целом же спектры р. з. э. в карбонатах подобны их спектрам в осадочных обломочных породах. Для морских карбонатов характерны низкие концентрации Се, отражающие низкие содержания его в морской воде по сравнению с другими р. з. э. Распределение р. з. э. в эвапоритах детально не изучено. Ряд неполных средних анализов для эвапоритов СССР характеризуется низким суммарным содержанием р. з. э. (менее 10 млн^{-1}) [71].

Хотя кривые р. з. э. для тонкозернистых осадочных пород в целом параллельны таковым для верхней коры, содержания этих элементов, вероятно, превышают абсолютные содержания примерно на 20% [72]. Три наблюдения подтверждают это предположение. Оценки для верхней коры, основанные на опробовании площадей щитов, дают среднее содержание La примерно 32 млн^{-1} [8]. Для тонкозернистых осадочных пород типично более высокое (10—30%) суммарное содержание р. з. э., чем для ассоциирующихся с ними более грубозернистых осадочных пород (например, в граувакк-аргиллитовых турбидитовых сериях). Обломочный материал составляет около 70—80% осадочных пород поверхности коры [14] и содержит основную массу р. з. э.; содержание же их в карбонатах и эвапоритах очень низкое (см. ниже). Мы рассчитали баланс масс для осадочных пород, используя данные о р. з. э. и зная соотношение литологических типов пород (например, [14]), с тем чтобы оценить содержания р. з. э. в верхней коре (табл. 2.11). В пределах ошибки расчета полученные результаты соответствуют как бы простому уменьшению средних содержаний р. з. э. в PAAS на 20%.

Таблица 2.11. Баланс масс р. з. э. в осадочных породах

Элемент	Глинистые сланцы	Песчаники	Карбонаты	Эвапориты	ВК ^а (баланс масс)	ВК (глинистый сланец)
La	38	14	4,5	1,1	30	30
Sm	5,6	3,1	0,9	0,4	4,5	4,5
Eu	1,1	0,6	0,2	0,1	0,9	0,88
Gd	4,7	2,7	0,8	0,3	3,8	3,8
Yb	2,8	1,2	0,4	0,5	2,2	2,2
La/Yb	13,6	11,7	11,3	2,2	13,6	13,6
Eu/Eu*	0,66	0,63	0,72	0,88	0,67	0,65

^а Для верхней коры; отношение глинистые сланцы : песчаники : карбонаты : эвапориты принято равным 72 : 11 : 15 : 2 [14].

2.4.2. Минералогический контроль. Очень важным является вопрос о распределении р. з. э. по минералам осадочных пород. В объемном отношении наиболее значительными компонентами являются кварц, полевые шпаты и обломки пород. Кварц содержит мало или совсем не содержит р. з. э. (этим объясняется

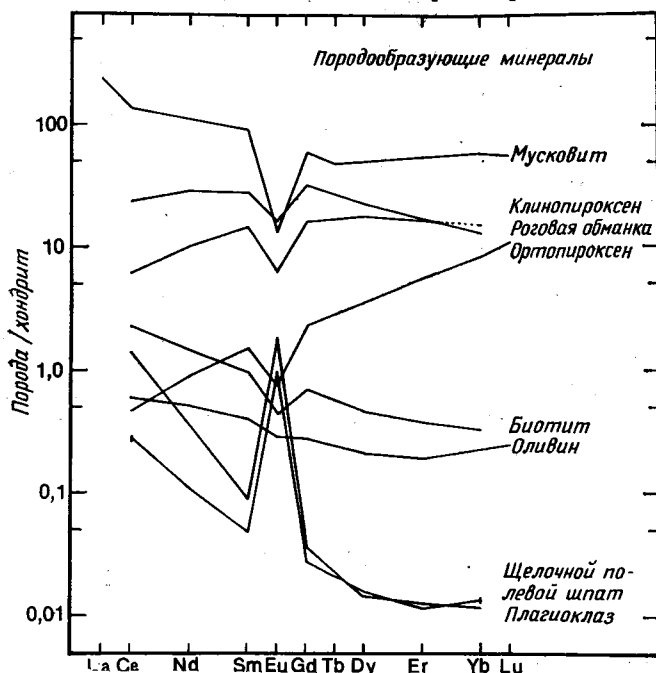


Рис. 2.10. Распределение р. з. э. в наиболее распространенных породообразующих минералах (по данным табл. 2.12).

их низкое содержание в песчаниках), хотя в зернах кварца могут присутствовать заметные количества минеральных включений. Полевые шпаты являются наиболее важными минералами осадков. Некоторые типичные анализы плагноклаза и калиевого полевого шпата представлены в табл. 2.12 и на диаграмме р. з. э., нормализованных по хондриту (рис. 2.10). Примечательны весьма низкие концентрации р. з. э. и положительные аномалии европия. Обогащение последним обусловлено замещением Sr^{2+} на Eu^{2+} вследствие его большего размера по сравнению с трехвалентными р. з. э. Содержание р. з. э. в обломках пород в высшей степени непостоянно и заранее непредсказуемо. В табл. 2.12 приведены также типичные анализы некоторых других минералов магматических пород, а на рис. 2.10 они представлены графически. Главная особенность, на которую

Таблица 2.12. Содержание р. з. э. в некоторых порообразующих минералах

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	—	—	—	—	—	—	—	86,0	—
Ce	0,569	5,94	0,442	22,5	1,36	0,264	2,20	127,3	20,0
Nd	0,365	7,23	0,645	27,5	0,252	0,0769	1,03	—	15,0
Sm	0,090	3,3	0,347	8,67	0,0200	0,0112	0,221	20,91	15,1
Eu	0,024	0,554	0,064	1,375	0,155	0,0821	0,0377	1,14	1,42
Gd	0,084	—	—	9,74	—	—	0,213	—	53,6
Tb	—	—	—	—	—	—	—	2,73	—
Dy	0,079	6,75	1,35	8,29	0,00552	0,0060	0,170	—	122
Er	0,046	4,04	1,40	4,18	0,00308	0,0029	0,0913	—	77,9
Yb	—	—	2,10	3,18	0,00301	0,0033	0,0792	14,48	70,3
Lu	0,0094	—	0,414	—	—	—	—	2,12	10,1
Источник	[73]	[73]	[73]	[74]	[74]	[74]	[74]	[75]	[73]

1 — оливин из базальта; 2 — клинопироксен из андезита; 3 — ортопироксен из андезита; 4 — роговая обманка из гранодиорита; 5 — плагиоклаз из гранодиорита; 6 — щелочной полевой шпат из гранодиорита; 7 — биотит из гранодиорита; 8 — мусковит из гранита; 9 — гранат из дацита.

Таблица 2.13. Содержание р. з. э. в некоторых аксессуарных минералах

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
La	—	—	—	119 000	—	—	—	10,3
Ce	42,3	20,0	509	195 000	66 560	152	3305	13,7
Pr	—	—	—	32 100	—	—	—	—
Nd	14,9	15,0	302	98 000	16 060	58,2	2680	—
Sm	5,40	15,1	52,9	24 500	1 260	9,45	655	1,86
Eu	1,27	1,42	15,2	635	133,3	3,38	165	0,11
Gd	17,4	53,6	—	14 700	460	8,15	564	—
Tb	—	—	—	1 960	—	—	—	0,16
Dy	56,9	122	31,7	7 710	118,4	5,67	470	—
Ho	—	—	—	1 400	—	—	—	—
Er	116	77,9	17,1	—	28,5	2,69	237	—
Yb	253	70,3	13,9	540	17,4	2,10	207	0,59
Lu	—	10,1	—	—	—	—	—	0,10
Источник	[74]	[73]	[74]	[76]	[74]	[74]	[74]	[75]

1 — циркон из гранодиорита; 2 — гранат из дацита; 3 — апатит из гранодиорита; 4 — монацит из гранита; 5 — ортит из гранодиорита; 6 — эпидот из гранодиорита; 7 — сфен из гранодиорита; 8 — турмалин из гранита.

следует обратить внимание, — это крайне неоднородный характер кривых. Важно также отметить, что содержание р. з. э. в минералах магматических пород определяется коэффициентом распределения минерал — расплав и, следовательно, характер спектра р. з. э. для минералов четко зависит от суммарного содержания р. з. э. в исходной магме. Подобным же образом со-

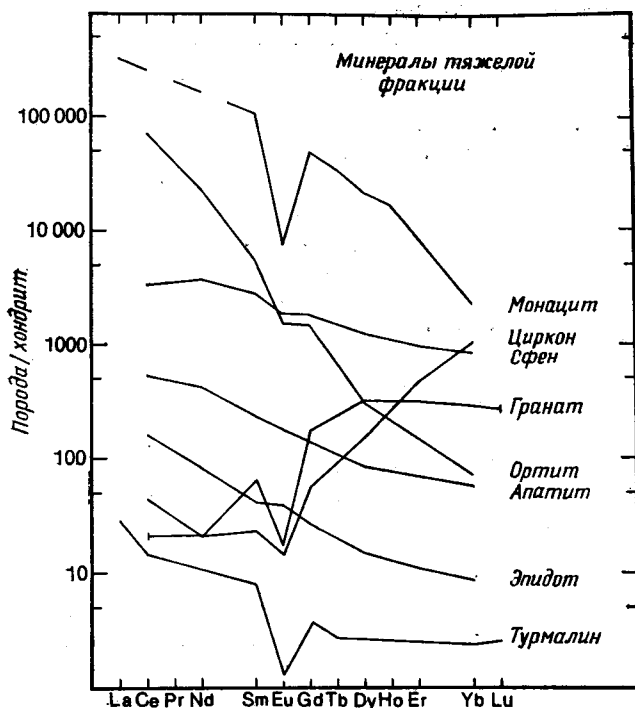


Рис. 2.11. Распределение р. з. э. в наиболее распространенных тяжелых минералах (по данным табл. 2.13). Особенно интересен циркон в связи с обогащением его тяжелыми р. з. э.

держание р. з. э. в минералах метаморфических пород определяется суммарным их содержанием в породе.

Роль тяжелых минералов в осадочных породах и возможное геохимическое фракционирование, обусловленное сегрегацией тяжелых минералов, рассмотрим выше. В табл. 2.13 представлены типичные содержания р. з. э. в минералах тяжелой фракции. Спектры р. з. э. показаны на рис. 2.11. Обращают на себя внимание высокое содержание р. з. э. и обогащение тяжелыми р. з. э. таких широко распространенных тяжелых минералов, как циркон и гранат. Менее распространенные тяжелые минералы, например апатит, могут иметь высокие концентрации

р. з. э., но эти минералы менее важны в общем балансе р. з. э. в осадках. Редкоземельный минерал монацит, как правило, встречается в небольших количествах, чтобы играть доминирующую роль в распространении р. з. э., однако в отдельных случаях, даже при концентрации примерно 0,005%, его следует принимать во внимание.

Циркон является, вероятно, наиболее важным тяжелым минералом в отношении содержания р. з. э. В тонкозернистых осадочных обломочных породах содержание Zr (примерно 200 ± 100 млн⁻¹) вполне сопоставимо с содержанием в верхней коре (190 млн⁻¹) (см. разд. 2.6). Типичные отношения Zr/Yb в цирконах — выше чем 1000 (см. табл. 2.13). Если в породе содержится достаточно циркона, чтобы содержание циркония составило 100 млн⁻¹, то циркон будет также содержать $\leq 0,5 \times$ (хондритовый уровень тяжелых р. з. э.). Это немного по сравнению с типичным содержанием р. з. э. в глинистых сланцах [$10-20 \times$ (хондритовый уровень Yb)]. В алевритах и песчаниках, где содержания р. з. э. ниже, а концентрации Zr могут достигать $400-500$ млн⁻¹, это может существенно отражаться на спектрах распределения р. з. э.

Фракция глинистых минералов также важный носитель р. з. э. Отдельные анализы глинистых минералов в этом случае не пригодны, но Куллерс и др. [59] исследовали содержание р. з. э. в различных по крупности фракциях (включая < 2 мкм) неконсолидированных позднепалеозойских осадков центральной части США. В некоторых случаях они выделили тяжелые минералы также из илистой и песчаной фракций, чтобы оценить суммарное влияние тяжелых минералов. Результаты двух особенно поучительных проб приведены в табл. 2.14. На рис. 2.12 нанесены данные для песчаной и илистой фракций, нормализованных к фракции < 2 мкм. Использование для нормализации тончайшей глинистой фракции (< 2 мкм) обусловлено в данном случае тем, что содержания в ней р. з. э. ближе всего к содержаниям, которые следует ожидать в глинистых сланцах, образовавшихся из того же источника. Ясно, что здесь проявился значительный, хотя и незакономерный эффект влияния тяжелых минералов на распределение тяжелых р. з. э. в песчаной и в значительно меньшей степени глинистой фракциях.

На основе этих и других данных [59, 77] можно сделать следующие выводы:

1. Основная масса р. з. э. в обломочных осадочных породах приурочена к илистой фракции и фракции < 2 мкм. Корреляция между концентрацией р. з. э. и минеральным составом глины отсутствует.

2. Нет или имеется очень небольшая разница в спектрах р. з. э. для фракций с размером зерен от < 1 до 20 мкм (мел-

Таблица 2.14. Редкоземельные элементы в различных фракциях осадочных пород [59]

	Порода в целом	Песок	Песок без тяжелой фракции	Ил	Ил без тяжелой фракции	<2 мкм	Общая масса фракций
Глинистый сланец	W—2, Хейвенсвилл						
La	30,0	4,2	4,0	27,9	19,1	55,3	34,2
Ce	58,1	10,6	6,5	61,7	38,6	100	65,8
Sm	5,0	0,79	0,59	5,17	3,11	5,85	4,33
Eu	1,01	0,16	0,10	0,85	0,61	1,08	0,77
Tb	0,93	—	0,068	0,70	0,47	0,82	0,62
Yb	2,6	0,65	0,32	2,60	1,67	3,81	2,64
Lu	0,44	0,084	0,053	0,41	0,29	0,54	0,38
Σ р. з. э.	142	25	19	145	92	250	—
La _N /Yb _N	7,8	4,4	8,4	7,3	7,7	9,8	—
Eu/Eu*	0,59	—	0,59	0,53	0,61	0,59	—
Процент по массе от по- роды		24,7		28,1		45,8	
Глинистый сланец	ELK6AII, Оклахома						
La	7,3	4,4	3,0	31,5	22,6	27,8	8,05
Ce	15	9,2	6,3	73,1	48	61,6	17,7
Sm	1,53	0,98	0,45	7,48	4,31	4,62	1,78
Eu	0,29	0,17	0,077	1,42	0,78	0,80	0,32
Tb	0,25	0,20	0,05	1,19	0,59	0,61	0,32
Yb	1,50	1,25	0,31	4,5	2,22	2,2	1,62
Lu	0,23	0,20	0,052	0,84	0,36	0,40	0,27
Σ р. з. э.	40	25	14	178	115	135	—
La _N /Yb _N	3,3	2,4	6,5	4,7	6,9	8,5	—
Eu/Eu*	0,58	0,50	0,60	0,59	0,59	0,57	—
Процент по массе от по- роды		86,0		10,2		3,8	

ко- и среднезернистый ил). Характерна тенденция к уменьшению суммарного содержания р. з. э. в илистой фракции по сравнению с глинистой (формы кривых близки). В илистой фракции нет явной корреляции между содержанием р. з. э. и отношением глинистого минерала к кварцу.

3. Наблюдается тенденция к снижению суммарного содержания р. з. э. и отношения La/Yb в песчаной фракции по сравнению с илистой и глинистой.

4. Удаление тяжелых минералов из песчаной фракции приводит к снижению суммарного содержания р. з. э. и увеличению La/Yb-отношения. Это наблюдение свидетельствует о том, что минералы тяжелой фракции обогащены не только тяжелыми

р. з. э., но и р. з. э. в целом. То же самое характерно и для илистой фракции, но влияние тяжелых минералов выражено здесь менее четко.

5. Природа аномалии европия одна и та же во всех изученных фракциях.

2.4.3. Роль выветривания. Проведено немного исследований поведения р. з. э. в процессе выветривания [57, 58, 78, 79].

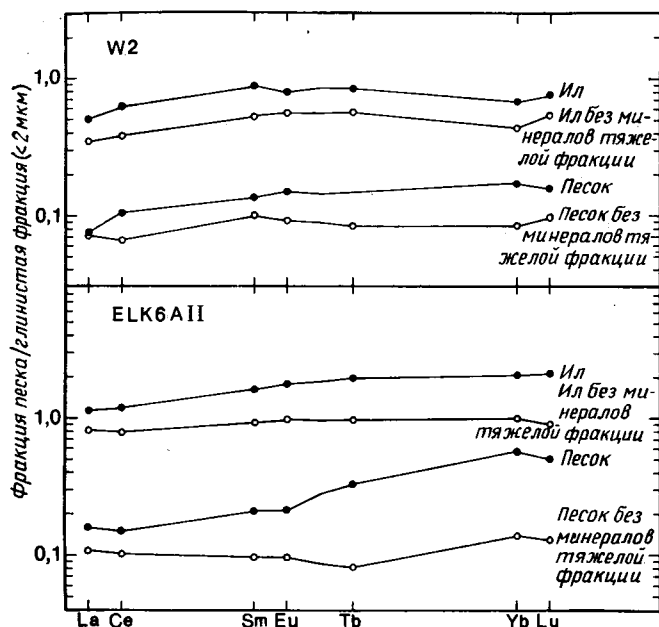


Рис. 2.12. Распределение р. з. э. в различных фракциях песка двух образцов (W2, ELK6AII), нормализованных по глинистой фракции (<2 мкм) (по данным табл. 2.14).

Принято считать, что в профилях выветривания имеет место обогащение р. з. э., однако судить о природе и масштабах такого обогащения весьма трудно, так как в большинстве работ не рассматривались объемные изменения или предполагалось, что в процессе выветривания подвижны только р. з. э., а все другие неподвижны. Вопрос о возможном фракционировании в процессе выветривания имеет важное значение для изучения распределения р. з. э. при осадкообразовании.

Указывается [78], что на ранних и последующих стадиях выветривания гранодиорита происходит прогрессивное обогащение р. з. э. (до 100—200% по отношению к неизменной по-

роде), особенно тяжелыми р. з. э. (до 300%). Для крайне выветрелого остаточного глинистого материала (в основном каолинит и иллит), находящегося в трещинах, характерна комплементарная кривая (рис. 2.13). Несбитт [78] утверждает, что р. з. э. становятся подвижными при изменении химизма грунтов и вод и что фракционирование р. з. э. контролируется минералами. Комплементарные кривые р. з. э. для выветрелого гранодиорита и остаточных глин подтверждают, что нет общей потери р. з. э. в зависимости от профиля выветривания.

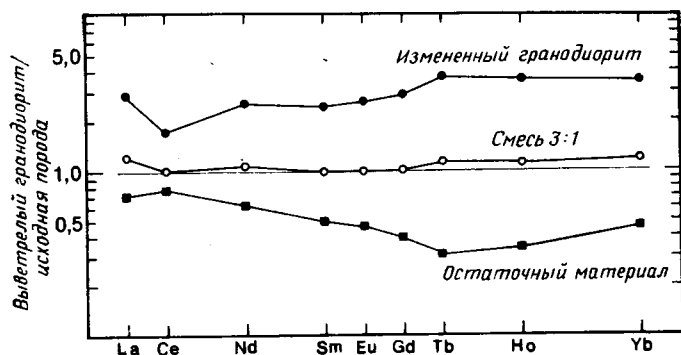


Рис. 2.13. Содержание р. з. э. в выветрелом гранодиорите, нормализованное по неизменной исходной породе. Показаны наиболее измененный гранодиорит и остаточный материал, выполняющий трещины. Спектр для смеси остаточного материала и измененного гранодиорита в отношении 3:1 почти полностью совпадает со спектром невыветрелой исходной породы [78].

Интенсивность выветривания сильно зависит от типа пород [57]. Так, породы, сложенные неустойчивыми в поверхностных условиях минералами, такие, как ультрабазиты и базальты, могут изменяться более интенсивно, чем, например, граниты и гранодиориты, сложенные более устойчивыми минералами. Считается, что перенос р. з. э. в бассейне осадконакопления осуществляется преимущественно механическим, а не химическим путем ([49, 50, 62—65, 69, 71—73, 78]; установлено также низкое содержание р. з. э. в природных водах). Таким образом, маловероятно, что перераспределение р. з. э. в профилях выветривания оказывало значительное влияние на кривые р. з. э. в хорошо перемешанных осадочных породах. Удивительная однотипность распределения р. з. э. в глинистых сланцах свидетельствует в пользу такого заключения.

2.4.4. Роль диагенеза и метаморфизма. Плиоцен-миоценовые осадки, поднятые со значительных глубин (1,81—4,77 км) в заливе Коуст, Луизиана, имеют кривые р. з. э., близкие к кри-

вым типичных постархейских осадочных пород [77], но они слабо или умеренно обогащены р. з. э. в целом. Суммарное содержание р. з. э. и La_N/Yb_N -отношение уменьшаются с глубиной на 20—30% как для пробы в целом, так и для ее глинистой фракции. Величина аномалий европия остается постоянной и аналогична постархейским осадочным породам. Изменения характеристик р. з. э. не вполне коррелируют с изменениями минерального состава и другими геохимическими изменениями, связанными с диагенезом. Таким образом, изменение характеристик р. з. э. контролируется преимущественно составом исходных пород, а не диагенезом.

Большая, но нередко противоречивая литература имеется относительно подвижности р. з. э. в условиях метаморфизма и гидротермального изменения. Большинство дискуссий касаются доказательства подвижности р. з. э. в условиях метаморфизма низкой ступени. Очевидность подвижности р. з. э. в этих процессах контрастирует с тем, что в целом такая подвижность отсутствует на более высоких ступенях метаморфизма. Такие исследователи, как Флорид [80]. Хеллман и Хендерсон [81], настаивают на реальности подобной подвижности при спилитизации. Они показали, что изменения в спектрах р. з. э. могут происходить, но они не обусловлены постоянной или систематической причиной. Наблюдаемая подвижность при цеолитизации может быть связана с разрушением остаточного стекла, обогащенного, в частности, легкими р. з. э. [82, 83]. Таким образом, селективная потеря или перераспределение легких р. з. э. в условиях цеолитовой фации метаморфизма находит разумное объяснение, и нет необходимости прибегать к экзотическим процессам или ссылкам на разную подвижность отдельных элементов. Эксперименты с толеитовым стеклом в гидротермальных условиях при температуре 150—600°C и массовыми отношениями вода/порода 1—125 показали, что р. з. э. неподвижны даже в том случае, если базальт полностью превращен в глину [84]. С другой стороны, Штаудигел и Харт [85] отметили вынос (но не фракционирование) р. з. э. из базальтового стекла при его палагонитизации. Они утверждают, что значительное перемещение р. з. э. происходит только на поверхности раздела базальт — морская вода, где отношения вода/порода являются чрезвычайно высокими. Результаты этих исследований подтверждены Мичардом и др. [86]. Многочисленные экспериментальные исследования [87] также показали, что для р. з. э. характерны широкие вариации значений коэффициентов распределения силикатный расплав — водный флюид и минерал — водный флюид, подтверждающие, что для значительных изменений в спектрах р. з. э. в процессе метаморфизма необходимы чрезвычайно широкие вариации отношения вода/порода.

2.4.5. Происхождение и значение Eu-аномалий в осадочных породах (см. приложение 2). Понимание происхождения Eu-минимума на фоне других нормализованных по хондриту р. з. э. в осадочных обломочных породах имеет принципиальное значение для интерпретации состава и эволюции коры. Наиболее важным наблюдением в этом отношении является то, что фактически все постархейские осадочные породы (песчаники, аргиллиты, карбонаты) характеризуются более или менее сопоставимыми уровнями обеднения европием. Единственный тип осадочных пород, в котором не наблюдается Eu-минимума, — это некоторые вулканогенно-осадочные отложения, образовавшиеся в начале цикла во внешних прогибах островных дуг в основном за счет андезитов и, естественно, отражающие содержания в исходных породах [88]. Ни для одной из наиболее распространенных осадочных пород не характерно обогащение европием. Обеднена Eu также речная и морская вода (например, [22, 89]). Совершенно очевидно, что и верхняя континентальная кора должна иметь Eu-минимум, что обусловлено балансом масс.

Обычные магматические породы мантийного происхождения (например, MORB, базальты и андезиты островных дуг) не имеют каких-либо Eu-аномалий [90]. В тех случаях, когда они наблюдаются, это может быть связано либо с поздней стадией добавления или удаления полевого шпата [90], либо с гидротермальными изменениями [91]. Соответственно если континентальная кора образовалась за счет мантии, то основная масса континентальной коры не является аномальной в отношении Eu. Поэтому любое предположение, что Eu-аномалии, встречающиеся в постархейских осадочных породах, связаны с окислительно-восстановительными процессами во время выветривания или распада полевого шпата, является неосновательным, так как в верхней коре нет достаточного резервуара с комплементарным обогащением Eu. Единственным логичным объяснением может быть то, что Eu-аномалия в осадочных породах и, следовательно, в верхней континентальной коре обусловлена химическим фракционированием внутри континентальной коры, связанной с образованием богатых калием гранитов, для которых типична отрицательная Eu-аномалия. Остаточный материал в нижней континентальной коре должен быть, таким образом, комплементарно обогащен Eu, при этом величина обогащения должна зависеть от соотношения верхней и нижней коры [72, 92]. В любом случае Eu^{2+} , высвобождающийся в процессе выветривания, будет окислен до Eu^{3+} , и, следовательно, его поведение будет подобно поведению других трехвалентных р. з. э. Наличие Eu-аномалии является, таким образом, отражением более ранних событий, когда магматических пород в верхней коре было меньше, чем в настоящее время.

2.5. Другие образцы верхней коры

2.5.1. Лёсс и состав коры. Около 10% поверхности Земли покрыто лёссом плейстоценового возраста. Мощность покровных отложений местами превышает 100 м, но обычно составляет несколько метров; лёсс сложен угловатыми частицами

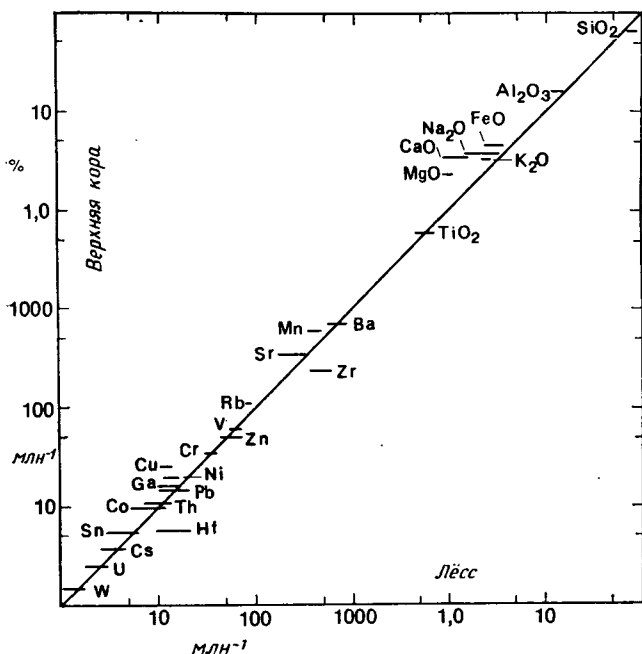


Рис. 2.14. Сравнительная диаграмма химического состава верхней континентальной коры и серии невыветрелых и бескарбонатных образцов лёсса [12]. В среднем по сравнению с континентальной корой лёссы обогащены кремнеземом и обеднены другими главными компонентами. Лёссы существенно обогащены Zr и Hf.

кварца или полевого шпата размером 30—50 мкм. Его происхождение было в свое время предметом многочисленных споров и приводило в недоумение даже таких выдающихся геологов, как Лайель [93]. Фон Рихтхофен [94] первым выдвинул гипотезу об эоловом происхождении лёссов, которая дожила до наших дней. Остается спорным происхождение карбонатов, которые иногда встречаются в лёссах в большом количестве. Древние лёссовые отложения весьма редки, что, вероятно, связано с трудностями их сохранности [95]. Происхождение лёсса путем воздушного переноса перемытых ледниковых отложений особенно в эпохи холодных сухих климатических режимов

представляется обоснованным. Предполагается, что однообразие размеров частиц лёсса обусловлено воздушным переносом, а угловатость зерен подтверждает их ледниковое, а не пустынное происхождение. Проблема ледниковой эрозии размолотых пород еще слабо исследована геохимиками. Широкое распространение тонкозернистых, размолотых в муку пород, которые переносятся ветром на десятки и сотни километров, дает геохимикам естественные пробы относительно неветерелого мате-

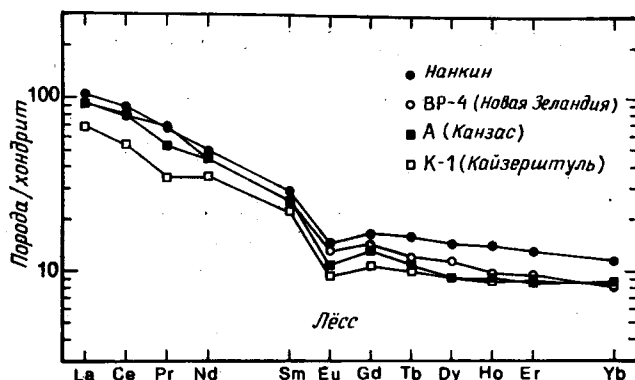


Рис. 2.15. Распределение р. з. э. в образцах лёсса, отобранных по всему миру [12]. Спектры очень близки между собой и к РААС. Образец из Кайзерштуля обогащен карбонатами, что проявляется в более низком суммарном содержании р. з. э. Образец с полуострова Банк имеет более низкое значение отношения Eu/Sm , чем другие образцы, что отражает его образование за счет отложений граувакк Новой Зеландии.

риала вскрытой коры. Не представляют ли лёссовые отложения средний состав верхней коры?

Попытка ответить на этот вопрос принадлежит Тейлору [12]. Он изучил химический и изотопный состав лёсса с тем, чтобы выяснить, может ли лёсс быть полезным для понимания эволюции континентальной коры [12]. В целом состав лёсса, выраженный на бескарбонатной основе, довольно постоянный в отношении главных химических компонентов, хотя имеются явные отклонения местного происхождения [97]. На рис. 2.14 сопоставлены химические составы лёсса и верхней континентальной коры. Принципиальное различие состоит в том, что в лёссе больше кремнезема, а остальных компонентов меньше, чем в среднем составе коры. Этот эффект, по-видимому, обусловлен поведением кварца в процессе ледниковой эрозии, который концентрируется во фракции размером 30—50 мкм. Содержание микроэлементов хорошо совпадает с их средним содержанием в верхней коре (рис. 2.14, 2.15), а несколько пони-

женное содержание обусловлено влиянием кварца. Повышенное относительно верхней коры содержание Zr и Hf, как и кремнезема, указывает на то, что циркон, подобно кварцу, концентрировался в лёссе. Содержания растворимых элементов, таких, как Cs, Ba, Pb, и Rb, в лёссе не уменьшаются. Содержание халькофильных элементов (Cu, Tl, Ni) ниже и, вероятно, отражает их низкое содержание в самой верхней части континентальной коры.

В лёссах Новой Зеландии Eu-минимум несколько ниже, что указывает на их образование из граувакк (рис. 2.15). Другие лёссы — из Северной Америки, Европы и Китая — имеют очень однотипные спектры р. з. э. с Eu-минимумом, эквивалентным таковому глинистых сланцев. Однотипность спектров р. з. э. в широко развитых лёссовых отложениях и их подобие спектрам PAAS, ES и NASC показывают, что изучение лёссов дает такую же информацию о содержании р. з. э., как и изучение обломочных осадков. Эти две независимые методики опробования, дающие идентичные спектры р. з. э., усиливают концепцию, что оба процесса (ледниковая эрозия и обычная эрозия и отложение) дают среднюю пробу верхней континентальной коры.

Информация о модельном возрасте лёссов приводится в гл. 5 при обсуждении вопроса об однообразии состава коры во времени. Возраст лёссов (согласно Nd-методу) обычно менее 1500 млн. лет, что свидетельствует об их образовании за счет пород более молодых орогенов. Возраст лёссов перекрывает возраст современных осадков. Однотипность спектров р. з. э. лёссов показывает, что дополнительное поступление вещества в верхнюю континентальную кору за этот период не изменило ее состава.

2.5.2. Тектиты. Химический состав метеоритных импактных стекол свидетельствует о большом сходстве (за исключением наиболее летучих элементов) их с породами, в которых образовался импактный кратер; иногда наблюдаются признаки небольшого привноса в них вещества импактного тела (например, Ni, Ir). Происхождение тектитов, возникших в результате более грандиозных событий, нежели образование обычных импактных кратеров километровых размеров, долгое время было предметом острых дискуссий. Внеземное их происхождение исключалось как анализами лунных образцов, так и отсутствием космического облучения, что противоречит происхождению их вне системы Земля — Луна. Состав тектитов, как давно установлено, является земным [98]. Вся совокупность геохимических и изотопных исследований подтверждает это заключение [99, 100]. Тектиты Кот-д'Ивуара родственны кратеру Босумтви (Гана), в то время как богемские и моравские молдавиты скорее всего

произошли в результате разбрызгивания расплава, сформировавшегося при плавлении третичных песков, образующих поверхностный слой импактной структуры Рис в ФРГ. Источники бедиазитов Тексан (К—Аг-возраст 34 млн. лет) и полей рассеяния в Австралии и Юго-Восточной Азии остаются пока неясными. Эти более поздние образования (возраст примерно 700 тыс. лет) протягиваются от острова Хайнань до Тасмании, а источником их вещества, по всей вероятности, служили районы Вьетнама, Таиланда или Южного Китая [101]. Состав этой группы тектитов очень близок к составу лёссов или субграувакк данных районов, к тому же они обогащены кремнеземом по сравнению со средним составом верхней коры [102]. Спектры р. з. э. идентичны таковым PAAS [103]. Изотопные исследования Nd и Sr [100] подтверждают, что они образовались при плавлении осадочных пород. Австралийская группа тектитов произошла из осадков, отложившихся около 250 млн. лет назад, в то время как возраст вещества из мантийных источников составляет 1,15 млрд. лет [100].

Таким образом, химические и изотопные данные показывают, что происхождение тектитов связано с крупномасштабным метеоритным или кометным ударом в осадки континентальной коры или континентального шельфа.

2.6. Химический состав верхней коры

2.6.1. Редкоземельные элементы. Однотипное распределение р. з. э. в большинстве тонкозернистых обломочных осадочных пород надежно документировано. Считается также, что распределение р. з. э. в среднем сланце должно соответствовать спектру р. з. э. в верхней коре. Мы также полагаем, что средний спектр распределения р. з. э. в верхней коре параллелен такому глинистого сланца, но абсолютные его значения ниже, что обусловлено присутствием осадков с более низкими содержаниями р. з. э. (песчаники, карбонаты, эвапориты). Концентрации р. з. э. в гидросфере настолько низкие, что ее нельзя рассматривать в качестве их источника (табл. 2.3). Расчет баланса масс для различных осадочных резервуаров показывает, что суммарное содержание р. з. э. в верхней коре примерно на 20% ниже по сравнению с тем, которое наблюдается для среднего глинистого сланца (табл. 2.11).

Однотипный характер спектров р. з. э. в постархейских осадочных породах хорошо иллюстрируется рис. 2.5—2.7 и 2.15, где представлены спектры многих разновидностей пород широкого возрастного диапазона. Абсолютные содержания р. з. э. несколько варьируют, но по форме спектры удивительно близки. Содержания р. з. э., принятые для верхней коры, приведены

Таблица 2.15. Химический состав верхней континентальной коры (ссылки см. в тексте)

Компонент		%		Нормативный состав			
SiO ₂		66,0		Q		15,7	
TiO ₂		0,5		Or		20,1	
Al ₂ O ₃		15,2		Ab		13,6	
FeO		4,5		Di		6,1	
MgO		2,2		Hu		9,9	
CaO		4,2		Il		0,95	
Na ₂ O		3,9					
K ₂ O		3,4					
		99,9					
Li	20 млн ⁻¹	Ni	20 млн ⁻¹	In	50 млрд ⁻¹	Tm	0,33 млн ⁻¹
Be	3 млн ⁻¹	Cu	25 млн ⁻¹	Sn	5,5 млн ⁻¹	Yb	2,2 млн ⁻¹
B	15 млн ⁻¹	Zn	71 млн ⁻¹	Sb	0,2 млн ⁻¹	Lu	0,32 млн ⁻¹
Na	2,89%	Ga	17 млн ⁻¹	Cs	3,7 млн ⁻¹	Hf	5,8 млн ⁻¹
Mg	1,33%	Ge	1,6 млн ⁻¹	Ba	550 млн ⁻¹	Ta	2,2 млн ⁻¹
Al	8,04%	As	1,5 млн ⁻¹	La	30 млн ⁻¹	W	2,0 млн ⁻¹
Si	30,8%	Se	0,05 млн ⁻¹	Ce	64 млн ⁻¹	Re	0,5 млрд ⁻¹
K	2,80%	Rb	112 млн ⁻¹	Pr	7,1 млн ⁻¹	Ir	0,02 млрд ⁻¹
Ca	3,00%	Sr	350 млн ⁻¹	Nd	26 млн ⁻¹	Au	1,8 млрд ⁻¹
Sc	11 млн ⁻¹	Y	22 млн ⁻¹	Sm	4,5 млн ⁻¹	Tl	750 млрд ⁻¹
Ti	3000 млн ⁻¹	Zr	190 млн ⁻¹	Eu	0,88 млн ⁻¹	Pb	20 млн ⁻¹
V	60 млн ⁻¹	Nb	25 млн ⁻¹	Gd	3,8 млн ⁻¹	Bi	127 млрд ⁻¹
Cr	35 млн ⁻¹	Mo	1,5 млн ⁻¹	Tb	0,64 млн ⁻¹	Th	10,7 млн ⁻¹
Mn	600 млн ⁻¹	Pd	0,5 млрд ⁻¹	Dy	3,5 млн ⁻¹	U	2,8 млн ⁻¹
Fe	3,50%	Ag	50 млрд ⁻¹	Ho	0,80 млн ⁻¹		
Co	10 млн ⁻¹	Cd	98 млрд ⁻¹	Er	2,3 млн ⁻¹		

в табл. 2.15 и аналогичны данным, опубликованным Тейлором и Мак-Леннаном [72] и Тейлором [104]. Для средней верхней коры отношение Sm/Nd оценивается в 0,173. Спектры р. з. э. для верхней коры имеют определяющее значение при оценке уровня концентраций других элементов. Спектр р. з. э. близок к спектрам типичных гранодиоритов, состав которых, как полагают большинство исследователей, очень близок к среднему составу верхней коры.

2.6.2. Радиоактивные элементы (K, Th, U). Существуют два независимых метода определения содержания этих элементов. Первый — непосредственное измерение. Данные Шоу [8] и Фарига и Ида [4] согласуются между собой, за исключением U, для которого данные последних авторов ниже на 40%. Наивысшее значение рассматривается как более надежное, так как дает отношения $K/U = 10^4$ и $Th/U = 3,4$.

Данные по осадочным породам позволяют получить независимую оценку. Мак-Леннан и др. [105] указали на корреляцию между La и Th в тонкозернистых осадочных породах (рис. 2.16).

Они считают, что это обусловлено сходным поведением р. з. э. и Th в осадочных процессах и, следовательно, может быть использовано при оценке содержания Th в верхней коре. Значение среднего отношения La/Th в осадочных породах принято равным $2,8 \pm 0,2$. Исходя из содержаний La в верхней коре (30 млн^{-1}), получаем значение для Th $10,7 \text{ млн}^{-1}$. Если мы примем для верхней коры отношение Th/U равным 3,8, то содер-

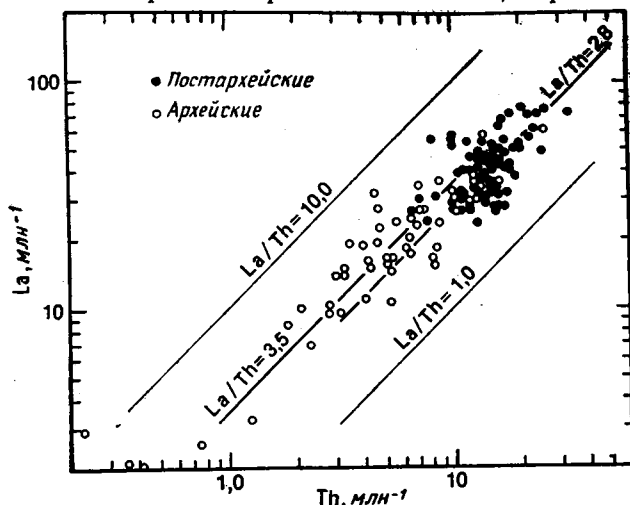


Рис. 2.16. Положение тонкозернистых осадочных пород постархейского и архейского возраста на графике $La - Th$. Хорошая корреляция между этими элементами обусловлена одинаковым их поведением в процессах седиментации. Архейские осадочные породы в среднем имеют более низкие содержания La и Th и более высокие отношения La/Th . Значение этих данных рассмотрено в гл. 5 и 7.

жание U составит $2,8 \text{ млн}^{-1}$; аналогично при K/U , равном 10^4 , $K = 2,8\%$. Результаты принятого здесь независимого метода согласуются с данными измерений в пределах 2% для K и Th и в пределах 10% для U. Вклад этих концентраций элементов в измеренный приповерхностный тепловой поток рассматривается в гл. 3. Оценки толщины верхней коры, принятой нами в 10 км, приведены в разд. 2.6.5.

2.6.3. Рубидий и стронций. Установлено, что отношение K/Rb в верхней коре равно 250. Шоу [8] оценил концентрацию Rb методом прямого измерения в 110 млн^{-1} . Принимая, что содержание калия в осадочных образованиях равно 2,8%, а отношение $K/Rb = 250$, получаем содержание Rb, равное 112 млн^{-1} . Таким образом, совпадение между различными оценками хорошее (в пределах 10%). Мы принимаем содержание Rb в 112 млн^{-1} .

K/Rb-отношение для верхней коры очень близко к наблюдаемому в типе I углистых хондритов ($K/Rb=248$). Возможно, это случайное совпадение. K/Rb-отношение для Земли в целом находится, вероятно, в пределах 320—390 (см. гл. 11) при условии, что Rb присутствует в меньшем количестве по сравнению с менее летучим K. При частичном плавлении в мантии Rb будет быстрее переходить в жидкую фазу, чем K, и в конце концов сконцентрируется (по отношению к K) в верхней коре в результате последовательных процессов частичного плавления и фракционной кристаллизации. Соответственно значение отношения K/Rb будет уменьшаться в процессе формирования верхней коры по сравнению со значениями его в мантии, и совпадение между K/Rb-отношениями в хондрите и верхней коре является случайным. Для цезия этот процесс характерен в еще большей степени. Rb/Cs-отношение для верхней коры равно 30, а для хондритов — только 12.

Содержание Sr изучено не так хорошо. Шоу [8] и Фариг и Ид [4] приводят соответственно значения 316 и 380 млн⁻¹, полученные прямым опробованием. Эти данные согласуются в пределах лишь 20%. Нами принято промежуточное значение в 350 млн⁻¹. Таким образом, отношение Rb/Sr для верхней коры оценивается в 0,32 с ошибкой в 10%.

2.6.4. Другие элементы. Сводки, опубликованные Тейлором и Мак-Леннаном [72], а также Тейлором [104], дополнены более поздними данными Тейлора [106]. В эти сводки включены также последние данные и оценки содержаний элементов, не публиковавшиеся после сводки 1964 г. [62], в частности для элементов группы Pt, и многочисленные новые результаты по другим элементам. Изменения по сравнению с предыдущими таблицами незначительны, и представляется, что исследователи единодушны в оценке средних содержаний элементов для верхней коры (табл. 2.15).

Данные для Zn, Cd, Ti, Pb и Bi взяты из новой работы Хейнрикса и др. [2]. Данные для галлия рассчитаны по отношению $Ga/Al=0,21 \cdot 10^{-3}$. Содержание Ta получено по отношению Nb/Ta (11,6) в коре, а концентрация Sc — по отношению La/Sc в 67 образцах, где оно равно 2,7, и по отношению Th/Sc = 1,0. Данные для Au, Pd и Ir взяты из работы Шоу и др. [8]. Значение для олова, которое мало меняется, принято по Тейлору и Мак-Леннану [107]. Концентрации Li, Be, B, Ba, Ge, As, Se, Zr, Mo, Ag, In, Sb, W и Re заимствованы из сводки *Справочник по геохимии* [108] и несколько изменены нами.

Содержания главных элементов в основном не отличаются от приведенных в предыдущих сводках. Они основаны на данных широкомасштабного опробования пород Канадского щита.

та и, являясь представительными для верхней коры, отличаются от оценок состава коры в целом.

2.6.5. Тепловой поток и мощность верхней коры. Мощность слоя верхней коры можно оценить на основе концентраций элементов (K, U и Th), выделяющих при распаде тепло, и данных о тепловом потоке. Кора мощностью примерно 30 км, имеющая состав, приведенный в табл. 2.15, обычно дает континентальный тепловой поток в $60 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ [109]. В эту цифру не включено тепло, поступающее из мантии, которому приписывается около 60% наблюдаемого теплового потока [110].

Линейная зависимость между тепловым потоком и теплом, образовавшимся в приповерхностных породах [111], обычно выражается следующим образом:

$$b_s = q^* + A_s b,$$

где q_s — измеренный тепловой поток, A_s — тепло, произведенное в приповерхностных породах, b — толщина слоя, производящего тепло, q^* — «сокращенный тепловой поток» из низов коры.

Параметр глубины b , конечно, не единственный, который определяет глубинное распределение генерирующих тепло элементов. Обычно рассматривается одна из двух моделей. Экспоненциальная модель допускает, что образование тепла уменьшается экспоненциально с глубиной. В этой модели сохраняется линейная зависимость между образованием тепла и тепловым потоком. Вторая, или ступенчатая, модель допускает, что образование тепла остается постоянным до глубины b . Распределение K, U и Th с глубиной в целом соответствует этим двум моделям, и в деталях оно, вероятно, достаточно сложное. Например, в разрезе верхней коры, вскрытой в структуре Вредефорт (Южная Африка), распределение U и Th обычно экспоненциально уменьшается с глубиной, однако распределение K остается постоянным до глубины 12 км (рис. 2.17) [112]. В приповерхностных условиях уран обладает высокой подвижностью, обусловленной циркуляцией метеорных вод. Оба элемента (K, и U) должны быть подвижными в магматических и метаморфических флюидных фазах, тогда как Th должен быть более устойчивым [113]. Эти особенности находят отражение в региональном различии теплового потока в разных провинциях [113]. Нужно с осторожностью соотносить измеренные значения теплового потока и данные о конкретном распределении радиоактивных элементов. Проведенные исследования показали, что поток грунтовых вод объемом в десятки километров может нарушить тепловой поток в региональном масштабе. В этой связи следует ожидать больших сложностей. Напомним, что параметр b изменяется от 3,8 км для Богемского массива до 16 км для Англии и Уэльса [114].

В этой книге мы имеем дело с общим средним. Среднее значение принято нами в $10 \pm 3,5$ км и взято из обзора Моргана [114]. Эта величина рассматривается как средняя максимальная мощность верхней коры и представляет собой зону

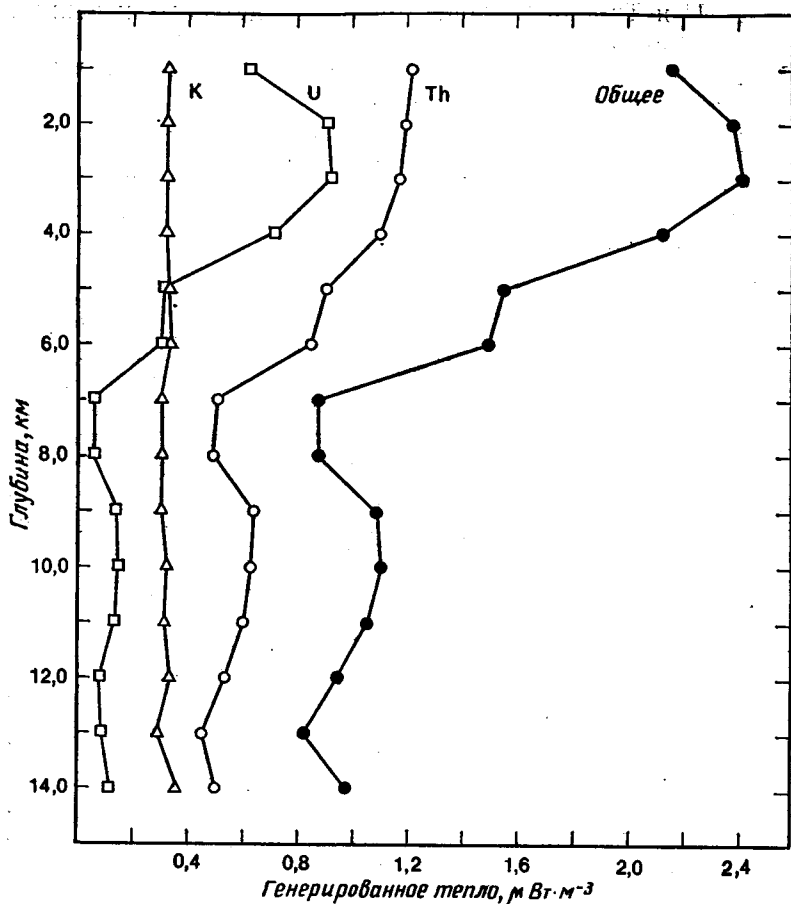


Рис. 2.17. Диаграмма изменения количества тепла, образующегося при распаде K, U и Th, с глубиной; профиль через земную кору в структуре Вредефорт [112]. Количество тепла, образующегося при распаде K, не меняется с глубиной, а при распаде U и Th оно экспоненциально уменьшается.

внутри коры, где сконцентрирована основная часть K, U и Th.

2.6.6. Минеральный состав верхней коры. Выполнены различные оценки минерального состава верхней коры, которые должны быть сопоставимы с оценками химического состава. В табл. 2.16 приведены четыре такие оценки. Первая (колон-

Таблица 2.16. Минеральный состав верхней коры (в % по объему) ([17], с упрощениями)

Минерал	1	2	3	4
Плагноклаз	41	39,3	30,9	34,9
Калиевый полевой шпат	21	8,6	12,9	11,3
Кварц	21	24,4	23,2	20,3
Стекло	0	0	0	12,5
Амфибол	6	0	2,1	1,8
Биотит	4	11,2	8,7	7,6
Мусковит	0	7,6	5,0	4,4
Хлорит	0	3,3	2,2	1,9
Пироксен	4	0	1,4	1,2
Оливин	0,6	0	0,2	0,2
Оксиды	2	1,4	1,6	1,4
Прочие	0,5	4,7	3,0	2,6

1 — минеральный состав интрузивных пород [115]; 2 — мезонорма Канадского щита, среднее [8]; 3 — минеральный состав верхней коры при принятом отношении метаморфические/интрузивные породы, равном 17/9 [17]; 4 — минеральный состав обнаженной части континентальной коры [17].

ка 1) представляет собой средний минеральный состав интрузивных пород в коре по Ведеполю [115]. Вторая (колонка 2) — расчет мезонормы [17] для среднего состава пород Канадского щита. Уточненный средний состав дан в колонке 3 [17] вместе с оценкой минерального состава вскрытой континентальной коры. Эта оценка, выполненная по поверхностным наблюдениям, включает значительные площади базальтов и других эффузивных пород. Принципиальная разница, имеющая значение при изучении процессов выветривания, заключается в присутствии значительных количеств стекла в таких породах. Оценка с учетом стекла дана в колонке 4.

2.7. Резюме

1. Оценка состава верхней континентальной коры выполнена по широкомасштабным программам опробования и по анализам осадочных пород с использованием процессов природного опробования (эрозия и отложение) для получения среднего.

2. Факторы, которые должны быть рассмотрены при анализе осадочных пород как материала, характеризующего средний состав верхней коры, включают выветривание, растворимость, эрозию, механический перенос, время пребывания элемента в океане, отложение, диагенез и метаморфизм. Оценка этих факторов свидетельствует о том, что только немногие химические элементы в тонкозернистых терригенных обломочных осадках сохраняют прямую зависимость между концентрациями их в

верхней коре и в осадочных образованиях. Этими элементами являются р. з. э., Th и Sc.

3. В глинистых сланцах р. з. э. концентрируются в основном во фракциях менее 2 мкм. Нет существенных различий в моделях распределения р. з. э. в тончайшей фракции (менее 1 мкм) и в фракции илов (20 мкм). С тяжелыми минералами связана только незначительная часть р. з. э., но для них характерна тенденция к обогащению тяжелыми р. з. э.

4. Некоторое фракционирование р. з. э. может иметь место в пределах профилей выветривания, однако при выветривании не происходит селективной потери р. з. э.

5. Диагенез и метаморфизм оказывают небольшое влияние на характер распределения р. з. э. Представляется, что р. з. э. — подлинно инертные элементы.

6. Спектры р. з. э. в постархейских тонкозернистых обломочных осадках (глинистые сланцы) имеют отношения La_N/Yb_N 9,2 и Eu/Eu^* 0,66. Эти величины являются представительными для верхней коры. По расчетам баланса масс абсолютные содержания р. з. э. в верхней коре примерно на 20% ниже, чем в среднем глинистом сланце.

7. Eu-минимум не связан с поверхностными процессами, а унаследован от исходных магматических пород, где часть европия присутствовала в виде Eu^{2+} .

8. Эоловые отложения (лёссы) имеют кривые распределения р. з. э., параллельные таковым глинистых сланцев, что подтверждает концепцию о том, что этот характер распределения типичен для верхней коры.

9. В табл. 2.15 приведена наша оценка содержаний 62 элементов в верхней континентальной коре. Ключевыми содержаниями и отношениями являются: $SiO_2=66\%$; $K/Rb=250$; $Rb/Cs=30$; $K=2,8\%$; $U=2,8$ млн⁻¹; $Th=10,7$ млн⁻¹; $Rb/Sr=0,32$; $Sm/Nd=0,17$; $La_N/Yb_N=9,2$; $Eu/Eu^*=0,65$.

10. На основе концентраций элементов, выделяющих при распаде тепло (K, U и Th), и взаимоотношений между генерируемым приповерхностным теплом и тепловым потоком мощность верхней коры оценивается в 10 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Poldervaart A. (1955) Chemistry of the Earth's Crust. GCA Spec. Pap. 62, 119.
2. Heinrichs H. et al. (1980) Terrestrial geochemistry of Cd, Bi, Tl, Pb, Zn and Rb. GCA, 44, 1519.
3. Bowes D. R. (1972) Geochemistry of Precambrian crystalline basement rocks, north-west highlands of Scotland. 24th IGC, Sect. 1, 97.
4. Fahrig W. F., Eade K. E. (1968) The chemical evolution of the Canadian Shield. CJES, 5, 1247; Eade K. E., Fahrig W. F. (1971) Chemical evolutionary trends of continental plates — a preliminary study of the Canadian

- Shield. GSC. Bull., 179; (1973) Regional, lithological and temporal variation in the abundances of some trace elements in the Canadian Shield. GSC Pap. 72—46.
5. *Holland J. G., Lambert R. St. J.* (1972) Major element chemical composition of shields and the continental crust. GCA, 36, 673.
 6. *Ronov A. B., Yaroshevsky A. A.* (1969) Chemical composition of the Earth crust. In: The Earth's Crust and Upper Mantle. AGU, Mono. 13, 37.
 7. *Ronov A. B., Migdisov A. A.* (1971) Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian and North American platforms. Sedimentology, 16, 137.
 8. *Shaw D. M. et al.* (1967) An estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian Shield. CJES, 4, 829; (1976) Additional estimates of continental surface Precambrian Shield composition in Canada. GCA, 40, 73.
 9. *Gibb R. A.* (1968) The densities of Precambrian rocks from northern Manitoba. CJES, 5, 433.
 10. *Goldschmidt V. M.* (1933) Grundlagen der quantitativen Geochemie. Fortschr. Mineral. Krist. Petrog., 17, 112.
 11. *Hambrey M. J., Harland W. B.* (eds). (1981) Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press.
 12. *Taylor S. R. et al.* (1983) Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. GCA, 47, 1897.
 13. *Veizer J., Jansen S. L.* (1979) Basement and sedimentary recycling and continental evolution. J. Geol., 87, 341.
 14. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.* (1971) Evolution of Sedimentary Rocks. Norton.
 15. *Chesworth W.* (1973) The residua system of chemical weathering: a model for the chemical breakdown of silicate rocks at the surface of the earth. J. Soil Sci., 24, 69; (1977) Weathering stages of the common igneous rocks, index minerals and mineral assemblages at the surface of the earth. J. Soil Sci., 28, 490; (1980) The haplosoil system. AJS, 280, 969.
 16. *Nesbitt H. W. et al.* (1980) Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. GCA, 44, 1659.
 17. *Nesbitt H. W., Young G. M.* (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. GCA, 48, 1523.
 18. *Kronberg B. I. et al.* (1979) The chemistry of some Brazilian soils: element mobility during intense weathering. Chem. Geol., 24, 211; *Kronberg B. I., Nesbitt H. W.* (1981) Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. J. Soil Sci., 32, 453.
 19. *Nesbitt H. W., Young G. M.* (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299, 715.
 20. *Whitfield M.* (1979) The mean oceanic residence time (MORT) concept — a rationalisation. Mar. Chem., 8, 101; *Whitfield M., Turner D. R.* (1979) Water-rock partition coefficients and the composition of seawater and river water. Nature, 278, 132; *Turner D. R., Whitfield M.* (1979) Control of seawater composition. Nature, 281, 468; *Turner D. R. et al.* (1980) Water-rock partition coefficients and the composition of natural waters — a reassessment. Mar. Chem., 9, 211.
 21. *Li Y.-H.* (1982) A brief discussion on the mean oceanic residence time of elements. GSA, 46, 2671.
 22. *Martin J. M. et al.* (1976) Rare earth element supply to the ocean. JGR, 81, 3119.
 23. *Broecker W. S., Peng T.-H.* (1982) Tracers in the sea. Lamont-Doherty Geol. Obs.
 24. *Chester R., Aston S. R.* (1976) The geochemistry of deep-sea sediments. In: *Riley J. P., Chester R.* (eds), Chemical Oceanography, Vol. 6 (2nd Ed.). Academic Press, 281.

25. *Crocket J. H., Kuo H. Y.* (1979) Sources for gold, palladium and iridium in deep-sea sediments. *GCA*, **43**, 831.
26. *McLennan S. M., Taylor S. R.* (1981) Role of subducted sediments in island-arc magmatism: constraints from REE patterns. *EPSL*, **54**, 423.
27. *Lisitsyn A. P. et al.* (1982) The relation between element influx from rivers and accumulation in ocean sediments. *Geochem. Int.* **19**, 102.
28. *Milliman J. D., Meade R. H.* (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, **91**, 1.
29. *Friedman G. M., Sanders J. E.* (1978) *Principles of Sedimentology*. Wiley; *Selley R. C.* (1976) *An Introduction to Sedimentology*. Academic Press.
30. *Bagnold R. A.* (1966) An approach to the sediment transport problem from general physics. USGS Prof. Pap. 422-I.
31. *Gibbs R. J.* (1971) The relationship between sphere size and settling velocity. *JSP*, **41**, 7.
32. *Wright P. L.* (1974) The Chemistry and mineralogy of the clay fraction of sediments from the southern Barents Sea. *Chem. Geol.*, **13**, 197.
33. *Hirst D. M.* (1962) The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria — I. The relationship between the mineralogy and the distribution of major elements. *GCA*, **26**, 309; (1962) The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria — II. The location and distribution of trace elements. *GCA*, **26**, 1147.
34. *Nathan S.* (1976) Geochemistry of the Greenland Group (early Ordovician), New Zealand. *NZJGG*, **19**, 683.
35. *Pettijohn F. J.* (1975) *Sedimentary Rocks* (3rd Ed.). Harper and Row.
36. *Brennkemeyer B. M.* (1978). Heavy minerals. In: *Fairbridge R. W., Bourgeois J.* (eds), *The Encyclopedia of Sedimentology*, Dowden, Hutchinson and Ross. 400.
37. *Holland H. D.* (1978) *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans*. Wiley; *Schopf, T. J. M.* (1980) *Paleoceanography*. Harvard University Press.
38. *Barth T. W.* (1952) *Theoretical Petrology*, Wiley. Совсем недавно Ю.-Х. Ли указал, что в большинстве книг даны разноречивые, не соответствующие оригиналу определения термина «время пребывания» (*Li Y.-H.* (1977) Confusion on the mathematical notation for defining the residence time, *GCA*, **41**, 555).
39. *Li Y.-H.* (1981) Ultimate removal mechanisms of elements from the ocean. *GCA*, **45**, 1659.
40. *Goldberg E. D. et al.* (1971) Marine chemistry. In: *Radioactivity in the Marine Environment*. NSF, 137.
41. *Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S.* (1958) Chemistry of Pacific pelagic sediments. *GCA*, **13**, 153.
42. *Price N. P.* (1976) Chemical diagenesis in sediments. In: *Riley J. P., Chester R.* (eds), *Chemical Oceanography*. Vol. 6 (2nd Ed.). Academic Press, 1.
43. *Curtis C. D.* (1977) Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. *Phil. Trans. Roy. Soc. A286*, 353.
44. В этом отношении классическим примером контроля за перераспределением калия в процессе диагенеза и метаморфизма захоронения является устойчивость иллит/сметит (*Hower J. et al.* (1976) Mechanism of burial metamorphism argillaceous sediment: I. Mineralogical and chemical evidence. *GSA Bull.*, **87**, 725).
45. *Calvert S. E.* (1976) The mineralogy and geochemistry of near-shore sediments. I: *Riley J. R., Chester R.* (eds), *Chemical Oceanography*. Vol. 6 (2nd Ed.). Academic Press, 187.
46. *Shaw D. M.* (1954) Trace elements in pelitic rocks. Part I: variations during metamorphism. *GSA Bull.*, **65**, 1151; (1954) Trace elements in pelitic rocks. Part II: geochemical relations. *GSA Bull.*, **65**, 1167; (1956) Geochemistry of pelitic rocks. Part III: major elements and general geochemistry. *GSA Bull.*, **67**, 919.

47. Ronov A. B. et al. (1977) Regional metamorphism and sediment composition evolution. *Geochem. Int.* **12**, 90.
48. Heier K. S. (1973) A model for the composition of the deep continental crust. *Fortschr. Min.*, **50**, 174; (1978) The distribution and redistribution of heat producing elements in the continents. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A288**, 393; (1979) The movement of uranium during higher grade metamorphic processes. *Ibid.*, **A293**, 413; Tarney J., Windley B. F. (1977) Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. *J. Geol. Soc. Lond.*, **134**, 153.
49. Nance W. B., Taylor S. R. (1976) Rare earth element patterns and crustal evolution — I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *GCA*, **40**, 1539.
50. McLennan S. M. (1981) Trace Element Geochemistry of Sedimentary Rocks: Implications for the Composition and Evolution of the Continental Crust. Ph. D. Thesis, Australian National University.
51. Martin J.-M., Meybeck M. (1979) Elemental mass-balance of material carried by major world rivers. *Mar. Chem.*, **7**, 173.
52. Clarke F. (1924) The data of geochemistry. *USGS Bull.*, **770**.
53. Krauskopf K. B. (1967) Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill.
54. McLennan S. M., Taylor S. R. (1980) Geochemical standards for sedimentary rocks: trace element data for U.S.G.S. standards SCo-1, MAG-1 and SGR-1. *Chem. Geol.*, **29**, 33.
55. Sigleo A. C., Helz G. R. (1981) Composition of estuarine colloidal material: major and trace elements. *GCA*, **45**, 2501.
56. Goldschmidt V. M. (1938) Geochemische verteilungsgesetze der elemente IX. Die mengenverhältnisse der elemente und atom-arten: *Norske Videnskaps — Akad. Skr. M. N. Kl.*, **4**, 1.
57. Ronov A. B. et al. (1967) Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. *Geochem. Int.*, **4**, 1; (1972) Trends in rare earth distribution in the sedimentary shell and in the earth's crust. *Geochem. Int.*, **9**, 987.
58. Cullers R. L. et al. (1975) Rare earth distributions in clay minerals and in the clay-sized fraction of Lower Permian Havensville and Esbridge shales of Kansas and Oklahoma. *GCA*, **39**, 1691.
59. Cullers R. L. et al. (1979) Rare-earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian — Permian age from the mid-continent of the USA. *GCA*, **43**, 1285.
60. Dypvik H., Brunfelt A. O. (1976) Rare-earth elements in Lower Paleozoic epicontinental and eugeosynclinal sediments from the Oslo and Trondheim regions. *Sedimentology*, **23**, 363.
61. Исключительную роль, которую играют редкоземельные элементы в геохимии и космохимии, и особый интерес к ним отметил Бертрам Болтвуд. В письме к Эрнесту Резерфорду от декабря 1905 г. он писал: «В отношении respeitability ваша группа радия может рассматриваться как воскресшая школа по сравнению с (редкоземельными элементами), (химическое) поведение которых совершенно скандально... Сам факт работы с ними — это нечто абсолютно деморализующее» (*Badash L.* (1969) *Rutherford, Boltwood: Letters on Radioactivity*. Yale University).
62. Taylor S. R. (1964) Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. *GCA*, **28**, 1273.
63. Haskin L. A. et al. (1966) Rare earth in sediments. *JGR*, **71**, 6091.
64. Haskin L. A. et al. (1968) An accurate procedure for the determination of rare earths by neutron activation. *J. Radioanal. Chem.*, **1**, 337.
65. Haskin M. A., Haskin L. A. (1966) Rare earths in European shales: a re-determination. *Science*, **154**, 507.
66. Minami E. (1935) Gehalte an seltenen Erden in europäischen und japanischen Tonschiefern. *Nach. Gass. Wiss. Goettingen, Z. Math-Physik KL.* **IV**, **1**, 155.

67. *Balashov Y. A. et al.* (1964) The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earths during sedimentation. *Geochem. Int.*, **10**, 951.
68. Коэффициенты, с помощью которых диаграммы р.з.э. нормализованы по хондриту, приведены в приложении II.
69. *Basu A. et al.* (1982) Rare earth elements in the sedimentary cycle: a pilot study of the first leg. *Sedimentology*, **29**, 739.
70. *Jarvis J. C. et al.* (1975) Rare earths in the Leadville Limestone and its marble derivatives. *Chem. Geol.*, **16**, 27; *Parekh P. P. et al.* (1977) Distribution of trace elements between carbonate and non-carbonate phases of limestone. *EPSL*, **34**, 39.
71. *Ronov A. B. et al.* (1974) Regularities of rare-earth element distribution in the sedimentary shell and in the crust of the earth. *Sedimentology*, **21**, 171.
72. *Taylor S. R., McLennan S. M.* (1981) The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A301**, 381.
73. *Schnetzer C. C., Philpotts J. A.* (1970) Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts — II. *GCA*, **34**, 331.
74. *Gromet L. P., Silver L. T.* (1983) Rare earth element distribution among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *GCA*, **47**, 925.
75. *Arniand D. et al.* (1984) Geochemistry of Auriat granite (Massif Central, France). *Chem. Geol.* **45**, 263.
76. *Lee D. E., Bastron H.* (1967) Fractionation of rare-earth elements in allanite and monazite as related to geology of the Mt. Wheeler mine area, Nevada, *GCA*, **31**, 339.
77. *Chaudhuri S., Cullers R. L.* (1979) The distribution of rare-earth elements in deeply buried Gulf coast sediments. *Chem. Geol.*, **24**, 327.
78. *Nesbitt H. W.* (1979) Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, **279**, 206.
79. *Duddy I. R.* (1980) Redistribution and fractionation of rare-earth and other elements in a weathering profile. *Chem. Geol.*, **30**, 363.
80. *Floyd P. A.* (1977) Rare earth element mobility and geochemical characterisation of spilitic rocks. *Nature*, **269**, 134.
81. *Hellman P. L., Henderson P.* (1977) Are rare earth elements mobile during spilitisation? *Nature*, **267**, 38.
82. *Frey F. A. et al.* (1974) Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project. *JGR*, **79**, 5507.
83. *Wood D. A. et al.* (1976) Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. *CMP*, **55**, 241.
84. *Menzies M. et al.* (1979) Experimental evidence of rare earth element immobility in greenstones. *Nature*, **282**, 398; *Hajash A.* (1984) Rare earth element abundances and distribution patterns in hydrothermally altered basalts; experimental results. *CMP*, **85**, 409.
85. *Staudtgel H., Hart S. R.* (1983) Alteration of basaltic glass: mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget. *GCA*, **47**, 337.
86. *Michard A. et al.* (1983) Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N), *Nature*, **303**, 795.
87. *Cullers R. L. et al.* (1973) Experimental studies of the distribution of rare earths as trace elements among silicate minerals and liquids and water. *GCA*, **37**, 1499; *Zielinski R. A., Frey F. A.* (1974) An experimental study of the partitioning of a rare earth element (Gd) in the system diopside-aqueous vapour. *GCA*, **38**, 545; *Flynn R. T., Burnham C. W.* (1978) An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts. *GCA*, **42**, 685.

88. Nance W. B., Taylor S. R. (1977) Rare earth element patterns and crustal evolution — II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. *GCA*, 41, 225; Bhatia M. R., Taylor S. R. (1981) Trace element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. *Chem. Geol.*, 33, 115.
89. Elderfield H., Greaves M. J. (1982) The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296, 214.
90. Bence A. E. et al. (1980) Basalts as probes of planetary interiors: constraints on the chemistry and mineralogy of their source regions. *PCR*, 10, 249; Basaltic Volcanism Study Project (1981) Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. Pergamon.
91. Sun S.-S., Nesbitt R. W. (1978) Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. *CMP*, 65, 301.
92. Taylor S. R. et al. (1983) Residual lower continental crustal compositions. *LPS XIV*, 781.
93. Лайель сетовал: «Чем глубже я изучил предмет, тем труднее для меня сформулировать удовлетворительную теорию». (Lyell C. (1834) Observations on the loamy deposit called «loess» of the basin of the Rhine. Edinburgh New. Phil. J., 17, 118.)
94. Richthofen Baron F. von (1882) On the mode of origin of the loess. *Geol. Mag.*, 9, 293. Если оценивать особый дар барона Фердинанда к наблюдению, то следует прочитать эту классическую статью. Иногда его талант проявлялся в высшей степени остроумно, например когда он высказывал свое мнение по поводу теории Хауорта о вулканическом происхождении лёсса: «Если бы автор вулканической теории происхождения лёсса с таким же усердием, с каким он написал историю монголов, рассмотрел и почвы, существовавшие в тот период... то он едва ли бы пришел к выводу... который мог представлять интерес на ранних этапах развития геологической науки». Отметим, что эта его способность к наблюдениям была, по-видимому, семейной чертой и вновь проявилась в несколько иной форме в Манфреде, Красном Бароне.
95. Edwards M. B. (1979) Late Precambrian glacial loessites from north Norway and Svalbard. *JSP*, 49, 85.
96. Следует заметить, что возраст низов широко распространенных в Китае лёссовых отложений (2,4 млн. лет) согласуется с ледниковым происхождением лёссов. (Heller F., Liu T.-S. (1982) Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature*, 300, 431.)
97. Например, лёсс с острова Южный, Новая Зеландия, имеет высокие отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, что согласуется с происхождением его за счет граувакк.
98. Spencer L. J. (1933) Origin of tektites. *Nature*, 131, 117; Taylor S. R. (1962) The chemical composition of australites, *GCA*, 26, 685.
99. Taylor S. R. (1973) Tektites: A post-Apollo view. *Earth Sci. Rev.*, 9, 101.
100. Shaw H. F., Wasserburg G. J. (1982) Age and provenance of the target materials for tektites as inferred from Sm-Nd and Rb-Sr systematics. *EPSL*, 60, 155.
101. Taylor S. R. (1969) Criteria for the source of australites. *Chem. Geol.*, 4, 451.
102. Taylor S. R., Kaye M. (1969) Genetic significance of the chemical composition of australites. *GCA*, 33, 1083.
103. Taylor S. R., McLennan S. M. (1979) Chemical relationships among irghizites, zhamanshinites Australasian tektites and Henbury impact glasses. *GCA*, 43, 1551.
104. Taylor S. R. (1982) Planetary Science: A Lunar Perspective. *LPI*.
105. McLennan S. M. et al. (1980) Rare earth element — thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. *GCA*, 44, 1833.

106. Taylor S. R. (1977) Island arc models and the composition of the continental crust. AGU Ewing Ser. I, 325.
107. Taylor S. R., McLennan S. M. (1983) Geochemical application of spark-source mass spectrography — IV. The crustal abundance of tin. Chem. Geol., 39, 273.
108. Wedepohl K. H. et al. (eds) (1969 et seq.) Handbook of Geochemistry, Springer-Verlag.
109. Величина земного теплового потока выражается в $\text{мВт} \cdot \text{м}^{-2}$; $41,8 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2} = 1 \text{ ккал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, или 1 е. т. п. (единица теплового потока).
110. Vitorello I., Pollack H. N. (1980) On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. JGR, 85, 983.
111. Birch F. et al. (1968). Heat flow and thermal history in New York and New England. In: Zen E. et al. (eds), Studies of Appalachian Geology. Interscience, 437.
112. Nicolaysen L. O. et al. (1981) The Vredefort radioelement profile extended to supracrustal strata at Carletonville, with implications for continental heat flow. JGR, 86, 10653; Hart R. J. et al. (1981) Radioelement concentrations in the deep profile through Precambrian basement of the Vredefort structure. JGR, 86, 10639.
113. Jaupart C. et al. (1981) Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. EPSL., 52, 328.
114. Morgan P. (1984) The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. PCE, 15.
115. Wedepohl K. H. (1969) The Handbook of Geochemistry. Vol. 1, Springer-Verlag, 247.

МОДЕЛИ ВАЛОВОГО СОСТАВА КОРЫ

3.1. Граничные условия состава верхней коры

Состав вскрытой в настоящее время верхней коры был дан в разд. 2.6. Несмотря на различные ограничения при расчетах, оценки состава коры по независимым методам сопоставимы и вполне отвечают геологическим данным. В первом приближении состав коры близок к гранодиориту. Количество кремнезема в верхней коре ниже, чем в типичном граните, но выше, чем в диорите или тоналите. Спектры р. з. э. и содержания Th и Sc в осадочных породах совпадают с наблюдаемыми для гранодиоритов.

Однако концентрации K, U и Th настолько высоки, что в случае 30-км слоя верхней коры только они могут быть ответственны за наблюдаемый в коре тепловой поток. Следовательно, общая мощность верхней коры должна быть меньше 30 км. Эти расчеты существенно усложняются рядом факторов. Th, U и K, вероятно, концентрируются в остаточных порциях кристаллизующихся гранитных расплавов, и, следовательно, их концентрации должны быть выше в верхних частях гранитных батолитов. Во многих моделях принимается экспоненциальное или ступенчатое уменьшение концентраций K, U и Th с глубиной, однако, как было показано в разд. 2.6.5, эти модели представляют собой только приближение к действительности (см. разд. 2.6.5 и 3.2). Мощность верхней коры обычно принимается равной 8 км (20%) — 13 км (30%). В разд. 2.6.5, основываясь на параметрах теплового потока, мы приняли мощность верхней коры в 10 км, что составляет примерно 25% мощности всей коры.

Валовой состав коры, следовательно, зависит от моделей состава в целом недоступной нижней коры и от механизмов образования коры за счет мантии. При этом возможны различные подходы. Один из них — выбрать серию пород, предполагая, что они представляют собой нижнюю кору. Применение этого метода становится все более затруднительным, поскольку отчетливо выявляется неоднородное строение нижней коры (например,

разд. 1.2). Второй возможный путь решения проблемы — попытаться выявить процесс, определяющий рост коры, и идентифицировать его продукты, что позволит установить валовой состав коры. В настоящей книге рассматриваются возникающие при этом трудности. Разрастается ли кора в результате приращения островных дуг? Является ли поддвигание плит существенным механизмом их роста? Можем ли мы по химизму установить разницу между механизмом роста, обусловленным андезитовым вулканизмом либо внедрением диоритов или тоналитов?

Одним из принятых здесь ограничений является требование, согласно которому валовой состав коры должен быть таким, чтобы обеспечить в процессе внутрикорового плавления гранодиоритовый состав существующей в настоящее время верхней коры. Это ограничение представляется обязательным условием. В целом принято, что гранитные породы, типичные для верхней коры, образовались именно таким путем (разд. 9.5 [1, 2]), и в данной книге мы разделяем эту точку зрения.

3.2. Тепловой поток и концентрация радиоактивных элементов

Данные о тепловом потоке являются одним из лучших ограничений в вопросе о валовом составе коры. Число измерений теплового потока на континентах в последние три десятилетия необозримо возросло. Берч [3] привел 43 значения. Это число увеличилось до 2808 в 1930 г. при общем их количестве 7217 [4]. Установлены две важные эмпирические зависимости. Первая [5] — линейная зависимость между величиной теплового потока и образованием тепла в близповерхностных породах Земли (см. разд. 2.6.5). Эта зависимость дала возможность идентифицировать провинции теплового потока (см. гл. 5) и рассчитать (см. разд. 2.6.5) эффективную мощность верхней коры (10 км).

Вторым важным открытием было признание того [6], что 40% теплового потока генерируется в коре, а 60% — в мантии. Установлены три типа тепловых потоков: 1) относительно высокий тепловой поток (в среднем $72 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) для мезозойских и более молодых пород; 2) довольно постоянный тепловой поток (в среднем $51\text{—}54 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) для периода от середины палеозоя до основания протерозоя; 3) более низкие тепловые потоки (в среднем $41 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) для архейских образований. Наблюдаемый тепловой поток включает в себя три компонента (рис. 3.1) [6, 7]:

а) тектонотермальный; генерирует около 30% ($27 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) всего теплового потока в пределах молодых орогенных областей. Эта величина постоянно снижается во времени начиная

с 350 млн. лет и приближается к нулю в нижнепалеозойских породах;

б) мантийный компонент (около $27 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$);

в) радиоактивные элементы коры, генерирующие в среднем $23 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$. Не установлено простой взаимосвязи между коровым источником и возрастом [7]; средний тепловой поток ($24 \pm 8 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) для фанерозойских провинций из этого источ-

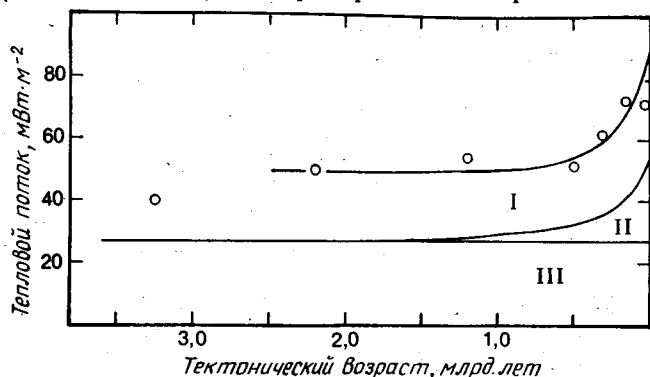


Рис. 3.1. Вариации с возрастом континентального теплового потока: I — радиогенное тепло, генерированное в коре; II — кратковременные термальные возмущения, связанные с тектонической активностью (в пределах 300—500 млн. лет); III — радиогенное тепло, генерированное в мантии (в среднем $27 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$). Тепловой поток в континентальной коре в интервале 0,5 — более 2 млрд. лет в целом постоянный, но уменьшается в архее [4].

ника почти такой же, как и для протерозойских провинций ($23 \pm 9 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$).

Определение доли корового компонента в наблюдаемом тепловом потоке позволяет рассчитать валовые коровые содержания K, U и Th. Мы принимаем коровый тепловой поток равным $23 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, мощность коры — 40 км, плотность — $2,8 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$; а отношения K/U и Th/U соответственно — 10^4 и 3,8. Расчеты по этим данным приводят к следующим содержаниям элементов: K=0,9%, U=0,9 млн⁻¹ и Th=3,4 млн⁻¹. Эти данные имеют большое значение для заключения о содержании многих других элементов в коре в целом.

3.3. Андезитовая модель

Вполне допустимо предположение, согласно которому континентальная кора могла образоваться за счет мантии в результате некоторых хорошо известных геологических процессов. Речь может идти, например, о типичном известково-щелочном вулканизме орогенных областей [8]. Преимущества такой мо-

дели очевидны, так как в этом случае объясняется происхождение больших объемов материала (по крайней мере $0,5 \text{ км}^3$ в год, см. гл. 10) со средним содержанием кремнезема 60% и, кроме того, имеется возможность непосредственного наблюдения этого явления. Предположение о том, что рост континентов обусловлен геологическими процессами, связанными с орогенной активностью, высказывалось многими авторами [9].

Образование континентальной коры за счет различных источников было рассмотрено Тейлором [8]. Из анализа имевшихся в то время геофизических, геологических и геохимических данных следовал вывод, что континенты росли в ходе геологического времени и образовались за счет мантии. Магматическая активность в орогенных зонах — как в островных дугах, так и в пределах кордильер — обеспечивала единственный в настоящее время наблюдаемый действующий источник как с точки зрения объема материала, так и его химического состава.

Андезитовый вулканизм представляет собой наиболее эффективное и наблюдаемое проявление орогенной магматической активности; вот почему этот процесс получил название «андезитовой» модели. Однако, хотя она охватывает все аспекты магматической активности платформенных окраин, отмечается, что «континентальные площади разрастались в основном в результате дополнительного поступления андезитов и ассоциирующихся с ними известково-щелочных пород в орогенных областях» [8]. Таким образом, модели [10], в которых поддвигание плит при внедрении тоналитов в окраинах андского типа рассматривалось в качестве главного механизма роста континентов, представляют собой лишь вариации на ту же тему.

Поскольку андезиты представляют средний состав магматических пород в орогенных областях, средний состав современных андезитов таких областей также использовался для оценки валового состава континентальной коры [8, 11]. Со времени предложения данной модели был достигнут большой прогресс в этой области, однако в определение среднего состава коры внесены лишь небольшие изменения. Тем не менее стало ясно, что в целом рост коры, вероятно, связан с другим механизмом, нежели с тем, который ответствен за современную магматическую активность орогенных областей. Принципиально новым является тот факт, что основная масса (75%) континентальной коры сформировалась к концу архея, т. е. 2500 млн. лет назад (см. гл. 10). Представляется, что в архейское время не было произведено значительного количества типично андезитового материала. Таким образом, интересные и эффективные примеры магматизма являлись менее важным фактором в разрастании континентов, чем полагали раньше.

Таблица 3.1. Средний состав изверженных пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,2	59,0	62,6	66,3	67,2	71,9	72,0	73,4
TiO ₂	0,94	0,78	0,74	0,67	0,55	0,29	0,31	0,30
Al ₂ O ₃	17,6	17,4	16,8	15,9	16,0	15,5	14,5	13,5
FeO	8,34	6,63	5,57	4,40	4,04	2,1	2,76	2,21
MgO	5,05	3,54	2,85	1,76	1,77	0,81	0,72	0,50
CaO	8,88	7,08	5,53	4,32	3,89	2,94	1,86	2,00
Na ₂ O	3,12	3,50	3,70	3,97	3,81	4,96	3,72	3,74
K ₂ O	1,10	1,44	2,10	2,57	2,78	1,52	4,11	4,24
Σ	99,2	99,4	99,9	99,9	100,0	100,0	100,0	99,9
п (число анализов)	636	945	97	1031	885	16	2485	593

1 — андезито-базальт (орогенный) [14]; 2 — андезит (орогенный) [14]; 3 — тоналит [15]; 4 — дацит (орогенный) [16]; 5 — гранодиорит [15]; 6 — трондьемит, трондьемитовые гнейсы Амитсок [17]; 7 — гранит [15]; 8 — риолит (орогенный) [16].

Однако мы считаем, что такая магматическая активность в орогенных районах — главный механизм современного роста континентов (и, возможно, она ответственна за образование 25% коры). Недавно Гилл [12] и Торп [13] опубликовали обзоры, посвященные породам островных дуг, их распространению и генезису. Составы типичных пород островных дуг и дру-

Таблица 3.2. Содержание р. з. э. в вулканических породах островных дуг (в млн⁻¹). Средние данные — для дуги Сунда, Индонезия [18]

Элемент	1	2	3	4
La	9,5	15,3	19,4	35,1
Ce	23,0	34,8	40,9	68,9
Pr	2,9	4,0	4,9	7,0
Nd	13,0	17,4	19,4	33,8
Sm	2,8	4,0	3,5	7,3
Eu	1,0	1,3	1,0	2,0
Gd	2,9	3,8	3,3	6,4
Tb	0,54	0,66	0,53	0,99
Dy	3,5	3,9	3,3	5,9
Ho	0,80	0,87	0,73	1,4
Er	2,3	2,5	2,2	4,0
Yb	2,4	2,5	2,1	3,8
Σ р. з. э.	65	92	102	178
Eu/Eu*	1,07	1,02	0,95	0,95

1 — андезит, толеитовые серии; 2 — андезито-базальт, щелочно-земельные серии; 3 — андезит, щелочно-земельные серии; 4 — андезит с высоким содержанием К.

гих интересующих нас пород приведены в табл. 3.1 и 3.2, а типичное распределение р. з. э. в породах островных дуг показано на рис. 3.2. Механизмом, поставляющим при орогенических процессах дополнительный материал в существующую кору, может быть вулканизм (включая образование вулканогенных осадков) или внедрение диоритов, тоналитов и связанных с ними пород. Различие в химизме этих двух процессов незначительно, и это подтверждает предположение, согласно которому модели под-

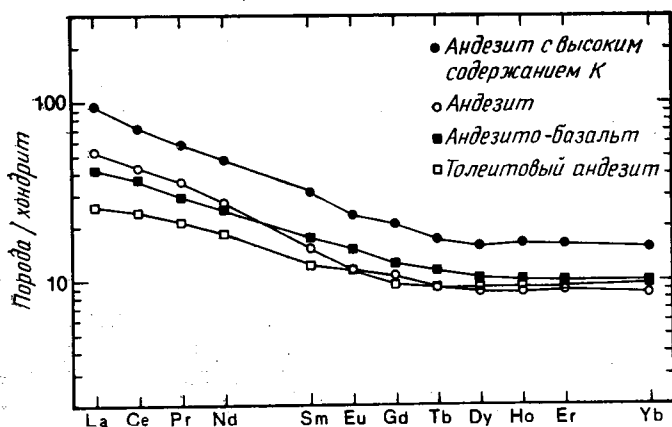


Рис. 3.2. Спектры р. з. э. для вулканических пород островных дуг (дуга Сунда, Индонезия [18]). По данным табл. 3.2.

движения плит, включающие внедрение тоналитов, представляяют собой вариант андезитовой модели.

Из-за возможной коровой контаминации, рециклирования осадков и внутрикорового плавления, с которым, например, связано образование игнимбритов, авторы моделей уделяют больше внимания островным дугам, где мантийное происхождение наиболее возможно, нежели континентальным окраинам. В результате широкого обсуждения вопроса о среднем составе изверженного материала островных дуг все более утверждается признание того, что среднее содержание в нем кремнезема, полученное на основе статистической обработки данных, составляет 57—58% [19]. Средний состав континентальной коры, соответствующий андезитовой модели, приведен в табл. 3.3. Отношение Th/U (2,5), которое использовалось для предыдущих оценок [11], в основном базировалось на данных о внутриокеанических дугах. Это отношение значительно ниже, чем принимаемое обычно для коры (3,8). Возможно, что современные дуги сложены материалом из истощенной мантии, так как отношение Th/U в этих породах такое же, как в базальтах сре-

Таблица 3.3. Валовой состав коры, базирующийся на андезитовой модели ([11], с упрощениями)

		%			
SiO ₂		58,0			
TiO ₂		0,8			
Al ₂ O ₃		18,0			
FeO		7,5			
MgO		3,5			
CaO		7,5			
Na ₂ O		3,5			
K ₂ O		1,5			
Σ		100,3			
Li	10 млн ⁻¹	Ni	30 млн ⁻¹	Eu	1,1 млн ⁻¹
Be	1,5 млн ⁻¹	Cu	60 млн ⁻¹	Gd	3,6 млн ⁻¹
Na	2,60%	Ga	18 млн ⁻¹	Tb	0,64 млн ⁻¹
Mg	2,11%	Rb	42 млн ⁻¹	Dy	3,7 млн ⁻¹
Al	9,50%	Sr	400 млн ⁻¹	Ho	0,82 млн ⁻¹
Si	27,1%	Y	22 млн ⁻¹	Er	2,3 млн ⁻¹
K	1,25%	Zr	100 млн ⁻¹	Tm	0,32 млн ⁻¹
Ca	5,36%	Nb	11 млн ⁻¹	Yb	2,2 млн ⁻¹
Sc	30 млн ⁻¹	Cs	1,7 млн ⁻¹	Lu	0,30 млн ⁻¹
Ti	4800 млн ⁻¹	Ba	350 млн ⁻¹	Hf	3,0 млн ⁻¹
V	175 млн ⁻¹	La	19 млн ⁻¹	Pb	10 млн ⁻¹
Cr	55 млн ⁻¹	Ce	38 млн ⁻¹	Th	4,8 млн ⁻¹
Mn	1100 млн ⁻¹	Pr	4,3 млн ⁻¹	U	1,25 млн ⁻¹
Fe	5,83%	Nd	16 млн ⁻¹		
Co	25 млн ⁻¹	Sm	3,7 млн ⁻¹		

динно-океанических хребтов (MORB). Примечательно, что многие известково-щелочные вулканические породы континентов или континентальных окраин имеют отношение Th/U, близкое к 3,8 [12]. Не известно, связано ли это с контаминацией коровым материалом, или с рециклированием. Сложности с отношениями Th/U иллюстрируют проблемы, существующие в рамках «андезитовой» модели. Обеднение мантии наиболее несовместимыми элементами вызвано формированием коры, вот почему современные магматические породы мантийного происхождения нельзя считать наиболее представительными для валового состава коры, которая, вероятно, уже была на 75—80% экстрагирована из мантии 2500 млн. лет назад. Поэтому, конечно, трудно оценить отношение Th/U в коре, используя данные о современных орогенных андезитах.

3.3.1. Проблема Ni и Cr. Содержания никеля и хрома представляют еще одну проблему в рамках андезитовой модели. Среднее содержание никеля в породах островных дуг составляет 25 млн⁻¹, а среднее содержание хрома — примерно 60 млн⁻¹ [12, 13] (рис. 3.3). Хотя генерация магм островных дуг все еще остается загадкой, многие полагают [12], что зна-

чительное удаление Ni и Sr связано с кристаллизационным фракционированием, происходящим до извержения. С другой стороны, магмы островных дуг образовались из материала, обедненного этими элементами в процессе предыдущих плавлений. Содержания Ni и Sr в породах верхней коры (20 и 35 млн⁻¹ соответственно, табл. 2.15) ненамного ниже, чем в сов-

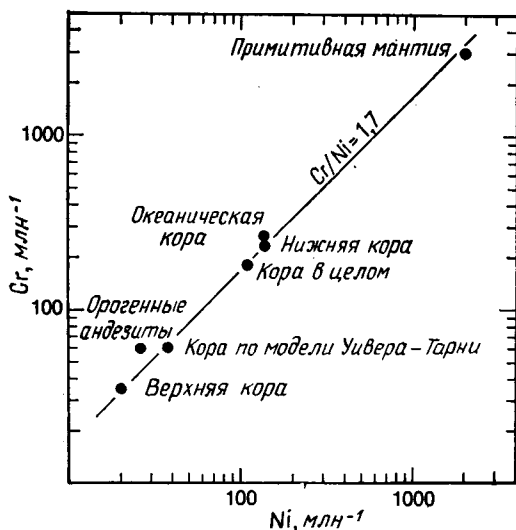


Рис. 3.3. Содержания Sr и Ni в мантии и коре. Показаны низкие содержания этих элементов, предсказанные андезитовой моделью и моделью Уивера — Тарни (разд. 3.3.1), а также наши оценки для нижней коры (разд. 4.7), примитивной мантии (табл. 11.3) и базальтовой океанической коры (табл. 11.6).

ременных андезитах. Представляется, что эти содержания слишком низкие, чтобы объяснить валовые содержания Ni и Sr в коре. Вполне разумно предположение, что эти элементы в процессе частичного плавления, приводящего к образованию гранитных пород верхней коры, должны оставаться в остаточных фазах в нижней коре. Следовательно, можно ожидать, что Ni и Sr были сконцентрированы в нижней коре и их содержание в коре в целом будет в 2—3 раза выше, чем содержания, полученные для верхней коры. Это подтверждается содержаниями Ni и Sr в ксенолитах нижней коры, которые обычно составляют 200—400 млн⁻¹.

Итак, с позиций андезитовой модели невозможно объяснить наблюдаемые в верхней коре содержания Ni и Sr, и, следовательно, для этих элементов требуется иной источник. Как уже отмечалось, имеются проблемы и с Th/U-отношениями.

3.4. Другие первично-мантийные источники

В этом разделе кратко рассматриваются другие возможные мантийные источники материала континентальной коры. Современная магматическая деятельность в иных тектонически активных областях, нежели окраины плит, дает огромное количество изверженного материала преимущественно базальтового состава. Мы исключаем большие объемы игнимбритов, которые, несомненно, связаны с частичным плавлением в пределах коры. Следует отметить, что ни наибольшие по объему эффузивы, представленные MORB, ни меньшие в количественном отношении внутриплатформенные щелочные базальты, ни огромные объемы платобазальтов не имеют подходящего химического состава для формирования континентальной коры. Главные трудности связаны с недостатком K, U и Th для обеспечения теплового потока и с невозможностью генерации при внутрикоровом плавлении такого объема гранодиоритов, который наблюдается в настоящее время в верхней коре. Измеренные скорости сейсмических волн также слишком низки для такого повсеместного развития пород основного состава. Если бы континентальная кора имела преимущественно основной состав, то большие объемы такой коры должны были бы существовать с наиболее ранних времен, что явно противоречит наблюдениям на Земле и на других планетах (см. гл. 12).

Все оценки валового состава континентальной коры независимо от того, базируются ли они на геофизических, геологических или геохимических данных, свидетельствуют о том, что по составу она более кислая, чем базальт. По общему мнению, содержание кремнезема в коре достигает примерно 60% (табл. 3.4). Образование континентальной коры в наши дни при внедрении диоритов и тоналитов мантийного происхождения иногда объясняется «поддвижением плит» [10]. Среднее содержание кремнезема в тоналите составляет 62,6% (табл. 3.1), т. е. валовой состав тоналитовой коры лишь немногим более кислый, чем состав андезитовой коры. Таким образом, модели поддвижения плит (например, [10]) являются лишь модифицированной разновидностью андезитовой модели, и они сталкиваются с теми же трудностями как в объяснении коровых отношений Th/U, так и в отношении содержаний Sr и Ni. Тем не менее, как показано ниже, дополнительное поступление магматических пород в орогенных зонах, по-видимому, является главным механизмом роста современной коры. В гл. 9 мы приходим к выводу, что такой механизм ответствен за формирование 20—25% всей коры и что валовой состав континентальной коры обусловлен другими магматическими процессами.

Таблица 3.4. Различные оценки валового состава континентальной коры

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ , %	61,9	63,9	60,2	57,8	61,9	62,5	63,8	64,8	58,0	57,3
TiO ₂ , %	1,1	0,8	1,0	1,2	0,8	0,7	0,7	0,51	0,8	0,9
Al ₂ O ₃ , %	16,7	15,4	15,6	15,2	15,6	15,6	16,0	16,1	18,0	15,9
FeO, %	6,9	6,1	7,1	7,6	6,2	5,5	5,3	4,8	7,5	9,1
MgO, %	3,5	3,1	3,9	5,6	3,1	3,2	2,8	2,7	3,5	5,3
CaO, %	3,4	4,2	5,8	7,5	5,7	6,0	4,7	4,6	7,5	7,4
Na ₂ O, %	2,2	3,4	3,2	3,0	3,1	3,4	4,0	4,4	3,5	3,1
K ₂ O, %	4,2	3,0	2,5	2,0	2,9	2,3	2,7	2,0	1,5	1,1
Th, млн ⁻¹	—	—	—	—	—	—	—	5,1	4,8	3,5
U, млн ⁻¹	—	—	—	—	—	—	—	1,3	1,25	0,9
Cr, млн ⁻¹	—	—	—	—	—	—	—	61	55	185
Ni, млн ⁻¹	—	—	—	—	—	—	—	39	30	105

1 — Гольдшмидт [21]; 2 — Виноградов [22]; 3 — Тейлор [23]; 4 — Пакисер и Робинсон [24]; 5 — Ронов и Ярошевский [25]; 6 — Холленд и Ламберт [26]; 7 — Смитсон [27]; 8 — Уивер и Тарни [10]; 9 — Тейлор и Мак-Леннан [28]; 10 — данная книга.

Являются ли богатые кремнеземом магматические породы первичным источником роста континентов? Дацинты со средним содержанием кремнезема около 66% занимают значительно меньший объем, нежели андезиты; обычно они составляют только 15% вулканогенных продуктов в районах островных дуг, а остальное приходится на долю базальтов и андезито-базальтов с низким содержанием кремнезема [14]. Большинство риолитов произошло в результате внутрикорового плавления. По составу они аналогичны гранитам и, следовательно, представляют собой «верхнекоровые» составы; они слишком обогащены К, чтобы быть представительными для состава коры в целом. Это главная проблема валового состава коры, в которой содержание кремнезема более 60%. Количества К, U и Th дают слишком много радиогенного тепла. Богатые кремнеземом дифференциаты основной магмы также не могут рассматриваться в качестве реального источника ввиду очень малых их количеств. Представляется, что происхождение вещества континентов гораздо менее ясно, чем, например, генерация базальтовой магмы, которая находится в огромных количествах на всех планетах земного типа [29]. Мы приходим к выводу, что современная магматическая активность в орогенных областях при среднем содержании кремнезема в магме около 60% является единственным возможным источником роста континентов в настоящее время. А теперь перейдем к рассмотрению возможных источников роста континентов в архейское время.

3.5. Архейская «бимодальная» основная — кислая магматическая модель

В архейской коре преобладает так называемая основная — кислая серия магматических пород (гл. 7). Одна составляющая — это базальты, которые в основном подобны MORB и ха-

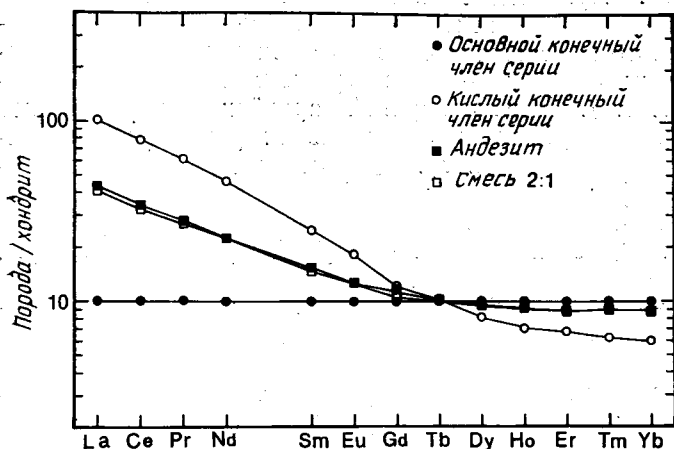


Рис. 3.4. Средние спектры р. з. э. для архейских базальтов и кислых изверженных пород (по данным гл. 7). Спектр, полученный при смешении этих двух типов пород в отношении 2 : 1, близок к спектру среднего андезита, что свидетельствует об отсутствии различий между спектрами р. з. э. для пород островных дуг и моделей смешения.

актеризуются пологими спектрами р. з. э., содержания последних превышают примерно в 10 раз их содержания в хондритовых метеоритах. Другая составляющая — это натровые интрузивные и эффузивные кислые породы (тоналиты — трондьемиты — кислые вулканыты). Все они характеризуются линейным распределением р. з. э. Эти породы обогащены легкими и обеднены тяжелыми р. з. э.: типично постепенное уменьшение содержания по отношению к хондритовому — от стократного превышения для La до пятикратного для Yb. Происхождение этих кислых пород связывается в основном с частичным плавлением гранатосодержащего или эклогитового исходного материала, так как распределение р. з. э. согласуется с присутствием в нем граната. Это наблюдение служит указанием на давления, превышающие 15 кбар, и, следовательно, на мантийные глубины. Архейские тектонические модели обсуждаются в гл. 7 и 9; они не похожи на обстановки современных дуг. Для образования базальтов или коматиитов они привлекают частичное плавление

ние мантии с последующим погружением реститов, превращением их в гранатовые породы или эклогиты и переплавлением на мантийных глубинах с образованием кислых магматических серий.

Состав р.з.э. архейской коры может быть довольно успешно смоделирован путем соответствующего смещения бимодальных серий (рис. 3.4). Приемлемой моделью, которая согласуется с установленным тепловым потоком, является смещение основного и кислого конечных членов в отношении 2:1. Отклонения от этой модели детально рассмотрены в гл. 7 (см., в частности, разд. 7.10.2). Состав верхней архейской коры может быть также смоделирован путем смещения равных частей основных и кислых пород (гл. 7). В некоторых районах (например, Йеллоунайф в провинции Слейв) кислые породы более распространены и составляют две трети обнаженной коры. Как показано в гл. 10, посвященной вопросу о скорости роста коры, дополнительное поступление материала в кору из мантийных источников в интервале 3,2—2,5 млрд. лет назад можно объяснить посредством механизма, производящего бимодальную серию. В этом случае состав коры на 75—80% был сформирован бимодальной основной — кислой серией в отношении 2:1, что означает вовлечение глубинных коровых структур. Хотя переработка, метаморфизм и удаление расплава, образовавшегося в результате частичного плавления, по-видимому, изменили первоначальный материал и оставшуюся его часть трудно узнать, тем не менее преимущественно основной состав ксенолитов, вынесенных из нижней коры [20], указывает на ее существенно основной состав (см. гл. 4).

3.6. Предлагаемый валовой состав коры

Оценки общего состава коры будут до тех пор зависеть от типа выбранной модели, пока не будут найдены независимые методы его определения; это не касается, конечно, радиоактивных элементов. В данном разделе мы представляем нашу оценку, которая имеет различные ограничения и существенно зависит от выбранной модели роста коры. Мы используем также информацию о природе и составе архейской коры (более подробно об этом см. в гл. 7); эволюция и рост коры рассматриваются в гл. 9 и 10 [30].

Нам представляется, что для моделей валового состава коры наиболее важными являются следующие ограничения:

1) ограничение величины теплового потока должно соотноситься с валовыми содержаниями K, U и Th в верхней коре;

Таблица 3.5. Валовой состав континентальной коры (ссылки см. в тексте)

Компонент		%		Нормативный состав			
SiO ₂		57,3		Q	6,6		
TiO ₂		0,9		Or	6,5		
Al ₂ O ₃		15,9		Ab	26,2		
FeO		9,1		An	26,2		
MgO		5,3		Di	8,7		
CaO		7,4		Hy	24,1		
Na ₂ O		3,1		Il	1,7		
K ₂ O		1,1					
Σ		100,0					
Li	13 млн ⁻¹	Ni	105 млн ⁻¹	In	50 млрд ⁻¹	Er	2,2 млн ⁻¹
Be	1,5 млн ⁻¹	Cu	75 млн ⁻¹	Sn	2,5 млн ⁻¹	Tm	0,32 млн ⁻¹
B	10 млн ⁻¹	Zn	80 млн ⁻¹	Sb	0,2 млн ⁻¹	Yb	2,2 млн ⁻¹
Na	2,30%	Ga	18 млн ⁻¹	Cs	1,0 млн ⁻¹	Lu	0,30 млн ⁻¹
Mg	3,20%	Ge	1,6 млн ⁻¹	Ba	250 млн ⁻¹	Hf	3,0 млн ⁻¹
Al	8,41%	As	1,0 млн ⁻¹	La	16 млн ⁻¹	Ta	1,0 млн ⁻¹
Si	26,7%	Se	0,05 млн ⁻¹	Ce	33 млн ⁻¹	W	1,0 млн ⁻¹
K	0,91%	Rb	32 млн ⁻¹	Pr	3,9 млн ⁻¹	Re	0,5 млрд ⁻¹
Ca	5,29%	Sr	260 млн ⁻¹	Nd	16 млн ⁻¹	Ir	0,1 млрд ⁻¹
Sc	30 млн ⁻¹	Y	20 млн ⁻¹	Sm	3,5 млн ⁻¹	Au	3,0 млрд ⁻¹
Ti	5400 млн ⁻¹	Zr	100 млн ⁻¹	Eu	1,1 млн ⁻¹	Tl	360 млрд ⁻¹
V	230 млн ⁻¹	Nb	11 млн ⁻¹	Gd	3,3 млн ⁻¹	Pb	8,0 млн ⁻¹
Cr	185 млн ⁻¹	Mo	1,0 млн ⁻¹	Tb	0,60 млн ⁻¹	Bi	60 млрд ⁻¹
Mn	1400 млн ⁻¹	Pd	1,0 млрд ⁻¹	Dy	36 млн ⁻¹	Th	3,5 млн ⁻¹
Fe	7,07%	Ag	80 млрд ⁻¹	Ho	0,78 млн ⁻¹	U	0,91 млн ⁻¹
Co	29 млн ⁻¹	Cd	98 млрд ⁻¹				

2) валовой состав коры должен быть таким, чтобы из него при частичном плавлении могли образоваться гранодиориты верхней коры;

3) ограниченное участие вулканизма островных дуг (андезитовая модель) начиная с архея в формировании состава коры и ее росте;

4) около 75% коры образовалось ранее чем 2500 млн. лет назад, и формирование валового состава коры не обязательно связано с режимами, подобными современной тектонике плит.

Валовой состав коры, согласно предлагаемой нами модели, представляется следующим: 75% состава архейской коры (о происхождении см. в гл. 7) и 25% состава коры, образовавшейся согласно «андезитовой» модели; эти цифры отвечают соответственно вкладом в рост коры архейских и постархейских процессов. Содержания для 62 элементов приведены в табл. 3.5. На рис. 3.5 сравниваются данные этой модели с данными «андезитовой» модели (табл. 3.3). Наиболее важными особенностями среднего состава коры в соответствии с настоящей моделью являются:

1) значительное обогащение Cr и Ni и более умеренное обогащение другими железомagneзными элементами;

2) меньшее обогащение такими наиболее несовместимыми элементами, как Cs, K, Th и U.

Для большинства микроэлементов данных по архею недостаточно, и мы использовали для оценок средних их содержа-

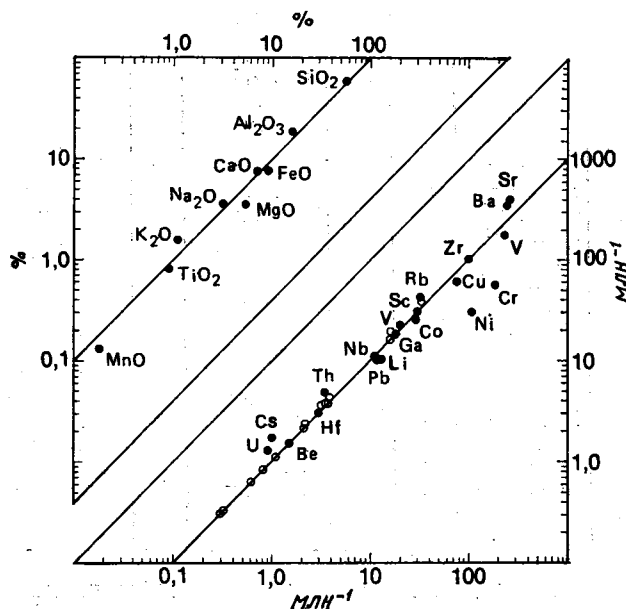


Рис. 3.5. Сравнение валовых коровых содержаний (табл. 3.5) с составами, рассчитанными в соответствии с андезитовой моделью (табл. 3.3). Главные различия в приводимых оценках — это более низкие содержания сильно несовместимых элементов (K, U, Th, Cs) и более высокие элементов Cr и Ni. Светлые кружки — р. з. э.

ний в коре следующие источники. Средние содержания для Zn, Cd, Tl и Bi в коре взяты из работы Хейнрикса и др. [31], а для Sn — Тейлора и Мак-Леннана [32]. Содержание галлия рассчитано по отношению $Ga/Al = 0,21 \cdot 10^{-3}$. Содержание K равно 0,91%. Уран рассчитан по отношению $K/U = 10^4$, а торий — по отношению $Th/U = 3,8$, что дало соответственно 0,91 млн⁻¹ U и 3,5 млн⁻¹ Th. Оценки для ряда менее распространенных элементов — Li, Ge, As, Se, Mo, Ag, In, W, Re и Au — взяты из справочника по геохимии [33].

В разд. 3.2 мы рассмотрели ограничения исходя из данных о тепловом потоке, согласно которым содержания K, U и Th

составляют соответственно 0,90%, 0,90 млн⁻¹ и 3,4 млн⁻¹ (при величине корового теплового потока 23 мВт·м⁻²). Эти значения хорошо согласуются с рассчитанными здесь ($K=0,91\%$, $U=0,91$ млн⁻¹, $Th=3,5$ млн⁻¹). Предлагаемый нами состав коры генерирует тепловой поток в 23 мВт·м⁻².

3.6.1. Некоторые сопоставления. Ряд других оценок валового состава коры приведен в табл. 3.4. Многие из них представ-

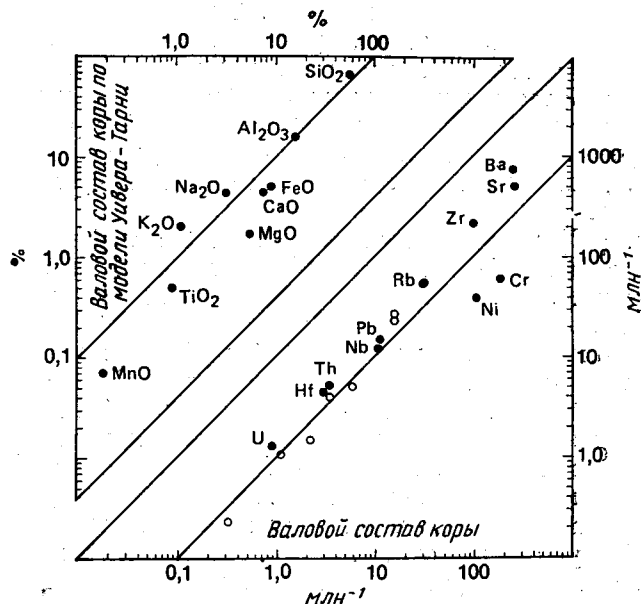


Рис. 3.6. Сравнение валовых содержаний в коре (табл. 3.5) с составами, рассчитанными в соответствии с моделью Уивера — Тарни [10]. Для последних характерны сильное обогащение несовместимыми элементами (K, U, Th, легкие р. з. э., Zr, Ba, Na) и обеднение Mg, Fe, Ti, Mn, Ni и Cr по сравнению с составом, предлагаемым в данной книге. Светлые кружки — р. з. э.

ляют собой лишь исторический интерес или не дают четких различий между валовым составом верхней и нижней коры. Однако Уивер и Тарни [10] предложили недавно новую модель, согласно которой кора состоит: 1) из верхней коры мощностью 12 км, имеющей химический состав по Тейлору и Мак-Леннану [28]; 2) из подстилающей ее «средней» коры мощностью 6 км; 3) из «нижней» коры мощностью 18 км. В качестве состава нижней коры они принимают состав среднего льюкисского гранулиты, а в качестве состава средней коры — средний состав пород льюкисской амфиболитовой фации [34]. Для валового состава коры (табл. 3.3) эти авторы принимают содержание SiO_2 равным 65%, K_2O — 2,0%; Th — 5,1 млн⁻¹ и

U — $1,3 \text{ млн}^{-1}$. При таком составе общий тепловой поток будет $35 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, что примерно на 50% больше значения $23 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ [7, 35]. В связи с этой моделью возникают три проблемы: 1) тепловой поток, генерируемый таким составом коры, высок; 2) при указанном содержании кремнезема (65%) не принимается во внимание широкое распространение ксенолитов нижней коры с низким содержанием кремнезема (см. гл. 4); 3) содержания Ni и Cr являются слишком низкими. Ограничения, связанные с величиной теплового потока, представляются особенно серьезной проблемой, поэтому мы полагаем, что валовой состав коры должен иметь более низкие содержания кремнезема и радиоактивных элементов, чем это предусматривается Уивером и Тарни [10]. На рис. 3.6 сопоставляются наши данные с данными этих авторов. Для многих элементов наблюдается существенное расхождение.

Смитсон и др. [36] также предлагают более богатый кремнеземом валовой состав коры, чем это принято в книге. Согласно их оценке, основанной на интерпретации средних скоростей сейсмических волн в коре, валовой состав последней (64% SiO_2 и 2,7% K_2O) близок к таковому верхней коры. Содержания U и Th не приводятся, но если исходить из отношений $K/U = 10^4$ и $Th/U = 3,8$, то они составят соответственно 2,2 и $8,4 \text{ млн}^{-1}$. Эти содержания обеспечивают для коры такой же тепловой поток, какой наблюдается в настоящее время. С этими моделями связаны значительные петрологические и геохимические трудности, так как подразумевается, что гранодиориты и граниты действительно образуются за счет мантии. Попытки решить дилемму теплового потока путем повышения концентраций K , U и Th приводят к заключению о мантийном происхождении богатых кремнеземом, но бедных K , U и Th магм в количествах, достаточных для формирования континентальной коры. Кстати, Пакизер и Робинсон [24], также используя значения средних скоростей сейсмических волн, еще раньше оценили состав коры. По их данным, содержание кремнезема в коре составляет в среднем 58%, что близко к принятому нами значению.

3.7. Резюме

1. Оценка валового состава коры зависит от типа принятой модели. При этом необходимо, чтобы модель учитывала ограничения, налагаемые величиной теплового потока, и соответствовала бы образованию верхней коры в результате внутрикорового частичного плавления. Ее состав также должен выводиться из состава мантии на основе обычных геологических процессов.

2. Кора в целом в настоящее время генерирует тепловой поток в $23 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, которому при толщине коры 40 км соответствуют следующие содержания элементов: $K=0,9\%$, $U=0,9 \text{ млн}^{-1}$ и $Th=3,4 \text{ млн}^{-1}$.

3. «Андезитовая» модель, согласно которой континентальная кора формируется в результате наращивания объемов магматических (интрузивных и эффузивных) пород орогенных зон, отвечает многим из этих требований, но не обеспечивает соответствующих отношений Th/U и достаточного количества Cr и Ni . Однако она может приниматься во внимание при объяснении современного роста коры, и ее можно рассматривать в качестве механизма роста континентальной коры начиная с раннего протерозоя.

4. Модели поддвижения плит, предполагающие внедрение тоналитов и диоритов на окраинах кордильерского типа, химически почти не отличаются от андезитовой модели и представляют собой ее варианты.

5. Как показано ниже, около 75% коры образовалось примерно 2500 млн. лет назад. Следовательно, валовой состав континентальной коры сформировался за счет мантии в результате характерных для архея магматических процессов. Наиболее важным из них является, по-видимому, образование бимодальной основной — кислой серии.

6. Мы предлагаем следующую модель валового состава континентальной коры: 75% коры было образовано имевшими место в архее магматическими процессами (архейский состав коры), а 25% сформировались в результате островодужного магматизма начиная с протерозоя (андезитовая модель). Содержания 62 элементов приведены в табл. 3.5. Ключевыми элементами и отношениями являются: $SiO_2=57,3\%$; $Cr=185 \text{ млн}^{-1}$; $Ni=105 \text{ млн}^{-1}$; $K=0,91\%$; $U=0,91 \text{ млн}^{-1}$; $Th=3,5 \text{ млн}^{-1}$; $K/U=10^4$; $Th/U=3,8$; $Sm/Nd=0,22$; $Rb/Sr=0,12$. При таком составе коры тепловой поток равен $23 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. GSA Mem., 74.
2. Wyllie P. J. (1977) Crustal anatexis: An experimental view. Tectonophysics, 43, 41.
3. Birch F. (1954) The present state of geothermal investigations. Geophysics, 19, 645.
4. Pollack H. N. (1980) The heat flow from the Earth. A review. In: Davis P. A., Runcorn S. K. (eds), Mechanisms of Continental Drift and Plate Tectonics, Academic Press, 183.
5. Birch F. et al. (1968) Heat flow and thermal history in New York and New England. In: Zen E. et al. (eds), Studies of Appalachian Geology. Interscience, 437.

6. Pollack H. N., Chapman D. S. (1977) On the regional variation of heat flow, geotherms and thickness of the lithosphere. *Tectonophysics*, **38**, 279.
7. Morgan P. (1984) The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. *PCE*, **15**, Chap. 2.
8. Taylor S. R. (1967) The origin and growth of continents. *Tectonophysics*, **4**, 17.
9. Например, Rubey W. W. (1951) Geologic history of sea water. *GSA Bull.*, **62**, 1111; Wilson J. T. (1952) Orogenesis as the fundamental geological process. *Trans. AGU*, **33**, 444; Gilluly J. (1955) Geologic contrasts between continents and ocean basins. *GSA Spec. Pap.*, **62**, 7.
10. Weaver B. I., Tarney J. (1984) Major and trace element composition of the continental lithosphere. *PCE*, **15**, Chap. 7.
11. Taylor S. R. (1977) Island arc models and the composition of the continental crust. *AGU, Ewing Series*, **1**, 325.
12. Gill J. B. (1981) Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag.
13. Thorpe R. S. (ed.) (1982) Orogenic Andesites and Related Rocks. Wiley, New York.
14. Ewart A. (1982) In: Thorpe R. S. (ed.), *Andesites*, Wiley, 25.
15. Le Maitre R. W. (1976) The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, **17**, 589.
16. Ewart A. (1979) A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary — Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In: Barker F. (ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier. Chap. 2.
17. McGregor V. R. (1979) Archean gray gneisses and the origin of the continental crust: evidence from the Godthab region, West Greenland. *Ibid.* Chap. 6.
18. Whitford D. J. (1979) Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda Arc in Java and Bali. *CMP*, **70**, 341.
19. Ewart A. (1976) Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas — some statistics and implications. *EPSL*, **31**, 417.
20. Arculus R. J. et al. (1984) Eclogites and granulites in the lower continental crust. *Proc. Eclogite Symposium, France* (в печати).
21. Goldschmidt V. M. (1933) Grundlagen der quantitativen geochemie. *Fortsch. Min. Krist. Petrol.*, **17**, 112.
22. Vinogradov A. P. (1962) Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the Earth's crust. *Geochemistry*, **7**, 641.
23. Taylor S. R. (1964) Abundance of elements in the continental crust: a new table. *GCA*, **28**, 1273.
24. Pakiser L. C., Robinson R. (1967) The composition of the continental crust as estimated from seismic observations. *AGU Mono.*, **10**, 620.
25. Ronov A. B., Yaroshevsky A. A. (1969) Chemical composition of the Earth's crust. *AGU Mono*, **13**, 37.
26. Holland J. G., Lambert R. St. J. (1972) Major element chemical composition of shields and the continental crust. *GCA*, **36**, 673.
27. Smithson S. B. (1978) Modelling continental crust: structural and chemical constraints. *GRL*, **5**, 749.
28. Taylor S. R., McLennan S. M. (1981) The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A301**, 381.
29. Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. Pergamon Press. (1981).
30. В научных книгах невозможно избежать ссылок на выводы, помещенные в более поздних главах.
31. Heinrich H. et al. (1981) Terrestrial geochemistry of Cd, Bi, Ti, Pb, Zn and Rb. *GCA*, **44**, 1519.
32. Taylor S. R., McLennan S. M. (1983) Geochemical application of spark source mass spectrometry. IV. The crustal abundance of tin. *Chem. Geol.* **39**, 273.
33. Wedepohl K. H. et al. (1969 et seq.) *Handbook of Geochemistry*, Springer-Verlag.

34. Weaver B. L., Tarney J. (1981) Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models. EPSL, 55, 171.
35. Vitorello I., Pollack H. N. (1980) On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of the continents. JGR, 85, 983.
36. Smithson S. B. et al. (1981) Mean crustal velocity: a critical parameter for interpreting crustal structure and crustal growth. EPSL, 53, 323.

НИЖНЯЯ КОРА

4.1. Проблемы опробования

Одна из важнейших областей Земли, о которой мы знаем меньше всего, — это нижняя часть континентальной коры. В гл. 2 мы оценили мощность верхней коры в 10 км. Нижняя кора, как здесь показано, охватывает нижние 25—30 км, или 75% всей коры. Состав верхней континентальной коры, вскрытой эрозией и выветриванием, надежно установлен и отвечает гранодиориту (гл. 2). Для нижней коры мы не имеем таких широкомасштабных процессов природного опробования (как, например, образование обломочных отложений), которые упрощают задачу определения ее состава. Имеющиеся в нашем распоряжении образцы коры — это ксенолиты в вулканических трубках и небольшие обнажения гранулитовых комплексов, которые, как полагают, сформировались в нижней коре, о чем свидетельствуют данные температур и давлений их образования (600—900 °C и 5—10 кбар).

Имеющиеся геологические наблюдения весьма ограничены из-за недостаточного опробования. Вскрытые участки гранулитов, которые обнаруживают сложную историю, могут быть нетипичными или не случайно обнаженными участками весьма гетерогенной нижней коры. В этом отношении ксенолиты, если они действительно случайные, по-видимому, менее представительны для нижней коры (см. разд. 4.3). Изучение скоростей сейсмических волн в нижней коре, если они могут быть соотнесены с определенными типами пород, позволяет оценить общий состав нижней коры аналогично использованию распределения *р.з.э.* в обломочных осадочных породах верхней коры. Однако неоднородная природа нижней коры, обнаруженная, например, данными *SOCORP* (разд. 1.2), может ограничить применение этого метода для установления ее среднего состава. Одной из характерных черт состава нижней коры в моделях, принятых в этой книге, является то, что в ней должны быть области остаточного состава, образовавшиеся в результате удаления вещества верхней коры. Это соответствует заключению о том, что

образование гранодиоритов и гранитов происходит в результате внутрикорового плавления и хорошо согласуется с большинством петрологических и изотопных данных [1]. Следовательно, валовой состав коры должен быть таким, чтобы при различной степени частичного плавления из него мог бы образоваться состав верхней коры. Главное ограничение с позиции состава состоит в том, что данные о современном тепловом потоке лимитируют количества K , U и Th в нижней коре до очень низких значений по сравнению с их концентрациями в верхней коре.

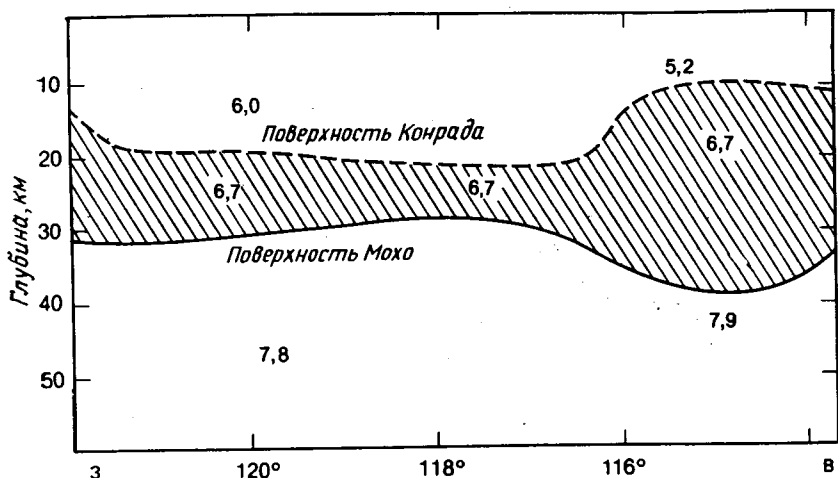


Рис. 4.1. Разрез континентальной коры по линии Калифорния — Орегон — Невада — Айдахо, показывающий существование поверхности Конрада, отделяющей нижнюю кору с $V_p = 6,7 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ [2] от верхней. Цифры на рисунке — значения V_p (в $\text{км} \cdot \text{с}^{-1}$).

В этой главе мы рассмотрим в основном общий состав нижней коры и соотношения его с модельным валовым составом всей коры, а не с особенностями состава отдельных обнажений. Однако вероятная сложность и неоднородность нижней коры делают все обобщения весьма рискованными.

Детальная информация о строении нижней коры только теперь становится доступной (разд. 1.2). Сейсмические исследования обнаруживают большое число как латеральных, так и вертикальных вариаций. Представляется, что граница Конрада отмечается на глубинах примерно 10—20 км в одних районах (рис. 4.1), но отсутствует — в других. Многие единичные отражающие площадки не имеют латеральной протяженности. Вероятно, строение нижней коры достаточно сложное в деталях, что отражает сложность верхней коры. Иногда наблюдаются

вариации и в толщине коры, как это показано на рис. 4.2. Сравнительно недавно стало известно о существовании полных надвиговых пластин (разд. 1.2). Исследования в этой области ведутся весьма активно, и новые точки зрения отнюдь не редкость. Однако, до тех пор пока не будут получены новые сейсмические данные, вряд ли имеет смысл рассуждать на эту тему в книге, имеющей дело преимущественно с геохимическими данными.

До недавнего времени граница Мохоровичича (кратко называемая Мохо) рассматривалась как дискретная, однородная

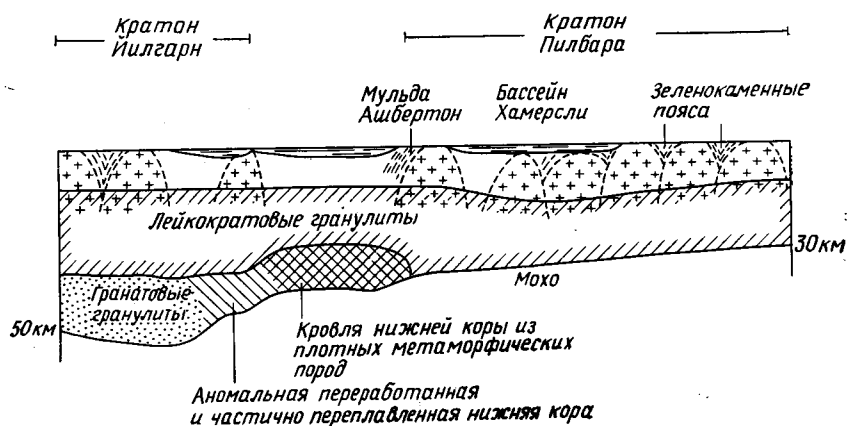


Рис. 4.2. Схематический разрез (север — юг) коры в Западной Австралии. Мощность коры (40—50 км) под кратоном Иилгарн значительно больше, чем под кратоном Пилбара (28—33 км) ([3], с упрощениями). (См. также разд. 10.3.1.)

по латерали граница, указывающая скорее на химические, а не на фазовые различия. Однако представление о Мохо как о резкой границе почти наверняка некорректно. В настоящее время сейсмические данные свидетельствуют о том, что в некоторых местах переход от коровых скоростей к мантийным происходит на протяжении нескольких километров. Изменение скоростей сейсмических волн между корой и мантией часто представляет собой серию ступеней протяженностью более 5 км; поэтому строение основания коры является слоистым [4]. Что же это за структуры? Зоны кумулатов, надвинутые и перекрывающие друг друга пластины, линзы метаосадков или куски океанической коры? Еще большие усложнения в районах с высоким геотермическим градиентом могут привести к новым трудностям в отношении увязки типов пород со скоростями сейсмических

волн. В настоящее время природа перехода кора — мантия весьма неопределенна; то же самое можно сказать и о наиболее глубоких частях нижней коры.

4.2. Комплексы гранулитовой фации

Районы выхода пород гранулитовой фации представляются наиболее доступными для отбора материала, который может быть исследован для оценки типичных температур и давлений в нижней коре. В литературе имеется много указаний на области, в которых установлены выходы пород гранулитовой фации, однако здесь мы рассмотрим лишь наиболее характерные из них [5—7]. Особенно интересный обзор разрезов нижней коры сделан Фаунтином и Солсбери [7]. Они описали 5 районов — зону Ивреа, Италия; субпровинцию Пиквитоне, Канада; хребты Фрейзер и Масгрейв, Западная Австралия; зону Казила, Сьерра-Леоне, — где в результате столкновения континентальных глыб породы гранулитовой фации были выжаты кверху и затем обнажены. Поднятие вдоль зоны надвига более плотной нижней коры и опускание менее плотной верхней коры дали вдоль этих зон характерные гравитационные аномалии Буге. Среди пород гранулитовой фации преобладают породы от основного до среднего состава. К приведенным примерам можно добавить еще структурную зону Капусказинг в северной части провинции Онтарио [8]. Эти зоны имеют преимущество перед ксенолитами и другими районами выхода пород гранулитовой фации, так как в них вскрыты разрезы коры. В этих районах проводится много работ (например, [8]), однако преждевременно обсуждать их в деталях. В районе Капусказинг кора вскрыта только до глубины 25 км, и, следовательно, более глубокие части нижней коры могут быть не вскрыты в этом и других приподнятых участках.

О комплексах, рассматриваемых в качестве представителей гранулитовой фации, опубликовано много противоречивых геохимических данных. Для одних установлено обеднение щелочными элементами, Th и U, из других были полностью удалены гранитные расплавы, а в третьих не обнаружено никаких изменений в валовом составе по сравнению с комплексами более низкой ступени метаморфизма. Для гранулитовой фации характерны безводные минералы. Главные изменения в составе наблюдаются в вышерасположенной амфиболитовой фации, предшествовавшей гранулитовой фации метаморфизма. Эти изменения включают образование и удаление гранитных расплавов и реакции дегидратации (разложение роговой обманки и слюд). Файф [9] указал на важность удаления большей части воды и гранитных расплавов в условиях амфиболитовой фации.

метаморфизма, что приводит к образованию безводных минералов, обычных для пород гранулитовой фации. Истинные граниты типичны для амфиболитовой фации, но нетипичны для зон гранулитовой фации (рис. 4.3).

Хейер [11] показал, что существенная потеря Rb, Cs, U и Th происходит в процессе удаления воды в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Механизм удаления представляет-

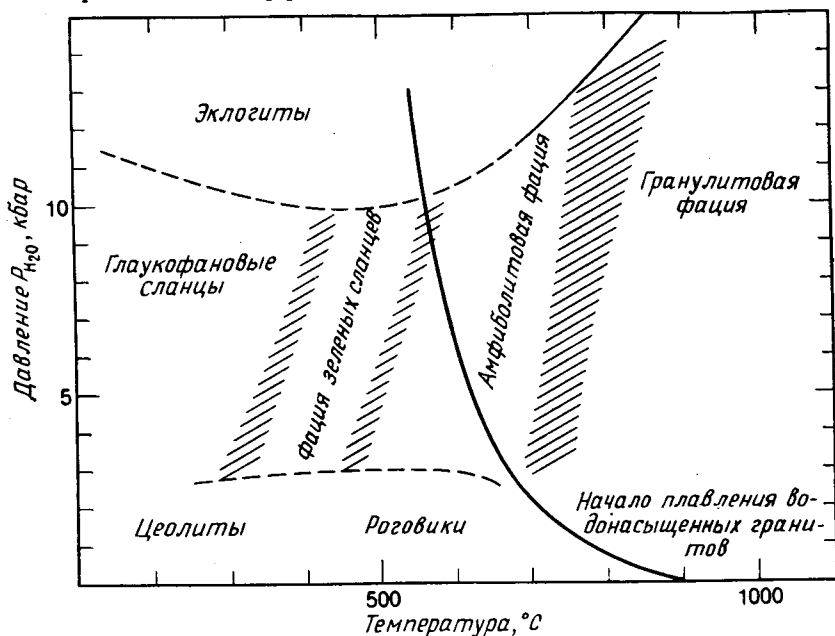


Рис. 4.3. Соотношение температур и давлений для метаморфических фаций. Начало кривой плавления для водонасыщенных гранитов показывает, что плавление (в условиях $P_{\text{общ}} = P_{H_2O}$) с образованием гранитных магм начинается в условиях амфиболитовой фации. Соответственно гранулитовый метаморфизм может развиваться в породах, из которых уже удален расплав ([110], с упрощениями).

ся следующим: «В гнейсах амфиболитовой фации элементы U, Th, Rb и Cs находятся, вероятно, преимущественно в структурах слюд, калиевого полевого шпата (Rb, Cs) и эпидота или циркона (U, Th)... Слюды имеют тенденцию разлагаться в гранулитовой фации метаморфизма с образованием калиевого полевого шпата... в котором Rb или Cs не концентрируется. Эпидоты также неустойчивы в условиях гранулитовой фации. Были предложены многочисленные реакции разложения эпидота, однако ни один из продуктов реакции не имел структуры, подходящей для вхождения Th и U» [11]. Потеря этих элементов

связывается с удалением H_2O в виде пара. Это приводит к высокому остаточному парциальному давлению CO_2 , о чем свидетельствует повсеместное присутствие CO_2 во флюидных включениях в породах гранулитовой фации [12, 13].

Таким образом, при формировании состава нижней коры должны быть рассмотрены два процесса выноса элементов. Первый включает реакции дегидратации, сопровождающиеся разложением водосодержащих минералов, и селективный вынос таких элементов, как Rb и U. Можно поставить вопрос: насколько эффективен этот механизм в геологических масштабах? Перенос элементов на то или иное расстояние зависит от многих факторов. Уран, как известно, очень мобилен, поэтому он должен выноситься более интенсивно, чем менее растворимый торий, вследствие чего для нижней коры должно быть характерно высокое значение отношения Th/U (и высокое содержание ^{208}Pb). Необходимо выполнить большое число исследований по растворимости элементов в условиях высокого парциального давления CO_2 .

Второй процесс, в результате которого элементы выносятся из нижней коры, — это частичное плавление и механическое удаление расплава с реститовым материалом или без него. Этот процесс, приводящий к образованию гранодиоритов и гранитов, а следовательно, и типичных составов верхней коры, проявляется при температурах более низких, чем температуры, характерные для гранулитовой фации метаморфизма. Как отмечал Уинклер [14], «плавление начинается независимо от количества свободной H_2O при удивительно низких температурах (650—700 °C)» (рис. 4.3). Обогащение верхней коры р.з.э. и развитие Eu-аномалий должны быть обязаны скорее расплаву — раствору, чем метаморфическим реакциям. В этой связи полезно напомнить о хорошо известном факте редкой встречаемости гранитов в средне- и высокобарических условиях гранулитовых комплексов. Это наблюдение согласуется с плавлением, предшествующим гранулитовой фации метаморфизма, в ходе которого удаляются низкотемпературные кислые расплавы. Таково понимание сложных геохимических взаимоотношений, наблюдаемых в условиях гранулитовой фации. Процессы, происходящие в породах гранулитовой фации, могут включать:

а) образование минералов гранулитовой фации в сухих исходных породах, из которых на амфиболитовой ступени метаморфизма был удален гранитный расплав [9]. Биотит является обычной остаточной фазой при анатексисе [14]. Поэтому после удаления гранодиоритового или гранитного расплава в этом минерале может остаться много K, Rb и Cs;

б) дегидратацию исходных пород с потерей водной флюид-

ной фазы, сопровождающуюся обеднением гранулитов щелочами и U [11]. В результате удаления H_2O в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и частичного плавления углекислота становится доминирующей газовой фазой в породах гранулитовой фации [15, 16]. Однако содержания тяжелых р.з.э. в образцах коры не обнаруживают признаков, свидетельствующих о комплексообразовании и обеднении или обогащении этими элементами с помощью CO_2 ;

в) дегидратацию без частичного плавления или потери рассеянных элементов (например, комплекс Джеки в Бразилии [17]);

г) дегидратацию, сопровождающуюся потерей CO_2 (например, Южная Индия [12]);

д) последующий ретроградный метаморфизм, в ходе которого образуются минералы амфиболитовой фации; в нем принимают участие один или несколько из указанных выше процессов.

Могут возникнуть дальнейшие осложнения, если верхняя кора надвинута при столкновении континент — континент, как, например, в Гималаях. В таких случаях типичные осадки верхней коры могут испытать гранулитовый метаморфизм.

4.2.1. Гнейсовый комплекс Льюис. Это одна из классических областей, где, возможно, представлен участок нижней коры. Он состоит из центрального блока пород гранулитовой фации (Скуриан), окруженного гнейсами амфиболитовой фации. Состав пород этого участка (табл. 4.1) был выделен Уивером и Тарни [19] как представительный для нижней коры, а средний состав гранулитов Льюис — в качестве типичного представителя самой нижней коры. Гнейсы Льюис амфиболитовой фации, «по-видимому, представляют промежуточный уровень коры» [19], и их состав выбран как представительный для «среднего» слоя коры. Вот почему гнейсовый комплекс Льюис занимает такое важное место в обсуждении проблемы генезиса коры. Средние составы [18] пород гранулитовой и амфиболитовой фаций приведены в табл. 4.1. Этот объект был предметом острых дискуссий. Разногласия относительно интерпретации химических данных существуют и сейчас; остается неясным, был ли расплав, образовавшийся в результате частичного плавления, удален из этого комплекса, имела ли место селективная потеря элементов на гранулитовой ступени метаморфизма или, возможно, состав не претерпел существенных изменений. Прайд и Мук [20] считают, что следующие наблюдения свидетельствуют в пользу модели частичного плавления:

а) безводная природа комплекса Скуриан;

б) низкое содержание несовместимых элементов относительно их содержаний в верхней коре;

Таблица 4.1. Состав пород гранулитовой и амфиболитовой фаций комплекса Льюис [18]

Компонент	Содержание, %		Компонент	Содержание, %	
	1	2		1	2
SiO ₂	63,0	68,1	CaO	5,76	3,27
TiO ₂	0,55	0,35	Na ₂ O	4,53	5,00
Al ₂ O ₃	16,1	16,3	K ₂ O	1,03	2,15
FeO	5,47	3,31	Σ	100,0	99,9
MgO	3,50	1,43			
Элемент	Содержание, млн ⁻¹		Элемент	Содержание, млн ⁻¹	
	1	2		1	2
Ba	760	710	Th	0,42	8,4
Rb	11	74	Zr	200	190
Sr	570	580	Hf	3,6	3,8
Pb	13	22	Nb	5	6
La	22	36	Ta	0,56	0,45
Ce	44	69	Cr	88	32
Nd	18,5	30	Ni	58	20
Sm	3,3	4,4			
Eu	1,18	1,09			
Tb	0,43	0,41			
Tm	0,19	0,14			
Yb	1,2	0,76			
Y	9	7			

1 — среднее из 244 анализов гнейсов Скуриан гранулитовой фации, Драмберг; 2 — среднее из 39 анализов гнейсов амфиболитовой фации, Риконич.

в) очень узкий диапазон состава минералов, находящихся в равновесии с расплавом;

г) определенная температура (950 °C) соответствует области наибольшего образования расплава [21];

д) тренды содержаний главных породообразующих элементов отличаются от трендов составов магматических пород верхней коры. Прайд и Мук [20] утверждают, что это обусловлено равновесием гнейсов с гранитными расплавами;

е) установлена положительная Eu-аномалия, а содержания р.з.э. ниже наблюдаемых в верхней коре. Отношение Eu/Eu* к SiO₂ противоположно таковому в верхней коре. Комплекс Скуриан характеризуется более низким общим содержанием Eu по сравнению с наблюдаемым в хондрите.

Гамильтон и др. [22] считают, что, согласно моделям частичного плавления, в случае комплекса Скуриан у реститов

«должны быть менее фракционированные спектры р.з.э., чем это наблюдается для большинства гнейсов Льюис гранулитовой фации», и должна быть «проявлена тенденция к стиранию изотопных свидетельств более ранних событий». Прайд и Мук [20], однако, утверждают, что «коровый анатексис (в противоположность мантийному плавлению) не должен значительно изменять отношение Sm/Nd в исходном материале». В заключение они отмечают: «Ряд особенностей комплекса Скуриан, в том числе и распределение р.з.э., свидетельствуют о том, что процессы, обусловившие его образование, принципиально отличаются от нормальных магматических и метаморфических процессов верхней коры. Хотя любая серия фактов может быть объяснена с позиций другого процесса (или процессов), однако большое число фактов может свидетельствовать в пользу остаточной природы комплекса Скуриан». Установлено, что температура плавления составляла $950^{\circ}C$, при этом удалялось 20% расплава, образовавшегося при частичном плавлении. Тарни и др. [18, 23, 24] не согласны с такой интерпретацией. Одна из трудностей состоит в сравнении составов пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. Средние составы, приведенные Уивером и Тарни [18], показывают, что «общим для них является тесная связь между породообразующими элементами и р.з.э. в льюисских гнейсах этих двух фаций». Хотя геологические взаимоотношения нам неизвестны, однако по представленным химическим данным выявляются значительные различия. Содержание Fe, Mg и Ca в породах гранулитовой фации в два раза выше, а для Sr и Ni характерны еще большие различия. Дальнейшие комментарии излишни. Многие породы гранулитовой фации при некотором обеднении их Rb и Th могут быть сопоставлены с тоналитами, а гнейсы амфиболитовой фации — с трондьемитами. Попытка сделать заключение о подвижности или неподвижности компонентов путем сравнения максимально различающихся исходных пород кажется нереальной. Положительная Eu-аномалия в гнейсах гранулитовой фации напоминает таковую в трондьемитах, где она рассматривается иногда как важнейшая черта этих образований; здесь Eu-аномалия интерпретируется именно так, а не как остаточная, образовавшаяся в результате удаления гранитного расплава.

Хотя комплекс Льюис вызывает огромный интерес как образец нижней коры, он не может быть представительным в том смысле, какой имели в виду Уивер и Тарни [19]. Главным соображением является то, что, согласно коровой модели, используемой этими авторами, содержания радиоактивных элементов (U, Th, K) слишком высокие, чтобы этот комплекс мог быть представительным для континентальной коры (см. разд. 3.6.1). Количество генерируемого тепла ($35 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$,

если исходить из состава, предполагаемого Уивером и Тарни) почти на 50% больше, чем количество, установленное для континентальной коры ($23 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ [25]). Информация, полученная по программе СОСОРР (разд. 1.2) о неоднородности коры в больших масштабах, нежели ожидалось, не подтверждает представления о том, что любой участок гранулитов является типичным для нижней коры.

4.2.2. Геохимические аспекты других гранулитовых комплексов. Трудности в полевых исследованиях и в интерпретации данных, полученных для комплекса Льюис, имеют место и при изучении гранулитов других районов. Известно большое число исследований по гранулитам, однако мы остановимся только на некоторых из них. Так, Несбитт [26], изучив гранулиты Нового Квебека и Адирондака, на основе подсчета баланса масс породообразующих элементов пришел к выводу, что породы гранулитовой фации могут представлять собой остаток после удаления умеренных объемов гранитов, состав которых был близок к наиболее низкотемпературным расплавам. Шмид и Вуд [27], изучившие зону Ивреа — Вербано в Северной Италии, связывают изменение состава с увеличением степени метаморфизма и удалением гранодиоритовой магмы из «среднего пелитового гнейса». Они оценивают температуру в $700\text{—}820^\circ\text{C}$, а давление в 9—11 кбар, что соответствует условиям формирования гранодиоритов.

Исключительно высокие значения Th/U-отношения характерны для архейских гранулитов Бахиа в Бразилии [28]. Как показал Хейер [11], Th/U-отношение может быть высоким по величине в породах амфиболитовой фации (примерно 8), но более низким в породах гранулитовой фации (примерно 2—4). Возможно, что потеря урана связана с низкой степенью метаморфизма, однако оба элемента (U и Th) теряются при частичном плавлении в амфиболитовой или гранулитовой фации метаморфизма. В целом вопрос о потере элементов очень сложен; она может быть вызвана как дегидратацией, так и частичным плавлением, причем оба процесса действуют совместно или раздельно. Аллен [29] в результате изучения гранулитов блока Аранта (Южная Австралия) отметил, что, в то время как содержание K уменьшалось, содержание Rb оставалось неизменным, что не соответствует требованиям гипотезы обеднения.

Изучение гранулитовых комплексов Африки, Канады, Индии и США показало, что уменьшение Rb относительно Sr является скорее исключением, чем правилом [30], и обусловлено обычно присутствием биотита. Недавно эти наблюдения были подтверждены Беном Отманом и др. [31].

Породы нижней коры, описанные как эклогиты, установлены в Совеят-сюр-Виже, Центральный массив, Франция [32].

Эти породы содержат 48% SiO_2 , 18% Al_2O_3 , 7% FeO , 8% MgO , 11% CaO и обогащены Eu. Спектры р.з.э. (рис. 4.4) не обнаруживают признаков равновесия с гранатом, присутствие которого, как полагают, обусловлено вторичными (метаморфическими) процессами. Хотя эти породы рассматриваются как

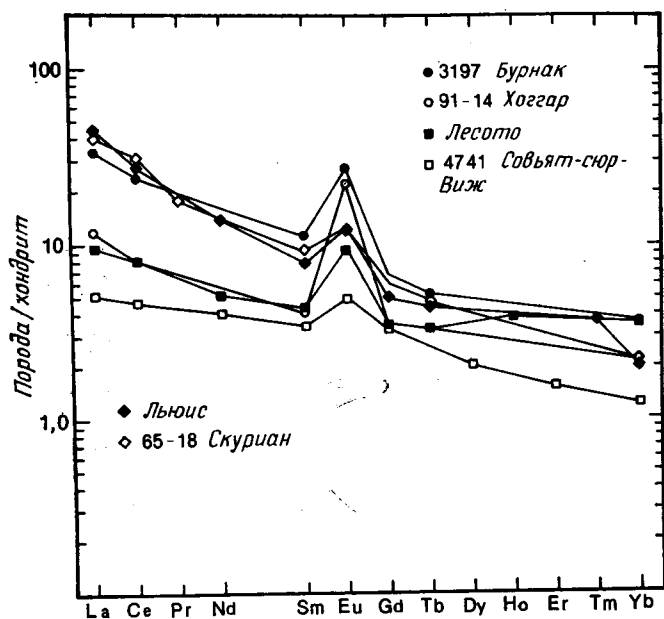


Рис. 4.4. Спектры р. з. э., показывающие обогащение европием различных пород нижней коры, включая породы гранулитовых комплексов (Льюис [33], Скуриан [20], Совьят-сюр-Виж [32]) и ксенолиты (Лесото [34], Бурнак [35, 36], Хоггар [37]).

первично-магматические, несущие в себе кумулатные фазы, которые объясняют обогащение европием, они могут представлять собой также остаточные составы, образовавшиеся в результате удаления гранитных расплавов.

При моделировании происхождения нижней коры обычно привлекают механизм поддвижения плит. При этом нередко утверждают, что тренды главных элементов подобны трендам магматических пород, на основании чего предполагаются такие глубинные процессы. Однако метаосадки, которые могут быть диагностированы, отнюдь не редкость в таких комплексах, и тренды, отвечающие их составам, могут быть параллельны «магматическим» трендам. Это вводит в заблуждение исследователей, принимающих их за «первичные магматические породы мантийного происхождения, хотя альтернативные объясне-

ния (например, что они представляют собой остаточные расплавы после удаления гранитных магм) могут с таким же успехом соответствовать полученным данным.

Таким образом, породы гранулитовой фации, обнажающиеся на поверхности, дают доказательства как сложных геохимических режимов, так и крайне сложной природы нижней коры (например, [6]).

4.3. Ксенолиты

Еще одним важным источником образцов нижней коры являются ксенолиты из вулканических трубок и кимберлитов. Пригодные для изучения образцы имеются только в областях с мощным чехлом пород верхней коры. Для них характерен значительно больший разброс химических и изотопных данных, чем для выходящих на поверхность пород нижней коры. Это, естественно, случайные образцы, выхваченные из присущей им обстановки и быстро (в течение суток) поднятые к поверхности, что, однако, не является их недостатком. Они не испытали регрессивного метаморфизма (за исключением метаморфизма в пределах самой трубки [38]), не находились в течение длительного времени в условиях низких температур и давлений (которые изменили большинство пород нижней коры, выведенных на поверхность) и поэтому, вероятно, представляют собой наименее сомнительные образцы нижней коры, с которыми мы имеем дело.

Как и в случае гранулитовых комплексов, адекватная оценка данных о ксенолитах заняла бы много места, поэтому мы коснемся лишь самых важных моментов.

Наиболее обширные исследования ксенолитов нижней коры выполнены Дюпюи и др. [35—37]. Ими исследовано свыше 2000 ксенолитов из трубки Бурнак, Франция, и установлен состав нижней коры для этого района. Граница Мохо находится здесь на глубине 27—28 км, в связи с чем мы располагаем весьма представительным материалом нижней коры, в то время как в других районах доступны лишь промежуточные ее уровни. Исследования ксенолитов гранулитов позволяют сделать интересные выводы. Прежде всего здесь нет общего обеднения K, Rb, Cs, U, Th, как это отмечается многими авторами (например, [11]). Вертикальная зональность в распределении элементов в трубке Бурнак связана с распределением минералов и главных пороодообразующих элементов, а не с миграцией вверх таких элементов, как Rb, U или Th. Нижняя кора в этом районе представлена неоднородными группами пород гранулитовой фации с весьма широкими локальными вариациями. Количество «рес-титов» в образцах из трубки Бурнак невелико (1%): это в ос-

новном остатки непереплавленных гранулитов. Верхняя кора (мощность 8—10 км) представлена здесь гранитами, в том числе и анатектическими. По-видимому, на глубине находятся непробовавшиеся респиты.

Другой важный пример — это ксенолиты из кимберлитовых трубок Лесото [34, 39]. Считается, что эти ксенолиты кристаллизовались при температуре 660—830 °C и давлении 9—13 кбар (т. е. они вынесены с глубин 22—36 км). Их типичный состав — гранат (20—40%), клинопироксен (20—40%) и плагиоклаз. Состав породообразующих и микроэлементов сильно варьирует. Эти породы характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 и CaO. В целом они обогащены Eu, что отражается на составе их минералов, включая гранат. Отсутствие каких-либо признаков влияния граната на спектр р.з.э. свидетельствует о том, что валовое обогащение пород Eu произошло раньше, нежели кристаллизация граната в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Хотя ксенолиты рассматриваются некоторыми авторами как кумулаты, метаморфизованные в нижней коре [39], их состав отвечает также составу материала, оставшегося после удаления расплава, образовавшегося в результате частичного плавления.

Крайней неоднородностью характеризуются ксенолиты из юго-восточной Австралии, описанные Аркулусом и др. [40]. Это породы основного состава, однако по химизму они отличаются от современных базальтов. Например, для образцов с одинаковым содержанием породообразующих элементов могут наблюдаться сильно различающиеся спектры р.з.э. Ни в одном из образцов не установлено обеднения тяжелыми р.з.э., что характерно для плавления в пределах поля устойчивости граната. Ясно, что в большинстве случаев современные парагенезисы наследуют исходный химический состав. Наиболее важное открытие — это обилие пород основного состава в области, где граница Мохо имеет расслоенный характер. Измерение для этих ксенолитов скорости поперечных волн и плотности (рис. 4.5) показывает, что значения V_p для соответствующих глубин *in situ* колеблются в пределах 7,0—7,7 км·с⁻¹ [41] и отвечают интервалу между ранее измеренными значениями для кремнекислых гранулитов и основных эклогитов [42]. Эти значения хорошо коррелируют также с величинами V_p для нижней коры в этой части Восточной Австралии [4].

Ксенолиты гранулитов из центральной части района Хоггар, Алжир [37], по химическим особенностям близки к ксенолитам других районов. Многие образцы характеризуются повышенным содержанием Eu, причем это свойственно как «метаизверженным», так и «метаосадочным» разностям. Примерно две трети образцов обогащены европием относительно других р.з.э.

и по составу аналогичны таковым из трубки Бурнак и других районов.

В табл. 4.2 приведены составы представительных образцов ксенолитов, обогащенных Eu, а на рис. 4.4 показаны некоторые из типичных спектров р.з.э. Как правило, ксенолиты обогащены алюминием. Интересен вопрос о том, почему такие составы обычны для ксенолитов, но необычны для типичных пород верх-

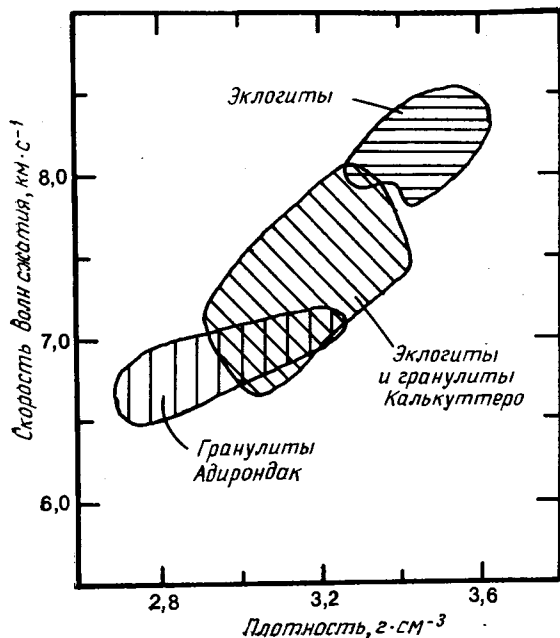


Рис. 4.5. Поле скоростей волн сжатия и плотностей для эклогитов и гранулитов нижней коры в Калькуттеро, Южная Австралия [40], частично перекрывающее поля гранулитов Адирондак и эклогитов ряда других областей [42] ([41], с упрощениями).

ней коры. Если обогащение Eu было общим процессом для пород верхней и нижней коры, то при случайном опробовании частота встречаемости образцов, обогащенных Eu, должна быть одинаковой. Однако это не так. Случаи обогащения Eu пород верхней коры или магматических пород в целом редки. Обычное для ксенолитов нижней коры обогащение Eu свидетельствует о существенном обогащении этим элементом их источника. Присутствие «кумулятного» плагиоклаза нередко выдвигается в качестве доказательства повсеместного обогащения пород Eu, однако такое объяснение весьма проблематично. Не ясно, каков механизм, приводящий к образованию богатых плагиокла-

Таблица 4.2. Базитовые составы нижней континентальной коры

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,6	52,2	52,6	57,5	49,5	48,5	48,7
TiO ₂	0,77	1,3	1,2	0,96	0,70	0,55	1,02
Al ₂ O ₃	17,9	19,5	24,5	19,5	18,5	19,7	16,5
FeO	8,8	9,2	5,9	5,7	6,6	5,5	11,8
MgO	8,2	5,9	2,0	2,8	8,3	8,7	5,51
CaO	9,4	8,7	7,9	6,6	14,5	14,8	13,8
Na ₂ O	3,3	2,7	4,0	4,9	1,6	2,0	2,34
K ₂ O	1,0	0,55	1,7	0,9	0,4	0,26	0,34
Σ	100,0	100,1	99,8	98,9	100,1	100,0	100,0
Eu/Eu*	2,4	1,46	3,14	1,69	1,31	1,50	—
Nd _N /Sm _N	1,20	—	—	—	1,29	1,26	—

1 — ксенолиты гранатовых гранулитов PHN 1670, 2533, 2582 и L.13, Лесото [34, 39]; 2 — ксенолит гранулита 3199, Бурнак [36]; 3 — ксенолит гранулита 3197, Бурнак [36]; 4 — гранулит 65—16, Скуриан [20]; 5 — метагаббро 4736, Совьят-сюр-Виж [32]; 6 — метагаббро 4737, Совьят-сюр-Виж [32]; 7 — меланократовый гнейс (среднее из 3), Капсказинг [43].

зом кумулатов в нижней коре. Почему их нет в верхней коре? Почему отсутствуют серии магматических пород, комплементарные этим кумулатам? Хотя химический состав изверженных пород напоминает состав высокоглиноземистых базальтов, обогащение европием для них нетипично [44].

4.4. Нижняя кора — основная или кислая?

Множество коровых нодулей в кимберлитах и других типах пород эксплозивного вулканизма имеют основной состав (например, Южная Африка, юго-восточная Австралия, плато Колорадо и Фронт-Рейндж, юг Центральной Франции, северо-западная Африка и ФРГ). Во многих вскрытых частях нижней коры преобладающие породы — основные гранулиты [7]. Ряд сейсмических профилей в районах, где встречаются ксенолиты основного состава, показывают, что переход между нижней корой и верхней мантией, как правило, постепенный, а не резкий. Эти профили сопоставимы по мере увеличения глубины с переходами от составов, относительно богатых плагиоклазом, до основных составов, богатых гранатом. Более того, измеренные скорости сейсмических волн в ксенолитах совпадают со скоростями, предполагаемыми на глубинах 25—45 км для пород основного состава (7,0—8,0 км·с⁻¹).

В целом породы высоких и средних давлений гранулитовой фации (например, Скуриан) — более основные по составу, чем

породы верхней коры. Для них характерны более низкие содержания Th, U и K, низкое содержание Rb, высокие значения отношений K/Rb , а также низкие начальные и современные соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Анортозиты — наиболее распространенные породы, а граниты — редкие [20]. Согласно трехслойной модели коры, предложенной Уивером и Тарни [19] (верхние 12 км — верхняя кора, 6 км под ней — «средняя» кора, и нижние 18 км — «нижняя» кора), за породы средней коры принимаются льюисские породы амфиболитовой фации метаморфизма, а за породы нижней коры — средние льюисские гранулиты. Преимущество этой модели состоит в том, что мы имеем дело с реальными породами, однако ей соответствует богатая кремнеземом нижняя кора. Такой состав нижней коры в сочетании с гранодиоритовым составом верхней коры дает валовой состав коры в целом с очень высоким содержанием K, U и Th по сравнению с существующим тепловым потоком.

Ксенолиты по характеру распределения в них р.з.э. образуют следующий ряд: относительно слабо обогащенные легкими р.з.э., ксенолиты с нефракционированными р.з.э., слабо обедненные легкими р.з.э. Представляется, что гранат не является остаточной фазой при формировании этих типов пород. Для низов гранулитовых комплексов характерны высокие содержания Sr, Ba и Pb по сравнению с легкими р.з.э., обеднение U и Rb и непостоянные, местами высокие содержания Th.

Различия между более основным составом ксенолитов и более кислым составом пород гранулитовых комплексов представляют собой особую проблему при оценке состава нижней коры. Эта дихотомия может отражать различия в плавучести менее плотных частей коры, которые в первую очередь выжимались вверх тектоническими силами. Такая структура нижней коры — с основными гранулитами в основании, перекрытыми кварц-полевошпатовыми гнейсами, — установлена [45] для Британских островов (рис. 4.6). Если нижняя кора имеет такое зональное химическое строение, то тем самым исключаются попытки использовать более кремнекислые обнажающиеся на поверхности гранулитовые комплексы в качестве представительных для нижней коры в целом.

Интерпретация средних скоростей сейсмических волн (данные Смитсона и др. [46]) дает следующий валовой состав коры: 64% SiO_2 и 2,7% K_2O . Эти значения близки к оценкам состава верхней коры и, как можно предполагать, к оценкам состава нижней коры. Такие значения трудно увязать с данными о тепловом потоке и с составом как ксенолитов, так и гранулитовых комплексов (например, Ивреа), свидетельствующими о более основном составе нижней коры. Смитсон и др. [46] отмечают, что современные измерения средних скоростей сейсмических

волн в коре «были получены способом, не предназначавшимся для решения этой проблемы» (состав коры). Согласно более ранним оценкам сейсмических данных [47], валовой состав коры соответствует андезиту (58% SiO_2), что лучше согласуется с нашими оценками.

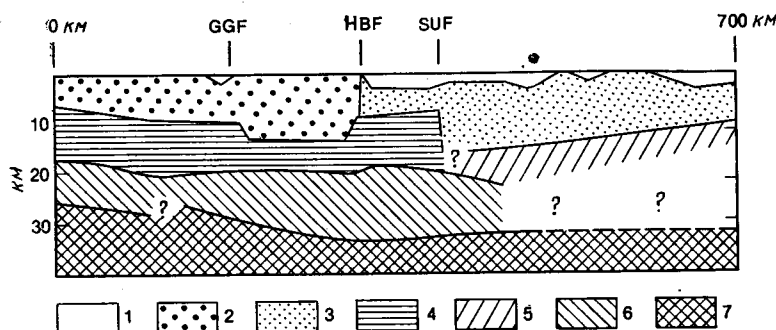


Рис. 4.6. Предполагаемый разрез через кору и верхнюю мантию в Северной Британии. SUF — разлом Южного нагорья; HBF — пограничный разлом нагорья; GGF — разлом Большого устья ([45], с упрощениями). 1 — верхнепалеозойские осадки; 2 — каледонские метаморфические породы; 3 — нижнепалеозойские образования ($5,8\text{--}6,0 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$); 4 — докаледонские образования ($>6,4 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$); 5 — докаледонские образования ($<6,3 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$); 6 — нижняя кора ($\sim 7 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$); 7 — верхняя мантия ($\sim 8 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$).

4.5. Исследования изотопов Nd и Sr

Тесная связь между Sm и Nd даже в условиях гранулитовой фации метаморфизма позволяет использовать изотопные данные для получения информации о нижней коре. Первые исследования сильнометаморфизованных комплексов ограничивались почти исключительно архейскими кислыми гранулитами [22, 48]. Полученные результаты были использованы для определения времени внедрения из мантии магматических пород, испытавших впоследствии метаморфизм гранулитовой степени. Высокие отрицательные значения $\Sigma_{\text{Nd}}(0)$ (< -20) являются представительными для пород нижней коры.

Для определения интервала времени между образованием новой коры из мантии и внутренней дифференциацией коры, ответственной за формирование метаморфических пород гранулитовой фации и гранитов (рис. 4.7), был предпринят систематический обзор Sm—Nd- и Rb—Sr-возрастов кислых гранулитов [31]. Этот интервал может быть большим и, вероятно, возрастает для более молодых гранулитов. Только в немногих исследованных гранулитах наблюдается обеднение Rb, что, возможно, связано с присутствием биотита. Хотя авторы работы [31] утверждают, что отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ постоянно и равно

0,1121, тем не менее отмечается трехкратная разница между самыми низкими и самыми высокими значениями. Мы же полагаем, что имеет место некоторое фракционирование Sm и Nd в процессе плавления, приводящего к образованию гранитной верхней коры. Это исследование касалось в основном гранулитов кислого и среднего состава, которые могут и не быть пред-

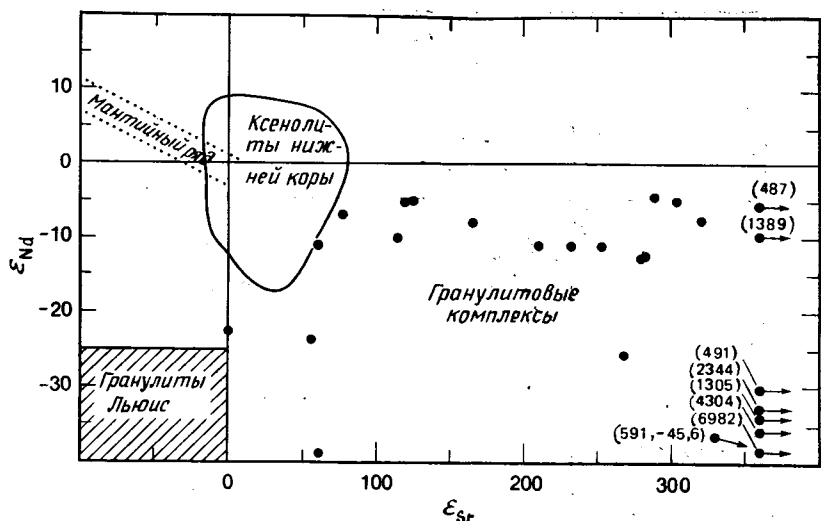


Рис. 4.7. Диаграмма ϵ_{Nd} — ϵ_{Sr} для гранулитовых комплексов. Широкий разброс данных, особенно в области высоких значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ -отношения, указывает на предшествующее нахождение пород в области высокой концентрации Rb или интенсивной метасоматической переработки. Гнейсы Льюис занимают обособленное положение. Показано также поле ксенолитов нижней коры (см. рис. 4.8) ([31], с упрощениями).

ставительными для состава нижней коры, как это показано выше (разд. 4.3, 4.4).

Мак-Каллох и др. [49] сомневались в возможности использования архейских кислых гранулитов в качестве представительных пород для современной нижней коры как в отношении возраста, так и в связи с тем, что в большинстве исследований игнорировалось присутствие в нижней коре пород среднего, основного и ультраосновного состава.

Получено пока немного изотопных данных по ксенолитам нижней коры, что является одним из серьезных пробелов в нашем понимании континентальной коры. Большая часть имеющихся в нашем распоряжении данных нанесена на диаграмму $\epsilon_{Nd}(0)$ — $\epsilon_{Sr}(0)$ (рис. 4.8). Анализ этих данных и данных по гранулитам (см. выше) позволяет сделать три важных вывода:

- 1) нижняя кора неоднородна по возрасту — по исходным отношениям как $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ так и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$;
- 2) имеет место заметное фракционирование как Sm—Nd , так и Rb—Sr между верхней и нижней корой;
- 3) нижняя кора имеет более высокие ϵ_{Sr} и, возможно, ϵ_{Nd} , чем указано для кислых гранулитов Льюис.

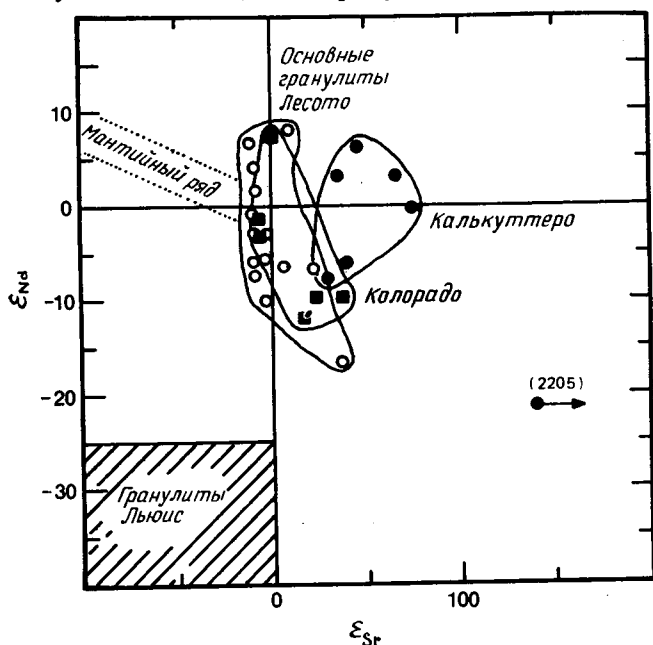


Рис. 4.8. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ для ксенолитов нижней коры Лесото [39], Калькуттеро и Колорадо [40], показывающая значительно меньшие вариации ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} по сравнению с таковыми гранулитов, представленных на рис. 4.7. Гнейсы Льюис занимают обособленное положение.

Для многих ксенолитов также установлена корреляция между $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Sm/Nd . Диапазон возрастных значений довольно велик: от 2470 млн. лет для Южной Австралии до 1400 млн. лет для Южной Африки. В некоторых случаях подобные возрасты установлены и Rb—Sr -методом (например, Южная Австралия). Они, вероятно, отражают последнее состояние равновесия в период внутрикорового частичного плавления.

4.6. Электрическая проводимость

Геологические соображения приводят к заключению, что нижняя кора — сухая. Минеральный состав гранулитовых комплексов, образовавшихся в PT -условиях нижней коры, под-

тверждает это. Флюидные включения в минералах гранулитов представлены в основном CO_2 , а не H_2O . Породы на поверхности земли имеют электрическое сопротивление порядка 10^5 Ом·м. Удивляет в связи с этим тот факт, что некоторые слои, залегающие глубоко внутри коры, могут иметь высокую проводи-

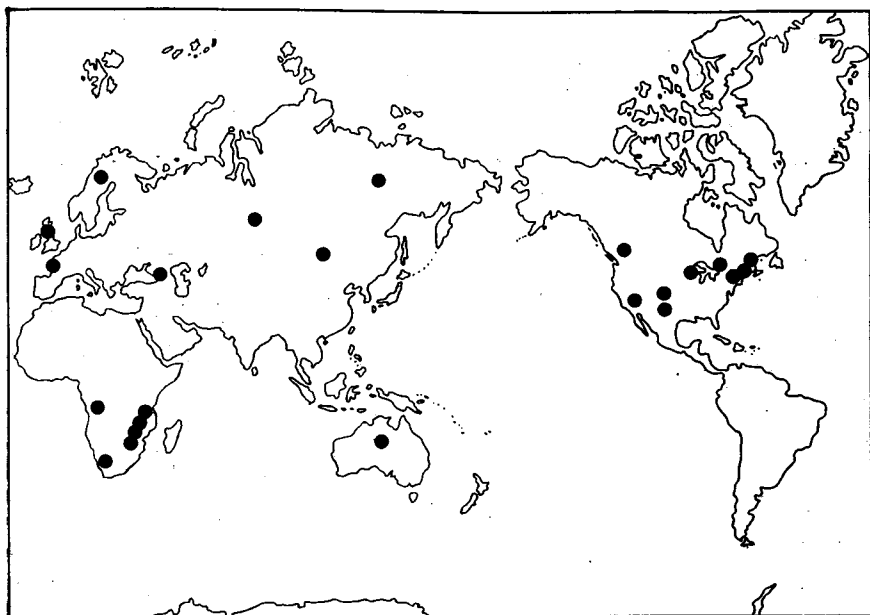


Рис. 4.9. Местоположение высокопроводящих слоев в нижней коре ([51], с упрощениями).

мость (с удельным сопротивлением порядка 1—100 Ом·м), о чем свидетельствуют результаты измерений. Следовательно, если в нижней коре отмечаются подобные участки, то это может быть связано с присутствием таких проводников тока, как вода или расплавленный слой. Выявление природы проводящего слоя имеет большое геологическое и геохимическое значение.

Дают ли геофизические данные указания на присутствие проводящего слоя в нижней континентальной коре? Измерения во многих местах Земли обнаруживают подобные проводящие слои. На рис. 4.9 показано 23 таких места. В основном слои находятся на глубинах 15—25 км, т. е. в верхних частях ниж-

ней коры, которая начинается в указанных местах на глубине 10 км.

Измерения были выполнены в геологически хорошо изученном районе Тимминс, провинция Онтарио [52]. Здесь нет перекрывающих отложений и породы с высоким сопротивлением, вероятно, прослеживаются до 15—20 км. По этим данным можно заключить о наличии проводящего слоя на глубине 20 км, который не прослеживается в региональном масштабе. В Адирондаке [53] исследован разрез, включающий 15-км слой пород с высоким сопротивлением (12 000 Ом·м), перекрывающий 5-км слой с сопротивлением 1000 Ом·м, который в свою очередь перекрывает на глубине 20 км слой с исключительно высокой электропроводностью (сопротивление 100 Ом·м).

При исследовании Фенноскандии [54] была предложена следующая модель:

- 1) слой коры мощностью 6,5—16 км с сопротивлением 10^4 Ом·м;

- 2) слой нижней коры со средними значениями сопротивления (215—400 Ом·м);

- 3) слабо проводящая верхняя мантия с сопротивлением 70—95 Ом·м;

- 4) установленный внутри астеносферы (на глубине 150—190 км) высокопроводящий слой с сопротивлением 2—8 Ом·м.

Мощность верхней коры в этом разрезе по сейсмическим данным составляет 16 км. Слой нижней коры имеет скорость V_p , равную 6,8—7,2 км·с⁻¹, что соответствует амфиболитовому слою. Слабое изменение в проводимости наблюдается только после границы Мохо. Данные о наличии высокопроводящего слоя на глубине 15—25 км получены также для докембрийского щита центральной Австралии [51].

Итак, геофизические данные свидетельствуют о присутствии проводящих слоев на глубине 15—20 км. Представляется, что эти слои прерывисты в региональном масштабе. Чему же они обязаны? Наиболее известно предположение о свободной воде, присутствующей в виде межгранулярной пленки; однако возможны и другие предположения. Присутствие воды находится в явном противоречии с геологическими данными о составе пород гранулитовой фации, показывающими, что нижняя кора — сухая. Главная проблема других гипотез состоит в том, что проводящая среда должна быть сплошной. Например, пленка воды не должна прерываться.

Сухая порода любого состава имеет сопротивление более 10^9 Ом·м. Эта величина снижается в близповерхностных породах до 10^5 Ом·м, что связано с присутствием воды. Олофт [55] считает, что электрические свойства гранита определяются свободной водой и температурой. Например, гидратированные ро-

говообманковые сланцы (со структурированной водой) имеют электрическое сопротивление, близкое к сухим гранитам. Таким образом, присутствием связанной воды невозможно объяснить наблюдаемые высокие значения проводимости. Предположение, что проводящие слои представляют собой захороненные пластины океанической коры, амфиболиты, серпентиниты и т. д., не является плодотворным, хотя эти образования могут рассматриваться в качестве источника воды, выделяющейся при их дегидратации.

В этой связи нередко рассматривается магнетит, имеющий сопротивление 10^{-4} Ом·м [56]. Если бы магнетит образовывал протяженные слои в процессе изменения оливина и пироксена до серпентина, то этим можно было бы объяснить наблюдаемые эффекты, причем достаточно менее 0,1% таких магнетитовых слоев [51]. Однако с геохимических позиций существование протяженных слоев магнетита невозможно. Если низкие проводимости обусловлены присутствием свободной воды, то в этом случае ее источником может быть дегидратация пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма при переходе их в условия нижней коры. Вода, высвобождаясь, поднимается вверх до тех пор, пока падение температуры и водонепроницаемые слои не остановят ее на глубинах 15—20 км в виде высокопроводящей пленки. Такой механизм может привести к образованию прерывистых слоев в региональном масштабе, на что указывают имеющиеся наблюдения. Недавние исследования по программе COCORP (разд. 1.2) также свидетельствуют о возможности широкомасштабного поддвигания водосодержащей океанической коры или других водосодержащих слоев осадочных пород. Возможность захвата свободной воды в нижней коре представляется, таким образом, более вероятной, чем об этом думали раньше. Следовательно, с помощью воды, выделяющейся при дегидратации нижней коры или из субдуцированных пластин, можно объяснить загадку высокопроводящих слоев в нижней коре. Для окончательного решения этой проблемы необходимы широкие исследования и увязка петрологических и географических данных.

4.7. Предлагаемые составы нижней коры

В решении этой задачи возможны различные подходы. Один из них заключается в том, чтобы из предлагаемого состава всей коры исключить гранитные расплавы, типичные для верхней коры, и рассчитать остаточный состав. В табл. 4.3 представлен подобный расчет: исключение из предлагаемого валового состава коры (колонка 5) 10%, отвечающих наиболее низкотемпературной гранитной эвтектике (колонка 6). В колон-

Таблица 4.3. Возможные составы нижней коры, полученные экстрагированием из нее гранитного и гранодиоритового расплавов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	66,0	67,2	72,0	76,5	57,3	55,2	53,6	54,0	54,4
TiO ₂	0,5	0,55	0,31	0,1	0,9	1,0	1,05	1,02	1,0
Al ₂ O ₃	15,2	16,0	14,5	12,9	15,9	16,2	16,3	15,9	16,1
FeO	4,5	4,04	2,76	1,1	9,1	10,0	10,7	10,8	10,6
MgO	2,2	1,77	0,72	0,1	5,3	5,9	6,4	6,5	6,3
CaO	4,2	3,89	1,86	0,7	7,4	8,1	8,8	8,6	8,5
Na ₂ O	3,9	3,81	3,72	3,8	3,1	3,0	2,9	2,9	2,8
K ₂ O	3,4	2,78	4,11	4,7	1,1	0,7	0,35	0,54	0,33
Σ	99,9	100,0	100,0	99,9	100,1	100,1	100,1	100,3	100,0
Eu/Eu*	0,65	0,5	0,65	0,45	1,0	1,12	1,14	1,14	1,14

1 — верхняя кора (табл. 2.15); 2 — средний гранодиорит (табл. 3.1); 3 — средний гранит (табл. 3.1); 4 — состав наиболее низкотемпературного расплава [57]; 5 — валовой состав коры (табл. 3.5); 6 — остаток, полученный экстрагированием 10% состава низкотемпературного расплава (колонка 4) из валового состава коры (колонка 5); 7 — остаток, полученный исключением 20% гранита (колонка 3) из валового состава коры (колонка 5); 8 — остаток, полученный исключением 25% гранодиорита (колонка 2) из валового состава коры (колонка 5); 9 — остаток, полученный исключением 25% состава верхней коры (колонка 1) из валового состава коры (колонка 5).

ке 7 представлен остаточный состав, если из валового состава коры исключить 20% такого же гранита. Наиболее реальным будет случай, если из валового состава коры исключить состав гранодиорита, допустив, что верхняя кора составляет 25% всей коры (колонка 8). Наконец, в колонке 9 представлен состав, полученный после исключения 25% состава, отвечающего составу верхней коры, который рассчитан в гл. 2 (табл. 2.15). Эти составы показывают, что нижняя кора должна быть обогащена Al₂O₃ и CaO и обеднена K₂O и должна иметь положительную Eu-аномалию ($Eu/Eu^* > 1$) и отношение Sm/Nd, приближающееся к наблюдаемому в хондрите. На рис. 4.10 показан спектр р.з.э. для верхней коры и предсказанный спектр р.з.э. для нижней коры.

Анализ этих составов позволяет высказать некоторые предположения. Средний состав нижней коры должен иметь небольшую положительную Eu-аномалию ($Eu/Eu^* = 1,1$). Рассчитанное среднее значение отношения Sm/Nd (0,27) близко к хондритовому (0,325), но значительно выше среднего значения для верхней коры (0,17). Состав нижней коры, согласно оценке, близок к хондриту или неистощенной мантии, если сделать поправку на неточность расчетов. Это обстоятельство имеет важное значение для Sm/Nd-данных, так как древнюю нижнюю кору такого состава не легко отличить от более поздних поступлений вещества из мантии. Нормативный состав нижней

коры включает около 54% плагиоклаза, что соответствует высоким содержаниям Ca, Al, Sr и Eu. Состав нижней коры, как показано в гл. 7, в течение архея был различным, так как внутрикоровое плавление было минимальным.

Известны многочисленные примеры составов нижней коры с высоким содержанием Al, Ca и Eu. Некоторые из них приведены в табл. 4.2. Это ксенолиты гранулитов из Лесото [39], Бурнак, Франция [36], эклогиты из Совьят-Сюр-Виж, Франция

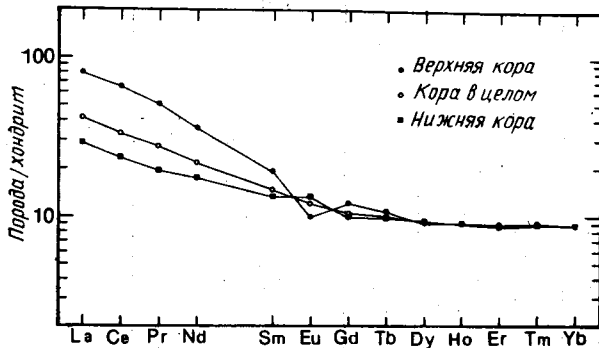


Рис. 4.10. Рассчитанный спектр р. з. э. для нижней коры, сопоставленный со спектрами для верхней коры и для коры в целом. Отметим обогащение Eu ($Eu/Eu^*=1,1$) нижней коры, обеднение им верхней коры ($Eu/Eu^*=0,65$) и отсутствие аномалии для коры в целом. Характерно также слабое обогащение нижней коры легкими р. з. э.

[32], и обширная серия из района Хоггар, Алжир [37]. Для этих составов характерны высокие концентрации Al_2O_3 и CaO и низкие K_2O ; они обогащены Eu относительно содержаний других р. з. э., нормализованных по хондриту (рис. 4.4). Отношение Sm/Nd в них выше, чем в верхней и общей коре.

В табл. 4.4 мы представляем нашу оценку состава нижней коры. Он был рассчитан по составу общей коры, приведенному в гл. 3 (табл. 3.5), путем исключения из него состава верхней коры, представленного в гл. 2. Этот состав нижней коры имеет следующие характеристики: обогащен нормативным плагиоклазом (54% $Ab+An$), обеднен SiO_2 (54,4%) и обогащен Al_2O_3 (16,1%), т. е. напоминает состав высокоглиноземистого базальта. Калия в нем мало (0,28%), а отношение K/Rb (530) выше, чем в верхней коре, как и отношение Rb/Cs (53). Отношение Rb/Sr (0,023) ниже по сравнению с наблюдаемым в верхней коре (0,3) и даже ниже, чем для Земли в целом (0,031). Хотя отношение Sm/Nd (0,25) ниже среднеземного (0,32), оно значительно выше этого отношения для верхней коры (0,17). Содержания Th (примерно 1 млн^{-1}) и U (примерно $0,3 \text{ млн}^{-1}$) очень низкие по сравнению с таковыми в верхней коре.

Т а б л и ц а 4.4. Предлагаемый валовой состав нижней континентальной коры

Компо- нент		%		Нормативный состав			
SiO ₂	54,4			Q	3,7		
TiO ₂	1,0			Or	2,0		
Al ₂ O ₃	16,1			Ab	23,7		
FeO	10,6			An	30,4		
MgO	6,3			Di	9,8		
CaO	8,5			Hy	28,6		
Na ₂ O	2,8			Jl	1,9		
K ₂ O	0,28						
Σ	100,0						
Li	11 млн ⁻¹	Ni	135 млн ⁻¹	In	50 млрд ⁻¹	Er	22 млн ⁻¹
Be	1,0 млн ⁻¹	Cu	90 млн ⁻¹	Sn	1,5 млн ⁻¹	Tm	0,32 млн ⁻¹
B	8,3 млн ⁻¹	Zn	83 млн ⁻¹	Sb	0,2 млн ⁻¹	Yb	2,2 млн ⁻¹
Na	2,08%	Ga	18 млн ⁻¹	Cs	0,1 млн ⁻¹	Lu	0,29 млн ⁻¹
Mg	3,80%	Ge	1,6 млн ⁻¹	Ba	150 млн ⁻¹	Hf	2,1 млн ⁻¹
Al	8,52%	As	0,8 млн ⁻¹	La	11 млн ⁻¹	Ta	0,6 млн ⁻¹
Si	25,42%	Se	0,05 млн ⁻¹	Ce	23 млн ⁻¹	W	0,7 млн ⁻¹
K	0,28%	Rb	5,3 млн ⁻¹	Pr	2,8 млн ⁻¹	Re	0,5 млрд ⁻¹
Ca	6,07%	Sr	230 млн ⁻¹	Nd	12,7 млн ⁻¹	Jr	0,13 млрд ⁻¹
Sc	36 млн ⁻¹	Y	19 млн ⁻¹	Sm	3,17 млн ⁻¹	Au	3,4 млрд ⁻¹
Ti	0,60%	Zr	70 млн ⁻¹	Eu	1,17 млн ⁻¹	Tl	230 млрд ⁻¹
V	285 млн ⁻¹	Nb	6 млн ⁻¹	Gd	3,13 млн ⁻¹	Pb	4,0 млн ⁻¹
Cr	235 млн ⁻¹	Mo	0,8 млн ⁻¹	Tb	0,59 млн ⁻¹	Bi	38 млрд ⁻¹
Mn	1670 млн ⁻¹	Pd	1 млрд ⁻¹	Dy	3,6 млн ⁻¹	Th	1,06 млн ⁻¹
Fe	8,24%	Ag	90 млрд ⁻¹	Ho	0,77 млн ⁻¹	U	0,28 млн ⁻¹
Co	35 млн ⁻¹	Cd	98 млрд ⁻¹				

4.8. Резюме

1. Нижняя кора составляет 75% всей коры; она остается загадочной областью, для которой отсутствуют природные процессы широкомасштабного опробования.

2. Гранулитовые комплексы, которые, судя по температуре и давлению, образовались в условиях нижней коры, очень сложны в геохимическом отношении. Как правило, они обеднены K, Rb, U и Th. Некоторые из них подвергались лишь дегидратации, другие обеднены щелочами, U и Th, а третьи представляют собой истощенный остаток после удаления гранитных расплавов.

3. Имеющиеся геохимические свидетельства даже в таких хорошо изученных районах, как Льюис, часто недостаточны для выбора либо модели перемещения флюидных фаз, либо удаления гранитных расплавов. Валовой состав льюисских амфиболитов и гранулитов не является модельным в качестве валового состава нижней коры.

4. Ксенолиты нижней коры обычно имеют более основной состав, нежели гранулитовые комплексы, и часто обогащены Eu. Это подтверждает, что глубокие части нижней коры являются более основными, нежели состав вскрытых гранулитовых комплексов.

5. Изотопные исследования показывают, что нижняя кора неоднородна в отношении распределения ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} . Имеется значительное фракционирование Sm—Nd и Rb—Sr между верхней и нижней корой.

6. Измерения электрической проводимости обычно показывают присутствие высокопроводящего слоя (1—100 Ом·м) на глубинах 15—20 км. В петрологической же модели принята сухая нижняя кора. Возможное решение этой дилеммы состоит в том, что наличие проводящих слоев связано с пленками воды, образовавшимися при дегидратации пород в процессе их метаморфизма в условиях гранулитовой фации.

7. Средний состав нижней коры зависит от принятой модели ее образования, но может быть также рассчитан вычитанием из химического состава всей коры состава верхней коры. В табл. 4.4 приведены предлагаемые средние содержания для 62 элементов. Ключевыми содержаниями и отношениями являются: $SiO_2=54,4\%$, $Al_2O_3=16,1\%$, $K=0,28\%$, $K/Rb=530$, $Rb/Sr=0,023$, $La_N/Yb_N=3,8$, $Eu/Eu^*=1,14$, $Sm/Nd=0,25$, $U=0,28$ млн⁻¹, $Th=1,06$ млн⁻¹, $Cr=235$ млн⁻¹, $Ni=135$ млн⁻¹.

ЛИТЕРАТУРА

1. Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_2O_6-SiO_2-H_2O$. GSA Mem., 74; Wyllie P. G. (1977) Crustal anatexis: an experimental view. Tectonophysics, 43, 41.
2. Smith R. B. (1978) Seismicity, crustal structure and intraplate tectonics in the interior of the Western Cordillera. GSA Mem., 152, 111.
3. Drummond B. J. (1981) Crustal structure of the Precambrian terrains of northwest Australia from seismic refraction data. BMRJ, 6, 123.
4. Finlayson D. M. et al. (1979) Explosion seismic profiles and implications for crustal evolution in southeastern Australia. BMRJ, 4, 243.
5. Windley B. F. (1976) The Early History of the Earth Wiley; (1977) The Evolving Earth Wiley.
6. Kay R. W., Kay S. M. (1981) The nature of the lower continental crust: Inferences from geophysics, surface geology and crustal xenoliths. RGSP, 19, 271.
7. Fountain D. M., Salisbury M. H. (1981) Exposed cross-sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology and evolution. EPSL, 56, 263.
8. Percival J. A., Card K. D. (1983) Archean crust as revealed in the Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada. Geology, 11, 323.
9. Fyfe W. S. (1973) The granulite facies. partial melting and the Archean crust. Phil. Trans. Roy. Soc., A273, 457.
10. Turner F. J. (1968) Metamorphic Petrology. McGraw Hill.

11. Heier K. S. (1973) Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. Phil. Trans. Roy. Soc., **A230**, 429.
12. Newton R. C. et al. (1980) Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. Nature, **288**, 45.
13. Дискуссия по теме «Флюиды при метаморфизме» в J. Geol. Soc. Lond., **140**, 529—663.
14. Winkler H. G. F. (1976) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag.
15. Janardhan A. S. et al. (1979) Ancient crustal metamorphism at low $\text{P}_\text{H}_2\text{O}$. Nature, **278**, 511.
16. Touret J., Dietvorst P. (1983) Fluid inclusions in high grade anatectic metamorphites. J. Geol. Soc. Lond., **140**, 635.
17. Sighinolfi G. P. et al. (1981) Geochemistry and petrology of the Jequie granulitic complex (Brazil). CMP, **78**, 263.
18. Weaver B. L., Tarney J. (1981) Lewisian gneiss geochemistry and Archean crustal development models. EPSL., **55**, 172.
19. Weaver B. L., Tarney J. (1984) Major and trace element composition of the continental lithosphere. PCE, **15**, Chap. 7.
20. Pride C., Muecke G. K. (1980) Rare earth element geochemistry of the Scourian complex, NW Scotland — evidence for the granite-granulite link. CMP, **73**, 403.
21. Brown G. C., Fyfe W. S. (1970) The production of granitic melts during ultrametamorphism. CMP, **28**, 310.
22. Hamilton P. J. et al. (1979) Sm—Nd systematics of Lewisian gneisses: implications for the origin of granulites. Nature, **277**, 25.
23. Tarney J., Windley B. F. (1977) Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. J. Geol. Soc. Lond., **134**, 153.
24. Weaver B. L., Tarney J. (1981) REE geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, Northwest Scotland. Implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust. EPSL, **51**, 279.
25. См. разд. 3.2.
26. Nesbitt H. W. (1980) Genesis of the New Quebec and Adirondack granulites: evidence for their production by partial melting. CMP, **72**, 303.
27. Schmid R., Wood B. J. (1976) Phase relationships in granulite metapelites from the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy). CMP, **54**, 255.
28. Sighinolfi G. P., Sakai T. (1977) Uranium and thorium in Archean granulite facies terrains of Bahia (Brazil). Geochem. J., **11**, 33.
29. Allen A. R. (1979) Metasomatism of a depleted granulite facies terrain in the Arunta Block, Central Australia. CMP, **71**, 85.
30. Spooner C. M., Fairbairn H. W. (1970) Strontium 87/strontium 86 initial ratios in pyroxene granulite terrains. JGR, **75**, 6706.
31. Ben Othman D. et al. (1984) Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. Nature, **307**, 510.
32. Bernard-Griffiths J., Jahn B. M. (1981) REE geochemistry of eclogites and associated rocks from Sauviat-sur-Vige, Massif Central, France. Lithos, **14**, 263.
33. Drury S. A. (1978) REE distributions in a high grade Archean gneiss complex in Scotland: Implications for genesis of ancient sialic crust. PCR, **7**, 237.
34. Rogers N. W. (1977) Granulite xenoliths from Lesotho kimberlites and the lower continental crust. Nature, **270**, 681.
35. Dupuy C. et al. (1979) The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France). PCE, **11**, 401.
36. Dostal J. et al. (1981) Geochemistry and petrology of meta-igneous granulitic xenoliths in Neogene volcanic rocks of the Massif Central, France — Implications for the lower crust. EPSL, **50**, 31.
37. Leyreloup A. et al. (1982) Petrology and geochemistry of granulite xenoliths

- from Central Hoggar (Algeria) — Implications for the lower crust. *CMP*, **79**, 68.
38. *Padovani E. et al.* (1982) Constraints on crustal hydration below the Colorado plateau from V_p measurements on crustal xenoliths. *Tectonophysics*, **84**, 313.
 39. *Rogers N. W., Hawkesworth C. J.* (1982) Proterozoic age and cumulate origin for granulite xenoliths, Lesotho, *Nature*, **399**, 409.
 40. *Arculus R. J. et al.* (1984) Eclogites and granulites in the lower continental crust: examples from eastern Australia and southwestern USA. *Proc. Eclogite Symp.* (в печати).
 41. *Jackson I., Arculus R. J.* (1984) Laboratory wave velocity measurements on lower crustal xenoliths from Calcutteroo, South Australia. *Tectonophysics*, **101**, 185.
 42. *Manghani M. H. et al.* (1974) Compressional and shear wave velocities in granulite facies rocks and eclogites to 10 kbar. *JGR*, **79**, 5427.
 43. *Percival J. A. et al.* (1983) in: A cross-section of the Archean Crust. LPI Tech. Report 83-03. LPI, Houston.
 44. *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets* (1981). Pergamon Press.
 45. *Upton B. C. G. et al.* (1983) The upper mantle and deep crust beneath the British Isles: Evidence from inclusions in volcanic rocks. *J. Geol. Soc. Lond.*, **140**, 105.
 46. *Smithson S. B. et al.* (1981) Mean crustal velocity: a critical parameter for interpreting crustal structure and crustal growth. *EPSL*, **53**, 323.
 47. *Pakiser L. C., Robinson R.* (1967) The composition of the continental crust as estimated from seismic observations. *AGU Mono.*, **10**, 620.
 48. *Jacobsen S. B., Wasserburg G. J.* (1978) Interpretation of Nd, Sr and Pb isotope data from Archean migmatites in Lofoten-Vesteralen, Norway. *EPSL*, **41**, 245.
 49. *McCulloch M. T. et al.* (1982) Isotopic and geochemical studies of nodules in kimberlite have implications for the lower continental crust. *Nature*, **300**, 166.
 50. Размерность удельного сопротивления в системе СИ—Ом·м. Электропроводность (удельная проводимость) обратна удельному сопротивлению и выражается в сименсах на метр ($\text{См} \cdot \text{м}^{-1}$).
 51. *Constable S.* (1983) Deep Resistivity Studies of the Australian Crust. Ph. D. Thesis, Australian National University.
 52. *Duncan P. M.* (1978) Electromagnetic Deep Crustal Sounding with a Controlled Pseudo-noise Source. Ph. D. Thesis, University of Toronto.
 53. *Nekut A. et al.* (1977) Deep crustal electrical conductivity; evidence for water in the lower crust. *GRL*, **4**, 239.
 54. *Jones A. G.* (1982) On the electrical crust-mantle structure in Fennoscandia: Moho and the asthenosphere revealed? *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **68**, 371.
 55. *Olhoeft G. R.* (1981) Electrical properties of granite with implications for the lower crust. *JGR*, **86**, 931.
 56. *Parkhomenko E.* (1982) Electrical resistivity of minerals and rocks at high temperature. *RGSP*, **20**, 193.
 57. *White A. J. R., Chappell B. W.* (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43**, 7.

НЕИЗМЕННОСТЬ СОСТАВА КОРЫ ВО ВРЕМЕНИ

5.1. Измерение долговременных вариаций

В трех предыдущих главах мы рассмотрели методы определения состава континентальной коры и пришли к оценке состава современной верхней, общей и нижней коры. Следующий вопрос, который следует поставить: можно ли эти данные относить к более древним эпохам? Очевидно, что непосредственное исследование состава все более древних блоков коры не представляется возможным. Вопросы доступности и представительности опробования в конечном счете становятся непреодолимыми. Использование природных процессов опробования — единственная реальная альтернатива. Однако явным препятствием при таком подходе является то, что мы наблюдаем только постоянные изменения состава верхней континентальной коры, а они не обязательно отражают изменения состава всей коры; должны также рассматриваться процессы внутрикоревой дифференциации (см. гл. 9). Таким образом, вариации состава общей коры остаются неуловимыми, хотя исследование изменений теплового потока во времени должно в этом отношении дать ценную информацию.

Выветривание, перенос и диагенез могут эффективно влиять на состав осадочных пород. Кроме того, рециклирование осадочных пород может маскировать долговременные тренды [1, 2]. Следовательно, нужна большая осторожность при интерпретации долговременных изменений составов осадочных пород. В гл. 2 мы подчеркнули рациональность использования содержаний некоторых микроэлементов в осадочных обломочных породах для определения состава коры. При изучении долговременных трендов состава верхней коры мы используем распределение р.з.э., Th и Sc в тонкозернистых осадочных породах. Для исследования изменений валового состава коры мы рассмотрим вариации теплового потока в геологическом времени.

5.2. Осадочная летопись

5.2.1. Долговременные тренды. В 1909 г. Дэли [3] установил в карбонатных породах статистически значимое увеличение отношения Mg/Ca с возрастом и, таким образом, положил нача-

ло изучению геохимической эволюции осадочных пород. Нанц [4], анализируя геохимические тренды в глинистых породах различного возраста, предположил, что долговременные изменения в размерности зерен могут быть доминирующим фактором. С тех пор было накоплено много данных, особенно советскими учеными (например, [5, 6]). В настоящей работе рассмотрение ограничивается долговременными трендами грубо-обломочного компонента в осадочных породах, так как они наиболее подходят для оценки эволюции химического состава верхней континентальной коры. Был выявлен также ряд трендов, вероятно важных для условий окисления некоторых металлов, таких, как Fe и Mn [6, 7], и для содержаний щелочных земель [7, 8]. Такие тренды отражают, по-видимому, эволюцию гидросферы, атмосферы и биосферы и могут быть связаны с изменением на Земле биохимических процессов.

5.2.2. Главные элементы. Долговременные тренды главных элементов для состава различных типов осадочных пород были предложены большим числом исследователей для разных континентов. Гаррелс и Маккензи [1, 9] изучили данные для глинистых постархейских пород Северной Америки. Они установили, что для этого времени отношение оксида металла к Al_2O_3 (MeO/Al_2O_3) увеличивается для CaO , SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O и уменьшается для FeO и K_2O . Эти авторы утверждают, что изменения в составе связаны с постседиментационными процессами (например, с диагенезом, метаморфизмом захоронения), и это позволяет сделать вывод о неизменности химического состава осадочных пород за последние 2 млрд. лет [9]. Однако в более ранние периоды, по-видимому, имели место различия в характере химической эволюции. Соответственно эти исследователи полагают, что образование, сохранение, разрушение и состав осадочных пород контролируются в основном рециклированием осадочных масс. Уязвимость такого подхода состоит в том, что данные, выбранные для подсчета различных составов в различные отрезки времени, весьма ограничены. Например, для среднего докембрийского глинистого сланца были использованы данные Нанца [4]. Однако получены они почти исключительно для района озера Верхнее и характеризуют, таким образом, ограниченную площадь за короткий промежуток времени. Естественно, возникает вопрос, насколько представительны эти данные [10].

Ронов и др. [5, 6] попытались рассмотреть в геологическом времени валовой состав осадочных пород и различных литологических компонентов, используя обширную аналитическую базу. В целом было установлено уменьшение содержаний Al_2O_3 , Na_2O , Fe и MgO и увеличение отношения K_2O/Na_2O в более молодых породах. Абсолютное содержание K_2O воз-

растает в раннем палеозое, а затем уменьшается. Для СаО тренд противоположен. На основе этих данных был сделан вывод о постепенном изменении состава верхней коры (от более основного к более кислому), а также об изменении схем выветривания и эволюции атмосферы и биосферы. Эти авторы привлекают также внимание к несоответствию средних составов осадочных пород и верхней коры. Выявлено, что осадочные породы имеют более основной состав (см. также [11]); это, по-видимому, обусловлено влиянием ранней мафической — ультрамафической коры, которая была рециклирована в течение длительного геологического времени. Вейцер [11] подсчитал, что достаточно добавить 30% типичного океанического базальта к 70% состава верхней коры, чтобы получить состав, соответствующий составу осадочных пород. Наблюдаемые иногда расхождения между составом верхней коры и платформенными осадками могут быть связаны с изменением местонахождения карбонатных отложений [12].

Энгел и др. [13] подчеркивают эпизодический характер изменения отношения K_2O/Na_2O в осадочных и других породах коры. Они обращают внимание на резкое возрастание этого отношения на границе архей — протерозой и резкое его уменьшение в мезозое. Возрастание на границе архей — протерозой связано с периодом роста коры и дифференциацией, а уменьшение в мезозое — с периодом активного континентального рифтообразования и движения плит. С другой стороны, это может быть метастабильная стадия, характерная для молодых комплексов, которая исчезает при более поздней переработке и кратонизации [14]. Внутрикоровое рециклирование, как показали Вейцер и др. [2, 15], продолжается 10^8 — 10^9 лет, и, следовательно, при рассмотрении длительной химической эволюции коры [2] во внимание должны приниматься большие временные интервалы. Мы вернемся к вопросу о рециклировании осадочных пород в конце этой главы. Ясно, однако, что данные Энгела и др. [13] противоречат данным Ронова, который указывает на более постепенные изменения отношения K_2O/Na_2O в докембрии и палеозое. Ронов [5, 6] рассматривает более широкие временные интервалы, в результате чего химическая эволюция представляется в ином свете [2].

Позднее Шваб [16] подошел к решению этой проблемы несколько иначе. Он рассчитал средний химический состав (по главным элементам) обломочной части отдельных осадочных серий (например, серия Белт в надгруппе Гурон). Это позволило ему получить более достоверную информацию о составе пород источника и свести к минимуму химические эффекты, связанные как с локальными долговременными трендами в отдельных бассейнах, так и с процессами диагенеза или мета-

Таблица 5.1. Средние составы (в % по массе) разновозрастных обломочных осадочных серий [16, 17]*

Компонент	Архей (n=11)	Ранний протерозой (n=6)	Поздний протерозой (n=6)	Протерозой в целом ^а (n=12)	Фанерозой (n=20 ^б)	Постархей в целом (n=32 ^в)
SiO ₂	65,9±2,2	70,9±5,9	69,2±5,9	70,0±3,4	70,6±1,8	70,4±1,6
TiO ₂	0,6±0,1	0,6±0,2	0,7±0,2	0,6±0,1	0,7±0,1	0,7±0,1
Al ₂ O ₃	14,9±1,3	14,0±2,8	15,0±2,9	14,5±1,7	14,2±0,9	14,3±0,8
FeO	6,4±1,5	6,1±4,2	4,8±1,6	5,5±1,9	5,2±0,4	5,3±0,7
MgO	3,6±1,0	2,4±0,6	1,9±0,9	2,1±0,5	2,4±0,3	2,3±0,3
CaO	3,3±1,1	1,3±0,7	2,2±1,3	1,7±0,7	2,2±0,7	2,0±0,5
Na ₂ O	2,9±0,5	1,3±0,8	2,4±1,0	1,8±0,6	1,8±0,4	1,8±0,3
K ₂ O	2,2±0,3	3,0±0,9	3,5±1,0	3,5±0,6	2,8±0,3	3,0±0,3
Σ	99,8	99,6	99,7	99,4	99,9	99,8
MgO/Al ₂ O ₃	0,24	0,17	0,13	0,14	0,17	0,16
CaO/Al ₂ O ₃	0,22	0,09	0,15	0,12	0,15	0,14
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,19	0,09	0,16	0,12	0,13	0,13
K ₂ O ₂ /Al ₂ O ₃	0,15	0,21	0,23	0,22	0,20	0,27
K ₂ O/Na ₂ O	0,76	2,3	1,5	1,8	1,6	1,7

* Все содержания (в % по массе) пересчитаны на сухой остаток и находятся в пределах 95%-ного доверительного интервала. ^аСредний состав для протерозоя в целом определен по данным двух предыдущих колонок. ^бЧисло серий равно 20, за исключением MgO (n=15), CaO (n=14) и TiO₂ (n=13). ^вЧисло серий равно 32, за исключением MgO (n=27), CaO (n=26) и TiO₂ (n=25).

морфизма. Эти данные были затем сгруппированы по широкому возрастным интервалам: архей (>2,5 млрд. лет), ранний протерозой (2,5—1,7 млрд. лет), поздний протерозой (1,7—0,7 млрд. лет), фанерозой (<0,7 млрд. лет), для которых и рассчитаны средние составы. Результаты подтверждают прогрессивное уменьшение во времени Al₂O₃, Na₂O и MgO и возрастание SiO₂, K₂O и CaO. Полагают, что эти тренды отражают эволюционные изменения в составе верхней континентальной коры.

Мак-Леннан [17] применил тот же самый метод, но использовал более представительный фактический материал особенно для раннепротерозойских образований (табл. 5.1). Первоначально архейские образования были рассмотрены только для позднеархейских зеленокаменных поясов, но затем была включена и раннеархейская группа Фиг-Три (приблизительно 3,4 млрд. лет), Южная Африка, так как ограниченность данных не позволяет сравнивать ранне- и позднеархейские образования. Статистический анализ данных показывает, что нет разницы в содержании главных элементов обломочных осадочных пород в постархейское время; это согласуется с однород-

ностью состава верхней коры в постархейское время. Однако валовой состав архейских осадочных пород отличается от состава постархейских меньшим содержанием Si и K и большим Na, Ca и Mg. Это различие согласуется с более основным составом архейской верхней коры по сравнению с составом постархейской верхней коры. Таким образом, вместо прогрессивного изменения химического состава осадочных пород наблюдается резкий перелом на границе архей — протерозой.

5.2.3. Микроэлементы. Геохимии микроэлементов в осадочных породах уделено мало внимания. Поэтому по сравнению с главными элементами и меньше данных для построения долговременных трендов. Однако, как мы увидим, интерпретация трендов микроэлементов более четкая, чем трендов главных элементов. При таком подходе мы имеем дело в основном (но не исключительно) с отношениями элементов, поскольку при небольшом объеме данных абсолютные значения могут быть значительно искажены под влиянием ряда факторов, например содержания кварца.

Известны работы по исследованию долговременных трендов щелочных (Rb) и щелочно-земельных (Sr) элементов в осадочных породах [7, 8]. Эти тренды связаны преимущественно с изменениями в химизме почв после появления наземных растений и с химическими изменениями при диагенезе. Таким образом, долговременные тренды указанных элементов скорее отражают биологическую эволюцию или изменения в условиях осадконакопления и (или) диагенеза, а не эволюцию коры.

Ронов и Мигдисов [6] первыми исследовали изменение во времени содержаний Th и U в осадочных породах и континентальной коре, однако надежность представленных ими данных проблематична. Например, отношение Th/U для основания и осадочного чехла архея оценивается в 6—8, а в палеозое оно уменьшается до 1—2. Однако надежно установлено, что для большинства земных магматических пород и планеты в целом отношение Th/U равно 3,8. Процессы седиментации в окислительной среде (начиная с 2,3 млрд. лет назад или еще раньше) сопровождаются окислением U^{4+} с образованием растворимой формы U^{6+} , что приводит к возрастанию отношения Th/U в большинстве терригенных осадочных пород. Следовательно, низкое значение Th/U-отношения, приводимое Роновым и Мигдисовым [6] в качестве среднего, не отвечает действительности. В дальнейшем мы вернемся к вопросу о концентрациях Th и U в осадочных породах.

Концентрации р. з. э. в осадочных породах особенно удобны для изучения химической эволюции верхней коры. Кроме хорошего соответствия спектров р. з. э. верхней коры и осадочных пород (гл. 2) ионные радиусы трехвалентных р. з. э. прогрес-

сивно уменьшаются от La к Lu. Поэтому легкие р.з.э. (La—Sm) более несовместимы в типичных процессах магматической дифференциации, нежели тяжелые (Gd—Lu); отмечается общее увеличение отношения легкие/тяжелые р.з.э. от более основных составов к более кислым. Кроме того, геохимические данные, вытекающие из обычного для европия проявления двух состояний окисления, могут дать информацию о происхождении верхней коры во времени (гл. 2).

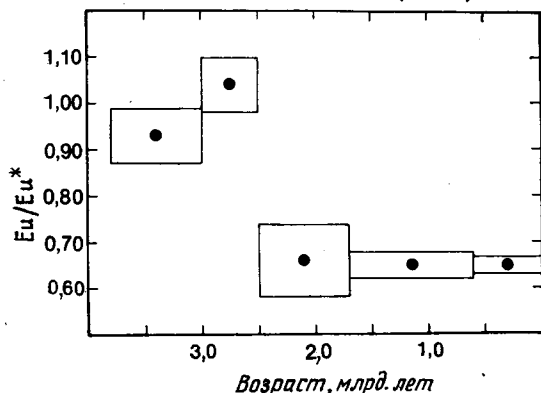


Рис. 5.1. Диаграмма Eu/Eu^* — возраст для тонкозернистых осадочных пород [23]. Выявляются две особенности: резкий разрыв на границе архей — протерозой (2,5 млрд. лет) и постоянство отношения Eu/Eu^* для всех постархейских пород.

Начало изучению р.з.э. в осадочных породах было положено Минами [18]. В пионерской работе Хаскина и др. [19] четко установлено наличие Eu-минимума в постархейских породах по сравнению с их архейскими аналогами. Нанс и Тейлор [20] систематически изучали спектры р.з.э. в осадочных породах Австралии; они подтвердили данные Хаскина, а также показали, что постархейские осадочные породы имеют более высокие отношения легкие/тяжелые р.з.э. и характеризуются увеличением суммарного содержания р.з.э. во времени. Известны и другие исследования по р.з.э. [21, 22].

В табл. 5.2 приведены данные о распределении микроэлементов в тонкозернистых терригенных осадочных породах различного возраста. Группировка данных по возрасту сделана таким образом, чтобы число образцов было одинаковым и соответствовало, насколько это возможно, числу анализов на главные элементы. Хотя данных и мало, однако все образцы проанализированы на полный спектр элементов и рассматриваются нами как представительные. В таблице сведены только те элементы и отношения, которые относятся к настоящему вопросу.

Таблица 5.2. Содержания микроэлементов в разновозрастных тонкозернистых осадочных породах [20, 21]

Возраст, млрд. лет	>3,0	3,0—2,5	2,5—1,7	1,7—0,6	0,6—0,0	Архейские	Постархейские
La/Yb	12±2	11±4	19±3	13±2	14±1	11,5±2,5	15,5±1,3
Eu/Eu*	0,93±0,06	1,04±0,06	0,66±0,08	0,65±0,03	0,65±0,02	0,99±0,05	0,65±0,02
Σ р. з. э.	127±26	83±15	204±38	144±13	195±21	102±15	185±15
Σ легкие р. з. э./ Σ тяжелые р. з. э.	8,3±1,1	6,6±1,1	11±2	8,9±0,9	9,7±0,7	7,4±0,8	10±1
La	26±6	16±3	43±8	30±3	42±5	20±3	39±3
Th	8,3±1,7	5,6±1,3	14±2	13±1	15±2	6,7±1,1	14±1
Sc	19±2	18±3	16±3	13±2	17±2	19±2	16±1
La/Th	3,5±0,4	3,1±0,3	3,0±0,4	2,3±0,3	2,9±0,2	3,3±0,3	2,8±0,2
La/Sc	1,4±0,3	1,2±0,3	2,9±0,7	2,4±0,6	2,9±0,5	1,3±0,2	2,7±0,3
Th/Sc	0,46±0,09	0,40±0,12	1,1±0,3	1,0±0,1	1,0±0,1	0,43±0,07	1,0±0,1
U	2,1±0,4	1,5±0,3	3,5±0,7	3,2±0,8	3,0±0,3	1,7±0,3	3,2±0,3
Th/U	4,0±0,4	3,7±0,3	4,2±0,6	4,6±0,6	5,1±0,4	3,8±0,3	4,8±0,3
n	20 ^a	25 ^b	19 ^b	18 ^г	33 ^д	45	70

Данные в пределах 95%-ного доверительного интервала. ^a19 для Sc, La/Sc; 17 для Th, U, La/Th, Th/Sc, Th/U. ^b12 для Sc, La/Sc, Th/Sc. ^г18 для Sc, U, Th/Sc; 17 для La/Sc, Th/U. ^д17 для La/Yb, Σ р. з. э.; 16 для U, Eu/Eu*; 15 для Th/U. ^ж32 для La/Yb, Eu/Eu*, Σ р. з. э., U, Th/U, La/Sc.

Ранний архей представлен образцами из Южной Африки и Австралии, а поздний — только из Австралии. Постархейские образцы характеризуют далеко отстоящие друг от друга бассейны, главным образом Австралии, а также Новой Зеландии и Антарктиды [20, 21].

Наиболее четкая модель эволюции микроэлементов в осадочных породах получена для отношения Eu/Eu* (рис. 5.1). Архейские осадочные породы не являются аномальными в отношении Eu или лишь слабо аномальны (т. е. Eu/Eu* = 1,0), однако в постархейских осадочных породах в среднем наблюдается значительное и постоянное обеднение европием (Eu/Eu* = 0,65). Резкое изменение в составе соответствует гра-

Таблица 5.3. Содержания р. з. э., Th и Sc (в млн⁻¹) в примитивной мантии и различных типах коры

	SiO ₂ , %	La	Th	Sc	Легкие/тяжелые р. з. э.	La/Sc	Th/Sc
Примитивная мантия	49,9	0,55	0,064	13	1,7	0,042	0,005
Океаническая кора	49,5	3,7	0,22	38	1,4	0,10	0,006
Нижняя континентальная кора	54,4	11	1,06	36	3,9	0,31	0,03
Континентальная кора в целом	57,3	16	3,5	30	5,4	0,53	0,12
Средний андезит	58,0	19	4,8	30	5,8	0,63	0,16
Верхняя континентальная кора	66,0	30	10,7	11	9,5	2,7	0,97

нице архей — протерозой. Выведенное среднее значение для раннего протерозоя весьма приблизительно, что связано с быстрой эволюцией спектров, напоминающей эволюцию их в архейских — постархейских породах (подробнее об этом см. гл. 8). Эти данные четко показывают постоянное истощение осадочных пород Eu от раннего протерозоя к современности, что, однако, не исключает других изменений в составе, поскольку одни только Eu-аномалии не являются надежным показателем общего состава.

Отношение легкие/тяжелые р. з. э. представляет собой более надежный индекс состава, поскольку оно определенным образом изменяется с изменением состава породы в целом. Типичные содержания некоторых элементов в изверженных породах приведены в табл. 5.3. Данные для осадочных пород показаны на рис. 5.2, из которого видно, что они имеют гораздо больший разброс по сравнению с отношением Eu/Eu*, однако граница архей — протерозой прослеживается также четко. Отношение

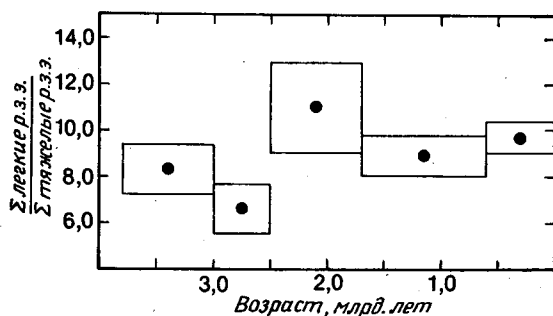


Рис. 5.2. График легкие/тяжелые р. з. э. — возраст для тонкозернистых осадочных пород [23]. Четко виден разрыв на границе архей — протерозой.

легкие/тяжелые р.з.э. для образцов архейских пород изменяется в пределах 6—9, а для постархейских — в пределах 8—12. Нет четкого тренда для постархейских образцов. Нанс и Тейлор [20] указали на ряд свидетельств длительного возрастания суммарного содержания р.з.э. во времени. Однако имеющиеся теперь более полные данные (табл. 5.2) не подтверждают такого тренда. Хотя для архейских образцов наблюдается разброс в суммарном содержании р. з. э., в целом эти породы

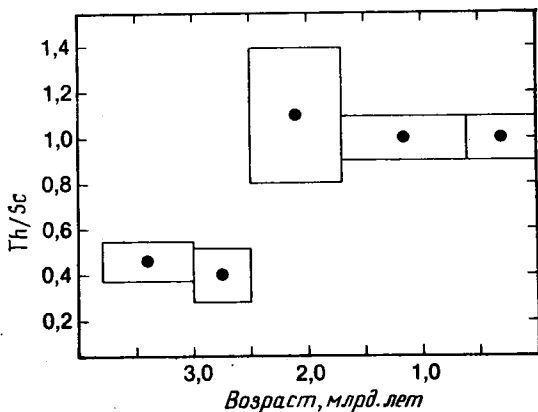


Рис. 5.3. График Th/Sc — возраст для тонкозернистых осадочных пород [23]. Резкое возрастание отношения Th/Sc приурочено к границе архей — протерозой. Отношение Th/Sc остается постоянным (около 1,0) для всего постархейского времени. Поскольку Th является сильно несовместимым элементом, а Sc — весьма совместимым, это отношение должно представлять собой наиболее чувствительный индекс состава верхней коры.

имеют более низкие их содержания, нежели постархейские образцы. Для последних также характерны разброс и отсутствие систематических трендов.

Из рассматриваемых элементов Th — наиболее несовместимый элемент, а Sc — наиболее совместимый. Таким образом, можно ожидать, что отношение этих элементов будет наиболее чувствительным индексом общего химического состава (т. е. мафические в сравнении с фельзическими; см. табл. 5.3). На рис. 5.3 показано изменение отношения Th/Sc во времени в осадочных породах. Примечательны две особенности: первая — резкий разрыв состава соответствует границе архей — протерозой; вторая — постоянство отношения Th/Sc в осадочных породах в постархейское время. Для всей совокупности архейских тонкозернистых осадочных пород отношение Th/Sc равно $0,43 \pm 0,07$, а для постархейских — $1,0 \pm 0,1$. Такой же характер имеет и отношение La/Sc (рис. 5.4), хотя в этом случае наблю-

дается большой разброс данных. В архейских образцах отношение La/Sc равно $1,3 \pm 0,2$, а в постархейских — $2,7 \pm 0,3$.

Хотя интерпретация величин абсолютных содержаний требует определенной осторожности, ясно, что изменение в осадоч-

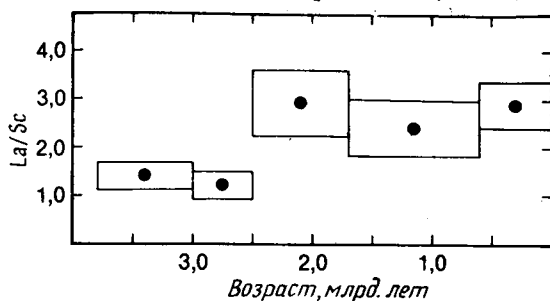


Рис. 5.4. График La/Sc — возраст для тонкозернистых осадочных пород [23]. В целом индекс La/Sc показывает то же, что и отношения Th/Sc (рис. 5.3).

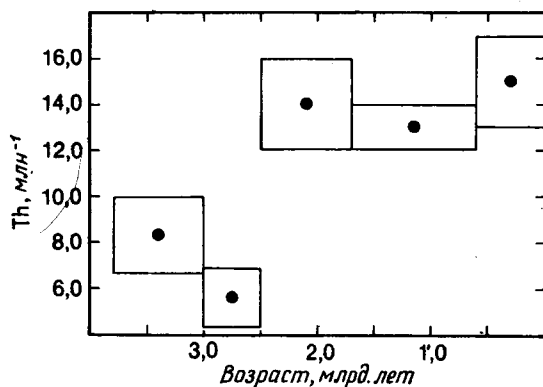


Рис. 5.5. График содержание Th (в млн^{-1}) — возраст для тонкозернистых осадочных пород [23]. Абсолютные содержания этого относительно неподвижного элемента также демонстрируют резкое возрастание на границе архей — протерозой. В постархейское время содержание Th (в пределах ошибки) в тонкозернистых осадочных породах остается постоянным.

ных породах отношений Th/Sc и La/Sc на границе архей — протерозой есть результат обогащения несовместимыми элементами. Особенно хорошо это видно при анализе данных для Th (рис. 5.5). Примечательно резкое увеличение (в 1,5—3,0 раза) содержаний Th в тонкозернистых осадочных породах на границе архей — протерозой, при этом содержания Th (14 ± 1) остающиеся в основном постоянными в постархейское время. Также возрастает и содержание La (табл. 5.2). С другой стороны, содержания Sc уменьшаются в постархейских осадочных сериях,

однако амплитуда такого изменения значительно меньше, чем для Th или La (табл. 5.2). Даже для относительно растворимого U зафиксировано резкое возрастание содержаний на границе архей — протерозой (рис. 5.6). Мак-Леннан и Тейлор [24] предположили, что долговременное уменьшение содержания U в постархейских глинистых сланцах может быть связано с непрерывным рециклированием осадочного материала. Испол-

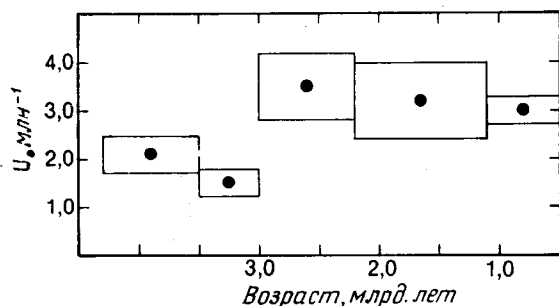


Рис. 5.6. График содержание U (в млн-¹) — возраст для тонкозернистых осадочных пород [23]. Даже такой относительно подвижный элемент, как U, имеет тот же характер эволюции, что и Th. Содержание U несколько уменьшается за постархейское время, однако статистически это не выявляется.

зование современного обширного фактического материала не исключает этого предположения, однако для статистической обработки данных еще недостаточно. Мы вернемся к вопросу о рециклировании в следующем разделе.

На основе изучения данных о содержании микроэлементов можно сделать заключение, что нет доказательств, подтверждающих бесспорно значительное изменение их содержаний в верхней коре в постархейское время. Это заключение справедливо главным образом для трендов Th/Sc, La/Sc и Eu/Eu* и хорошо согласуется с абсолютными содержаниями микроэлементов (например, Th, Σ р. з. э.), а также с другими отношениями (например, легкие/тяжелые р.з.э.) и содержаниями главных элементов, рассмотренными в предыдущем разделе. С другой стороны, имеется достаточно данных, подтверждающих, что выходящая на поверхность архейская кора была значительно меньше дифференцирована. Это заключение базируется на более основном составе архейских осадочных серий (табл. 5.1), на значительно более низких отношениях Th/Sc, La/Sc, легкие/тяжелые р. з. э. и на более низких абсолютных содержаниях несовместимых элементов (например, La, Th, U) в тонкозернистых архейских осадочных породах.

5.3. Роль осадочного рециклирования

Рециклирование осадочных пород и пород оснований путем переотложения и переработки внутрикоровыми процессами, такими, как переплавление, хорошо установлено. Этот процесс обсуждался и количественно моделировался рядом авторов

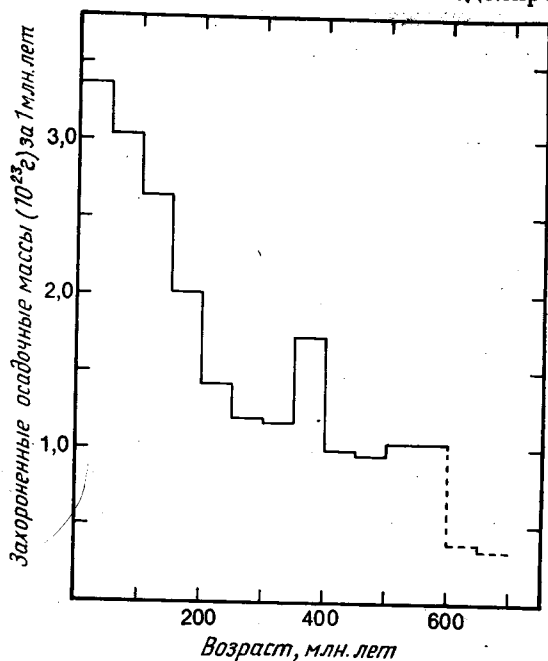


Рис. 5.7. График захороненные осадочные массы за 1 млн. лет — возраст (с интервалом в 50 млн. лет). Данные для интервала 0—600 млн. лет взяты из работы [26], а для интервала >600 млн. лет — из работы [27]. Видно экспоненциальное уменьшение масс захороненных осадков с увеличением возраста.

[1, 15, 25]. Каковы масштабы такого рециклирования и как оно влияет на состав осадочных пород и самой верхней континентальной коры?

Масса осадочных образований составляет примерно $2,7 \cdot 10^{24}$ г. Масса непереотложенного осадочного материала со временем экспоненциально уменьшается. На рис. 5.7 показана эволюция осадочной массы во времени в основном по работе Грегора [26]. Хотя для большинства докембрийских образований надежные данные отсутствуют, тем не менее нет причин предполагать существование заметных отклонений от представленно-

го экспоненциального графика, по крайней мере до начала протерозоя [1, 2, 15]. Подобным же образом отношение площадь — возраст континентальных пород основания экспоненциально уменьшается с возрастом (см. табл. 1.2). Такие тренды более понятны, если часть осадочных масс рециклируется через континентальную кору, или в процессе метаморфизма и «гранитизации» с последующим переотложением, или в результате непосредственного их возвращения в повторный осадочный цикл.

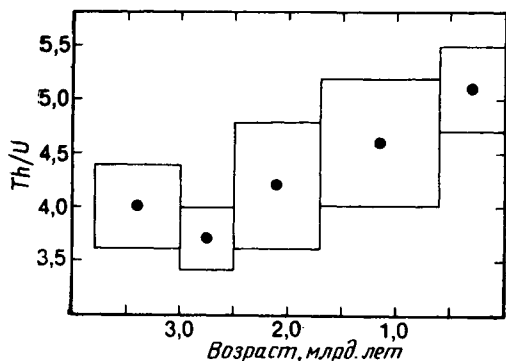


Рис. 5.8. График Th/U — возраст для тонкозернистых осадочных пород [23]. Данные свидетельствуют о постоянном увеличении Th/U -отношений (от 4,2 до 5,1) в постархейское время; интервал колебаний весьма значителен. Для архея в целом характерны низкие уровни Th/U -отношений, близкие к планетарному значению (3,8).

Наиболее реальная оценка эффективности рециклирования, базирующаяся в основном на изотопном составе Nd в осадочных породах (см. ниже), дана Вейцером и Янсенем [15] и составляет 65%. Следовательно, данная осадочная порода должна в среднем на 35% состоять из новых осадочных масс, образовавшихся из молодых источников.

Позволяют ли данные по микроэлементам судить об осадочном рециклировании? Предварительным изучением было подтверждено, что отношение Th/U возрастает в тонкозернистых осадочных породах в постархейское время в соответствии с повторным вовлечением в осадочный цикл [24]. С каждым циклом эрозии и переотложения часть U^{4+} может быть окислена до более растворимого U^{6+} и удалена, что приводит к увеличению отношения Th/U . Конечная фиксация такого урана возможна в урановых месторождениях и в измененной океанической коре. Данные, представленные в табл. 5.2, по всей вероятности, подтверждают долговременный тренд Th/U -отношений в тонкозернистых осадочных породах, хотя элемент неопределенности все же остается (рис. 5.8).

Если осадочный цикл в среднем на 65% состоит из повторно вовлеченного материала, то значительные изменения в составе верхней коры должны быть обнаружены в осадочной летописи длительных временных этапов. При этом должны быть зафиксированы только существенные изменения в составе верхней коры. Кратковременные изменения не будут проявлены [2]. Время, необходимое для сокращения континентальной осадоч-

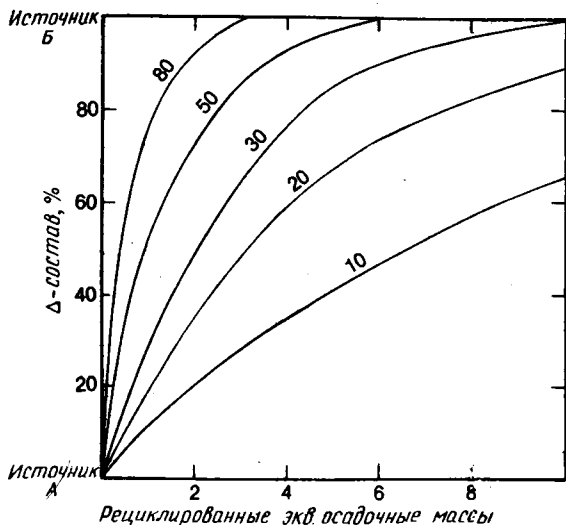


Рис. 5.9. Диаграмма, иллюстрирующая, как скорость изменения химического состава (Δ -состав) контролируется скоростью осадочного рециклирования. Для типичных скоростей рециклирования континентальных осадков эквивалент, равный 3,5—4,0 осадочной массы, будет рециклирован за 2,5 млрд. лет (ось x). Линии показывают степень открытости (в процентах) осадочной системы. В среднем осадочное рециклирование является открытым на 35% (65% за счет тех же пород) [15] ([2], с упрощениями).

ной массы данного возраста наполовину в процессе рециклирования, составляет для континентальных осадков примерно 380 млн. лет. Таким образом, скорость рециклирования континентальных осадков равна $2,8 \cdot 10^{15}$ г·год⁻¹ для массы континентальных осадков около $1,88 \cdot 10^{24}$ г [24].

Моделируя реакцию состава обломочного осадка на изменение состава пород источника, Вейцер [2] получил различную степень рециклирования. Для приведенных выше скоростей рециклирования эквивалент, равный 3,5—4,0 осадочной массы, должен быть рециклирован в течение постархейского времени (2,5 млрд. лет). Если бы состав верхней коры был изменен (например, от источника А к источнику Б на рис. 5.9), то в осадочной летописи мы должны увидеть после 2 млрд. лет 70% ис-

точника Б и 30% источника А, что указывает на буферирующую роль осадочного рециклирования по отношению к составу осадочных пород.

Как это должно влиять на интерпретацию постархейской осадочной летописи? В предыдущем разделе мы установили,

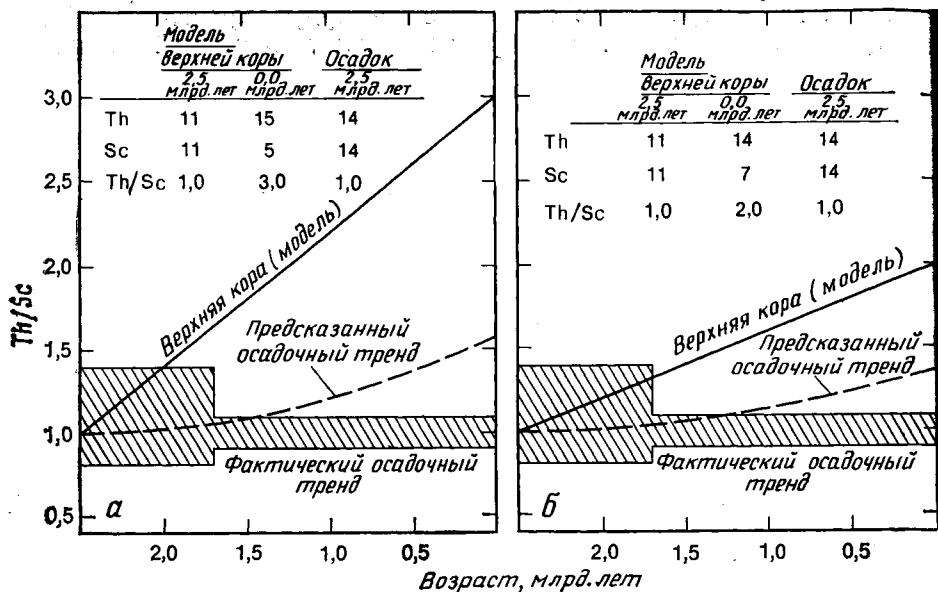


Рис. 5.10. Диаграмма Th/Sc — возраст, иллюстрирующая изменение состава осадков в зависимости от изменения состава коры для осадочной системы, открытой на 35% (65% за счет переотложения осадочных пород). Показаны две модели эволюции постархейской верхней коры: *а* — Th/Sc-отношение изменяется от 1,0 до 3,0; *б* — Th/Sc-отношение изменяется от 1,0 до 2,0. Абсолютные содержания приведены на рисунке. Сплошная линия показывает модельное изменение верхней коры, а пунктирная — предсказанный осадочный тренд. Заштрихованная площадь представляет собой направленное изменение отношения Th/Sc в тонкозернистых осадочных породах (см. рис. 5.3). Как видно, рециклирование имеет эффект сильного буферирования при реагировании химического состава осадочных пород на изменение состава верхней коры. Несмотря на это, имеющиеся данные свидетельствуют об отсутствии значительных изменений в составе верхней коры в постархейское время.

что содержание ряда элементов, а именно тех, которые, как полагают, отражают состав верхней коры, в постархейских осадочных породах остается существенно постоянным. Как далеко это можно интерпретировать в отношении постоянства состава верхней коры? На рис. 5.10 мы использовали отношение Th/Sc в осадочных породах, чтобы смоделировать состав верхней коры, которая эволюционирует в направлении более дифференцированного состава. Согласно модели, представленной на

рис. 5.10, *а*, допускается, что верхняя кора эволюционирует прямолинейно от $\text{Th}/\text{Sc}=1,00$ (значение, сохранившееся в постархейских осадочных породах) до $\text{Th}/\text{Sc}=3,00$. Допускается, что осадок имеет то же отношение Th/Sc , что и верхняя кора 2,5 млрд. лет назад. Это крайний случай, при котором относительные изменения в составе осадков минимальны; в целом же в верхней коре следовало бы ожидать более высокого отношения Th/Sc , чем в осадочной массе (2,5 млрд. лет), в связи с рециклированием архейских осадочных пород с низким отношением Th/Sc . Предсказанная эволюция состава осадка для системы, в которой 65% вещества рециклировано, показана на рис. 5.10, из которого видно, что изменения в Th/Sc -отношении сильно буферированы. Однако постоянство отношений Th/Sc для постархейской осадочной летописи, вероятно, противоречит изменениям в составе верхней коры в тех масштабах, в которых это показано на рис. 5.10, *а*. На рис. 5.10, *б* представлена модель более слабого изменения отношения Th/Sc в верхней коре, но даже и в этом случае предсказанный по осадочным породам тренд больше, чем это следует из имеющихся теперь ограничений по аналитическим данным. Следует отметить, что только при исследовании отношений крайне несовместимых элементов из осадочной летописи можно вывести тончайшие изменения в составе верхней коры; для многих же геохимических индексов предсказанные изменения попадут в область неопределенности [2]. В заключение отметим, что резкие изменения в составе осадочных пород на границе архей—протерозой должны быть отражены в моделях осадочного рециклирования. К этому вопросу мы вернемся в гл. 8.

5.4. Nd-модельный возраст осадков

В настоящее время широко используется Nd-модель для определения возраста коровых образований [28]. При этом подходе допускается, что главное химическое фракционирование Sm и Nd происходит при дифференциации мантийного материала и образовании континентальной коры. Дальнейшее фракционирование Sm и Nd ожидается также в процессе внутрикорового плавления, однако оно имеет второстепенное значение и в основном происходит в течение 100—200 млн. лет после формирования коры. Для осадков Nd-модельный возраст дает уникальную информацию: время образования источников осадков, а не возраст отложения (это зависит от допущения, что Sm и Nd не фракционируются при седиментации или диагенезе; см. гл. 2). Nd-модельный возраст ($T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$) [29] рассчитывается на основе параметров истощенной мантии (см. приложение 4). В этом случае допускается, что мантийный источник эволюцио-

Таблица 5.4. Модельные Nd-возрасты осадочных пород

	Сокраще- ния	Стратигра- фический возраст, млрд. лет	Средний T_{DM}^{Nd}	n	Литератур- ный источ- ник
Исуа	I	3,75	3,6	3	[30]
Фиг-Три — Муди	F	3,4	~3,5	?	[31]
Гордж-Крик	G	3,4	3,6	1	[32]
Мален	M	3,05	3,0	2	[30]
Калгурли	Ka	2,8	3,1	1	[28]
Вим-Крик	W	2,7	3,2	1	[32]
Йеллоунайф	Y	2,7	~2,7	?	[31]
Анимик	A	2,0	~2,5	?	[31]
Льюис	L	2,0	2,4	2	[33]
Маунт-Айза	MI	1,7	2,3	1	[28]
Белт-Персел	BP	1,3—0,9	~1,8	?	[34]
Торридон	T	1,0	2,2	4	[33]
Амадеус	Am	0,8	2,0	1	[28]
Куйзет	K	0,75	2,4	1	[35]
Дальред	D	0,6	2,3	7	[33]
NASC	NASC	0,5	2,0	1	[28]
Саутерн-Аплендс	SU	0,45	1,7	16	[33]
Стейт-Серкл	SC	0,44	1,8	1	[28]
Каннинг-Бейсин	C	0,3	1,9	1	[32]
Сьерра-Невада	SN	0,25	1,5	2	[36]
Перт-Бейсин	P	0,2	1,7	1	[32]
Байя-Шейл	B	0,1	1,1	1	[28]
Лёсс	Лёсс	0,01	1,5	8	[28, 37]
Марин-Клей	MC	0,01	1,5	16	[28, 38]
Бритиш-Ривер-седимент	BR	0,00	~1,5	?	[39]
Сан-Габриель	SG	0,00	2,3	1	[28]

* См. приложение 4.

нировал от $\epsilon_{Nd}=0$ до $\epsilon_{Nd}=+10$ (среднее значение для MORB) в течение последних 3,8 млрд. лет. Для образцов с модельными возрастaми менее 3,8 млрд. лет T_{DM}^{Nd} -возрасты являются более древними, чем те, которые рассчитаны с использованием хондритовых параметров (T_{CHUR}^{Nd}).

В табл. 5.4 приведены данные о модельном возрасте, а на рис. 5.11 в координатах модельный Nd-возраст (T_{DM}^{Nd}) — стратиграфический возраст нанесены данные для многочисленных осадков и осадочных серий. Из рисунка видно, что модельный Nd-возраст обычно значительно больше стратиграфического, особенно для более молодых осадков [28]. Вейцер и Янсен [15] использовали эти данные для моделирования скоростей осадочного рециклирования. О'Нионс и др. [33] отметили, что архейские и раннепротерозойские осадки имеют T_{DM}^{Nd} -возрасты, близкие к стратиграфическому; это подтверждает, что они образовались из нового корового материала, возраст которого

близок к стратиграфическому возрасту осадков. Тейлор и др. [37] исследовали изотопный состав Nd из плейстоценовых лёссовых отложений. На основе этих данных и данных по другим очень молодым осадкам [28, 38] они заключили, что скорости осадочного рециклирования в высшей степени непостоянны а современные скорости варьируют в пределах 45—90%.

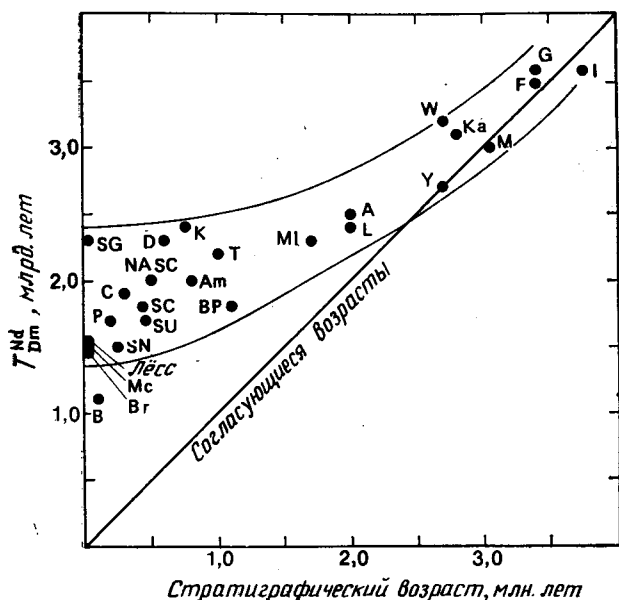


Рис. 5.11. Диаграмма Nd-модельный возраст (T_{DM}^{Nd}) — стратиграфический возраст для осадков и осадочных пород. Данные и аббревиатуры приведены в табл. 5.4. Nd-модельные возраста заметно увеличиваются по сравнению со стратиграфическими с уменьшением возраста осадочных образований. Этот тренд — результат осадочного и корового рециклирования [15]. Значительный разброс данных о модельных возрастах для любого стратиграфического возраста обусловлен различным возрастом коровых образований и вариацией скоростей рециклирования [37].

Модельные Nd-возрасты дают также некоторую информацию относительно возможных изменений в составе верхней коры в постархейское время. Из рис. 5.11 видно, что модельные T_{DM}^{Nd} -возрасты постархейских осадков изменяются в широких пределах (от 2,5 до 1,0 млрд. лет). Эти данные представляют собой средний возраст верхней коры, за счет которой образовались эти осадки. Таким образом, показанное в предыдущих разделах постоянство содержания р. з. э., Th и Sc в постархейских осадках отражает широкий возрастной диапазон их источника.

Поэтому любые добавления вещества в верхнюю кору в постархейское время не могли заметно отличаться от состава самой верхней коры.

5.5. Провинции теплового потока и постоянство состава коры

Вопрос о постоянстве валового состава коры во времени может быть также исследован на основе данных о тепловом потоке (см. разд. 2.6.5 и 3.2). Поллак в своей статье ([40], с. 187) пишет: «Провинция теплового потока определяется как территория, в пределах которой тепловой поток и генерация тепла линейно связаны. Каждая такая провинция имеет харак-

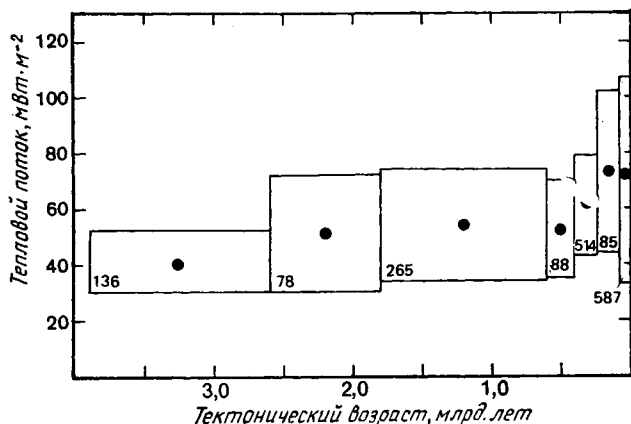


Рис. 5.12. Диаграмма континентальный тепловой поток — возраст последнего тектонотермального события ([42], с изменениями). Прямоугольники представляют собой рассматриваемый возрастной интервал и стандартное отклонение величины теплового потока. В каждом прямоугольнике показано число измерений для этой выборки. Более высокие значения для молодых регионов отражают влияние орогенических процессов; установлена небольшая разница в значениях для интервала средний палеозой — начало протерозоя. Значения для архея заметно ниже, что указывает на более низкие содержания генерирующих тепло элементов.

терную величину приведенного теплового потока». Данные для 17 известных провинций теплового потока приведены в табл. 5.5 [41]. На рис. 5.12 представлены данные в координатах возраст последнего тектонотермального события — тепловой поток [42]. Высокие значения для более молодых регионов отражают влияние орогенных процессов. Наблюдается небольшая разница между средним палеозоем и основанием протерозоя. Мы интерпретируем это наблюдение как свидетельство отсутствия в

Таблица 5.5. Тепловой поток и генерация тепла для различных провинций теплового потока ([4, 22], с изменениями)

Провинция	Возраст последнего тектонотермального события	q_s	q^*	q_A	b
Сьюпириор	Архей	—	28 ± 1	—	13,6
Украина	»	37 ± 8	25 ± 2	12	7,1
Западная Австралия	»	39 ± 8	26 ± 8	13	4,5
Индийский щит	»	49 ± 8	33 ± 1	16	7,5
Балтийский щит	Архей — протерозой	36 ± 8	22 ± 6	14	8,5
Центральная Австралия	Протерозой	83 ± 21	27 ± 6	56	11,1
Восток США	»	57 ± 17	33 ± 4	24	7,5
Бразильский береговой щит	»	56 ± 15	28 ± 7	28	13,1
Индийский щит	»	71 ± 11	38 ± 2	33	14,8
Нигер	»	20 ± 8	11 ± 8	9	(7,5)
Замбия	»	67 ± 7	40 ± 6	27	(7,5)
ЮВ Аппалачи	Палеозой	49 ± 11	28 ± 11	21	7,2
Англия и Уэльс	»	59 ± 23	23 ± 2	36	16,0
Индийский щит	Кайнозой — мезозой	71 ± 11	38 ± 2	33	14,8
Замбия	То же	67 ± 7	40 ± 6	27	(7,5)
Бейсин-энд-Рейндж	Кайнозой	92 ± 33	69 ± 34	23	(10,0)
Сьерра-Невада	»	37 ± 13	18 ± 3	19	10,1
Богемский массив	»	73 ± 18	44 ± 1	29	3,8
Восточная Австралия	»	72 ± 27	57 ± 22	15	(11,1)

Возраст, указанный для каждой провинции, — это возраст последнего тектонотермального события. q_s — поверхностный тепловой поток ($\text{мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) $\pm$ стандартное отклонение; q^* — приведенный тепловой поток ($\text{мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) $\pm$ ошибка; q_A — оценка генерации тепла в коре ($\text{мВт} \cdot \text{м}^{-2}$), рассчитанная следующим образом: $q_A = q_s - q^*$; b — глубинный параметр генерации тепла в верхней коре (см. разд. 2.6.5); предположительные значения заключены в скобки.

рассматриваемый период существенных изменений в содержании K, U и Th. Значительное снижение (до $14 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) генерации тепла в коре установлено для архейских образований, что интерпретируется нами как указание на более низкие содержания K, U и Th в архейской коре (см. гл. 6).

Постоянство теплового потока в период от среднего палеозоя до начала протерозоя противоречит представлению о том, что основной причиной снижения общего теплового потока является эрозия самых верхних слоев, богатых K, U и Th [43]. Действительно, эрозия и удаление вещества гранитного слоя будут уменьшать общий тепловой поток, однако эффект этот в деталях весьма сложен. Представляется, что более важным фак-

тором является уменьшение доли тектонотермального тепла. Значительная часть K, U и Th может сохраниться в осадках. Хотя сама толща осадков может уменьшить тепловой поток близ поверхности, но привнос в них радиоактивных элементов приведет к увеличению теплового потока.

Уотсон [44] сделал одно очень важное наблюдение: глубина эрозии протерозойских комплексов в общем не больше глубины каледонских. Таким образом, любое влияние на тепловой поток эрозии, происходящей в период орогенных движений, длящихся несколько сот миллионов лет, имеет то же временное постоянство, что и тектонотермальное остывание. В этом контексте разница между архейскими и протерозойскими провинциями связана в основном не с эрозией, а скорее с их значительными вещественными различиями.

5.6. Резюме

1. Не отмечено долговременных изменений в химическом составе осадочных пород (например, в содержании главных породообразующих элементов, р. з. э., Th, Sc), которые могли бы быть связаны с изменениями в составе верхней коры в постархейское время. Это постоянство состава осадков особенно показательно для отношений сильно несовместимых к совместимым микроэлементам (Th/Sc, La/Sc, легкие/тяжелые р. з. э.).

2. Эффективность осадочного рециклирования в настоящее время составляет в среднем 65%. Этот процесс буферизует реакцию состава осадков на изменения в верхней коре, в связи с чем второстепенные изменения в составе верхней коры трудноуловимы.

3. Постоянство состава верхней коры в постархейское время показывает, что любые добавления вещества в верхнюю кору по составу, вероятно, не отличались от самой коры в пределах буферизирующей способности осадочного рециклирования.

4. Состав архейских осадочных пород, напротив, отличался от состава постархейских, что обусловлено различным составом вскрытой части коры. Мы считаем, что валовой состав вскрытой архейской коры был менее дифференцированным и более фемическим.

5. Тепловой поток в период средний палеозой — ранний протерозой не изменялся, что указывает на неизменность содержания K, Th и U в коре в это время.

6. Тепловой поток в архейских провинциях был значительно ниже, чем в их постархейских аналогах. Это наблюдение трудно связать с эффектом эрозии и, по всей вероятности, объясняется низким содержанием K, Th и U в коре архея.

ЛИТЕРАТУРА

1. Garrels R. M., Mackenzie F. T. (1971) Evolution of Sedimentary Rocks. Norton.
2. Veizer J. (1984) Recycling on the evolving earth: geochemical record in sediments. Proc. IGC, 11, 325.
3. Daly R. A. (1909) First calcareous fossils and the evolution of the limestones. GSA Bull., 20, 153.
4. Nanz R. H. (1953) Chemical composition of Precambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites. J. Geol., 61, 51.
5. Ronov A. B. (1964) Common tendencies in the chemical evolution of the earth's crust. Geochem. Int., 1, 713; (1968) Probable changes in the composition of sea water during the course of geological time. Sedimentology, 10, 25; (1972) Evolution of rock composition and geochemical processes in the sedimentary shell of the Earth. Sedimentology, 19, 157; Ronov A. B. et al. (1974) Regularities of rare-earth element distribution in the sedimentary shell and in the crust of the earth. Sedimentology, 21, 171; (1977) Regional metamorphism and sediment composition evolution. Geochem. Int., 12, 90.
6. Ronov A. B., Migdisov A. A. (1971) Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian and North American platform. Sedimentology, 16, 137.
7. Veizer J. (1973) Sedimentation in geologic history: recycling with evolution. CMP, 38, 261; (1976) Evolution of ores of sedimentary affiliation through geologic history: relations to the general tendencies in evolution of the crust, hydrosphere, atmosphere and biosphere. In: Wolf K. H. (ed.), Handbook of Strata-bound and Strata-form Ore Deposits. Vol. 3. Elsevier; (1978) Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks, II. Fe, Mn, Mg, Si and minor constituents. PCR, 6, 381; Veizer J., Garrett D. E. (1978) Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks, I. Alkali metals. PCR, 6, 367.
8. Reimer T. (1972) The evolution of the rubidium and strontium content of shales. N. Jb. Miner. Abh., 116, 167.
9. Garrels R. M., Mackenzie F. T. (1974) Chemical history of the oceans deduced from post-depositional changes in sedimentary rocks. SEPM Spec. Pub., 20, 193.
10. В этой связи интересно напомнить, что в более поздней статье (Cameron E. M., Garrels R. M. (1980) Geochemical compositions of some Precambrian shales from the Canadian Shield. Chem. Geol., 28, 181) отмечались значительные вариации (в 2—10 раз) содержаний главных элементов в протерозойских сланцах различных серий Канадского щита.
11. Veizer J. (1979) Secular variations in chemical composition of sediments: a review. PCE, 11, 269.
12. Schwab F. L. (1972) Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian and North American platforms — a discussion. Sedimentology, 19, 299.
13. Engel A. E. J. et al. (1974) Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view. GSA Bull., 85, 843.
14. Veizer J., устное сообщение.
15. Veizer J., Jansen S. L. (1979) Basement and sedimentary recycling and continental evolution. J. Geol., 87, 341.
16. Schwab F. L. (1978) Secular trends in the composition of sedimentary rock assemblages — Archean through Phanerozoic time. Geology, 6, 532.
17. McLennan S. M. (1982) On the geochemical evolution of sedimentary rocks. Chem. Geol., 37, 335.
18. Minami E. (1935) Gehalte an seltenen Erden in europäischen und japanischen Tonschiefern. Nach. Gess. Wiss. Goettingen, 2, Math-Physik Kl. IV, 1, 155.
19. Haskin L. A., Gehl M. A. (1962) The rare-earth distribution in sediments. JGR, 67, 2537; Haskin M. A., Haskin L. A. (1966) Rare earths in European

- shales: a redetermination. *Science*, **154**, 507; *Haskin L. A. et al.* (1966) Rare earths in sediments. *JGR*, **71**, 6091; *Wildeman T. R., Haskin L. A.* (1965) Rare earth elements in ocean sediments. *JGR*, **70**, 2905; (1973) Rare earths in Precambrian sediments. *GCA*, **37**, 419.
20. *Nance W. B., Taylor S. R.* (1976) Rare earth element patterns and crustal evolution—I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *GCA*, **40**, 1539; (1977) Rare earth element patterns and crustal evolution—II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. *GCA*, **41**, 225.
 21. *Nathan S.* (1976) Geochemistry of the Greenland Group (Early Ordovician) New Zealand. *NZJGG*, **19**, 683; *Bavinton O. A., Taylor S. R.* (1980) Rare earth element geochemistry of Archean metasedimentary rocks from Kambalda, Western Australia. *GCA*, **44**, 639; *McLennan S. M.* (1981) Trace Element Geochemistry of Sedimentary Rocks: Implications for the Composition and Evolution of the Continental Crust. Ph. D. Thesis, Australian National University; *McLennan S. M. et al.* (1983) Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *GCA*, **47**, 1211; (1983) Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups. *PCR*, **22**, 93; *McLennan S. M., Taylor S. R.* (1980) Rare earth elements in sedimentary rocks, granites and uranium deposits of the Pine Creek Geosyncline. In: *Ferguson J., Goleby A. S.* (eds.), *Uranium in granites and uranium deposits of the Pine Creek Geosyncline*. IAEA, 175.
 22. *McLennan S. M. et al.* (1979) Rare earth elements in Huronian (Lower Proterozoic) sedimentary rocks: composition and evolution of the post-Kenoran upper crust. *GCA*, **43**, 375; (1984) Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from West Greenland. *GCA*, **48**, 1; *Jenner G. A. et al.* (1981) Geochemistry of the Archean Yellowknife Supergroup. *GCA*, **45**, 1111.
 23. Данные взяты из табл. 5.2. Квадраты представляют рассматриваемый интервал времени при 95%-ном уровне значимости.
 24. *McLennan S. M., Taylor S. R.* (1980) Th and U in sedimentary rocks: evolution and sedimentary recycling. *Nature*, **285**, 621.
 25. *Dacey M. F., Lerman A.* (1983) Sediment growth and aging as Markov Chains. *J. Geol.*, **91**, 573.
 26. *Gregor C. B.* (1985) The mass-age distribution of Phanerozoic sediments. In: *Snelling N. H.* (ed.), *The Chronology of the Geological Record*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*
 27. *Ронов А. Б.* (1980) Осадочная оболочка Земли. — М.: Наука.
 28. *McCulloch M. T., Wasserburg G. J.* (1978) Sm—Nd and Rb—Sr chronology of continental crust formation. *Science*, **200**, 1003.
 29. *DePaolo D. J.* (1981) Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**, 193.
 30. *Hamilton P. J. et al.* (1983) Sm—Nd studies of Archean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *EPSL*, **62**, 263.
 31. *Miller R. G., O'Nions R. K.* (1983) The provenance of Precambrian clastic and chemical sediments (abst.). 2nd European Un. Geosci. Mtg., Strasbourg, 131.
 32. *Allègre C. J., Rousseau D.* (1984) The growth of the continent through geological time studies by Nd isotopic analysis of shales. *EPSL*, **67**, 19.
 33. *O'Nions R. K. et al.* (1983) A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. *EPSL*, **63**, 229.
 34. *Frost C. D., O'Nions R. K.* (1983) Nd-isotopic study of a major Proterozoic sedimentary succession (abst.). 2nd European Un. Geosci. Mtg., Strasbourg, 130.
 35. *Hawkesworth C. J. et al.* (1981) Old model Nd ages in Namibian Pan-African rocks. *Nature*, **289**, 278.

36. De Paolo D. J. (1981) A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *JGR*, **86**, 10470.
37. Taylor S. R. et al. (1983) Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *GCA*, **47**, 1897.
38. Goldstein S. L., O'Nions R. K. (1981) Nd and Sr isotopic relationships in pelagic clays and ferromanganese deposits. *Nature*, **292**, 324.
39. Thoni M. et al. (1983) Nd-isotopic study of British river sediments and particulates from the W. Atlantic (abst.). 2nd European Un. Geosci. Mtg., Strasbourg, 132.
40. Pollack H. N. (1980) The heat flow from the Earth: a review. In: Davies P. A., Runcorn S. K. (eds), *Mechanisms of Continental Drift and Plate Tectonics*. Academic Press. 183.
41. Vitorello I., Pollack H. N. (1980) On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *JGR*, **85**, 983.
42. Morgan P. (1984) The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. *PCE*, **15** (в печати).
43. England P. C., Richardson S. W. (1980) Erosion and the age dependence of continental heat flow. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **62**, 421.
44. Watson J. V. (1976) Vertical movements in Proterozoic structural provinces. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A280**, 629.

ГРАУВАККИ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

6.1. Граувакки и верхняя кора

Отчетливое различие составов архейских и постархейских тонкозернистых осадочных пород, отмеченное в предыдущей главе, указывает на различия в составе верхней коры этих двух эр. Данные о содержании микроэлементов в постархейских образованиях получены по осадочным породам различного состава, находящимся в разных тектонических обстановках, а данные для архейских пород — на основе изучения тонкозернистой фракции граувакк-аргиллитовых турбидитных [1] серий (см. гл. 7). Последние составляют большую часть архейских осадочных толщ. В этой связи возникает ряд вопросов. Отражает ли состав молодых граувакк-аргиллитовых турбидитов состав верхней коры для ключевых микроэлементов (например, р.з.э., Th, Sc)? Сопоставимы ли архейские и более молодые граувакки? Может ли опробование обломочных осадочных архейских пород дать представительную информацию о составе архейской верхней коры? В этой главе мы рассмотрим петрографию и геохимию фанерозойских граувакк и современных глубокоководных песков (современные аналоги граувакк) и сравним их с архейскими граувакками. Наибольшее внимание при этом будет уделено грауваккам, а не аргиллитам, поскольку петрографически песчаники дают больше информации об источнике и условиях их образования.

В ранних работах по грауваккам архея внимание акцентировалось на сходстве их минерального и химического состава с соответствующими характеристиками типичных фанерозойских граувакк-сланцевых турбидитов [2—4]. Однако наше понимание фанерозойских граувакк и современных глубокоководных песков значительно продвинулось за последнее десятилетие. Состав этих образований чрезвычайно изменчив и может быть связан с тектоническими условиями отложения (например, [5—9]). Следовательно, сейчас неуместно сравнивать архейские граувакки со «средними» фанерозойскими граувакками, что подтверждается более детальными сравнениями [10].

6.2. Глубоководные пески

Теория тектоники плит в сочетании с данными о глубоководных осадках вызвала большой интерес к вопросу о зависимости состава песков от тектонической обстановки. Совершенно очевидно, что глубоководные песчано-иловые отложения турбидитных потоков являются современными аналогами древних граувакк-сланцевых турбидитов [5]. Одним из первых открытий было подтверждение предположения, что матрикс граувакк представляет собой вторичное явление (например, [5, 11]). Более поздними исследованиями [9] установлено, что высокие концентрации натрия в древних граувакках не связаны с вторичными диагенетическими процессами.

6.2.1. Тектонические обстановки. Обстановки современного осадконакопления могут быть классифицированы в соответствии с концепцией тектоники плит (например, [12]). Последние данные в обобщенном виде приведены в табл. 6.1 [9].

Принципиальное различие может быть сделано между обстановками пассивных и активных континентальных окраин. Первые связаны с континентальным рифтообразованием. Обстановки активных окраин более сложные и могут быть подразделены на различные категории, включающие зоны столкновения, обстановки сдвига и зоны субдукции (островные и континентальные дуги). Древние отложения в целом не могут рассматриваться в такой дробной классификационной схеме, и для них разработаны более упрощенные варианты; некоторые из них рассматриваются ниже.

6.2.2. Петрография. Современные глубоководные пески характеризуются различным петрографическим составом, что обусловлено тектонической обстановкой их образования (например, [8]). В табл. 6.2 приведена зависимость петрографических особенностей современных глубоководных песков от различных тектонических условий [13]. Наиболее используемыми параметрами являются содержание кварца (Q) и отношение плагиоклаза к суммарному полевому шпату (P/F). Пески, отложенные в бассейнах пассивных окраин, содержат более 50% кварца, а отношение в них P/F меньше 0,4. Пески, отложенные в бассейнах передовых дуг, обычно содержат менее 10% кварца и имеют отношение P/F около 0,9. Осадки тыловодужных бассейнов и бассейнов фронтального края плит (горизонтально-смещенные окраины, континентальные дуги) имеют промежуточные значения, хотя вторые отличаются от первых меньшим содержанием обломков вулканических пород [8].

6.2.3. Петрохимия. В табл. 6.3 [9] приведены средние составы глубоководных песков для различных тектонических обстановок. Рассмотрены также залегающие между пластами песков

Т а б л и ц а 6.1. Классификация обстановок осадкообразования с позиции тектоники плит [9]

I. Пассивные или связанные со спредингом

- А. Внутрикратонные рифты — аллювиальные конусы выноса и озера (например, Восточная Африка)
- Б. Рифты с незавершенным развитием (авлакогены) — мощные толщи осадков от глубоководных морских конусов выноса до речных (например, синклиналь Беню)
- В. Межконтинентальные рифты
 - 1) Ранние — эвапориты и обломочные толщи (например, Красное море)
 - 2) Поздние (тыльный край плиты — ранние осадки вдоль окраин, перекрытые шельфовыми или дельтовыми отложениями, переходящие в океаническую кору, перекрытую турбидитами и, в конце концов, пелагическими осадками (например, Атлантический океан)

II. Активные

- А. Связанные со столкновением континентов
 - 1) Остаточный океанический бассейн — мощные турбидиты конусов выноса, смятые в складки при столкновении континентов (например, Бенгальский залив)
 - 2) Позднеорогенный бассейн — в основном речные и другие континентальные и мелководные морские отложения (например, Субгималаи)
- Б. Периферический прибрежный бассейн — то же, что в (2), образуются на субдуцированной плите
- В. Связанные с ударно-скользящим сдвигом — мощные глубоководные до речных осадки в небольших бассейнах (например, Калифорния)
- Г. Связанные с субдукцией
 - 1) Континентальные краевые магматические дуги (например, Анды)
 - а) Передовая дуга (фронтальный край плиты) — турбидиты и речные отложения
 - б) Тыловая дуга (сиалическая тыловая дуга, обратная дуга) — мощные в основном континентальные отложения
 - 2) Внутриокеанические дуги (например, Японские и Алеутские острова)
 - а) Передовая дуга — маломощные турбидиты плюс пелагические отложения
 - б) Тыловая дуга — обломочные отложения вблизи дуги, переходящие в пелагические и, возможно, снова в терригенные обломочные у континентальной окраины.

илы, состав которых представлен в табл. 6.4. В песках наиболее отличительными петрохимическими параметрами являются отношение K_2O/Na_2O и сумма FeO и MgO [9]. В песках бассейнов фронтального края $(FeO + MgO) < 5\%$, а отношение $K_2O/Na_2O \geq 1,0$. Пески передовых дуг имеют $(FeO + MgO) > 8\%$, а $K_2O/Na_2O < 0,5$. Для песков тыловодужных бассейнов и бассейнов фронтального края характерны промежуточные значения, отвечающие их петрографическому составу. Для илов единственным параметром является отношение K_2O/Na_2O . Оно почти всегда

Таблица 6.2. Петрографические характеристики современных глубоководных песков [8]

Коэффициент	1	2	3	4	5
Q	2	13	12	20	56
F	12	30	43	39	24
R	86	57	45	41	20
P/F	0,90	0,64	0,72	0,58	0,31

1 — бассейн передовой дуги (9 образцов), например северная часть Тихого океана; 2 — бассейн тыловой дуги (27 образцов), например Берингово море; 3 — фронтальный край плиты с субдукцией (8 образцов), например Тихий океан, Южная Америка; 4 — фронтальный край плиты без субдукции (удар — скольжение) (7 образцов), например Тихий океан, Калифорния; 5 — тыльный край плиты (29 образцов), например Атлантический океан.

Таблица 6.3. Средний химический состав современных глубоководных морских песков [9]

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	61,5	68,8	69,5	67,8	77,9
Al ₂ O ₃	15,2	14,4	14,1	15,6	9,8
FeO	6,9	4,0	3,5	3,3	2,6
MgO	3,8	2,4	1,9	2,3	1,3
CaO	6,7	4,4	4,4	3,6	4,1
Na ₂ O	3,8	3,6	3,6	3,9	1,9
K ₂ O	1,4	2,0	2,6	2,9	2,0
Σ	99,3	99,6	99,6	99,4	99,6
K ₂ O/Na ₂ O	0,37	0,56	0,72	0,74	1,05
FeO+MgO	10,7	6,4	5,4	5,6	3,9

1 — бассейн передовой дуги; 2 — бассейн тыловой дуги; 3 — фронтальный край плиты с субдукцией; 4 — фронтальный край плиты без субдукции (горизонтальное смещение); 5 — тыльный край плиты.

больше 1,0 для илов бассейнов фронтального края, а для других тектонических обстановок меньше или равно 1,0.

6.2.4. Микроэлементы. Данные о микроэлементах, особенно р.з.э., весьма скудны, и это представляет главный пробел в понимании геохимии осадочного процесса. В табл. 6.5 приведены данные о р.з.э. для трех глубоководных образцов осадков, взятых из турбидитов. На рис. 6.1 они изображены в виде кривых, нормализованных по хондриту. Бассейн Вудларк — сложный район, однако данные (неопубликованные) показывают, что эти вулканокласты, вероятно, из бассейна передовой дуги. Образец из канала Каскадия, западная часть США [14], был описан как

Таблица 6.4. Средний химический состав илов, ассоциирующихся с современными глубоководными песками [9]

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	68,9	68,0	66,1	65,8	65,9
Al ₂ O ₃	12,1	14,9	16,9	14,4	13,7
FeO	6,5	5,8	5,8	6,1	4,8
MgO	3,0	3,1	3,2	3,4	2,8
CaO	4,9	2,8	3,0	4,9	8,2
Na ₂ O	2,6	2,5	2,4	2,7	1,5
K ₂ O	1,5	2,3	2,5	2,0	2,6
Σ	99,5	99,4	99,9	99,3	99,5
K ₂ O/Na ₂ O	0,58	0,92	1,0	0,74	1,7
FeO+MgO	9,5	8,9	9,0	9,5	7,6

1 — бассейн передовой дуги; 2 — бассейн тыловой дуги; 3 — фронтальный край плиты с субдукцией; 4 — фронтальный край плиты без субдукции (горизонтальное смещение); 5 — тыльный край плиты.

Таблица 6.5. Содержание р. з. э. в современных глубоководных турбидитах

Элемент	1	2	3
La	8,7	22,8	39
Ce	17,0	52,6	81
Pr	2,51	5,4	—
Nd	10,7	22,4	—
Sm	2,30	4,66	6,6
Eu	0,72	1,28	1,6
Gd	2,29	—	—
Tb	0,40	0,76	1,0
Ho	0,51	0,95	—
Er	1,40	3,14	—
Yb	1,21	2,86	3,1
Lu	—	—	0,55
Σ р. з. э.	50,5	128,0	194,3
La _N /Yb _N	4,9	5,4	8,5
Eu/Eu*	0,96	0,76	0,75

1 — бассейн передовой дуги Вудларк — ил (неопубликованные данные); 2 — фронтальный край плиты (?) — канал Каскадна [14]; 3 — тыльный край плиты — западная часть Атлантики — ил [15].

терригенный океанический осадок, образовавшийся в условиях фронтальной части континентальной окраины («протоконтинентальная дуга»).

Третий состав — среднее из трех образцов глин из турбидитных слоев в северо-западной части Атлантического океана [15]. Это образцы из обстановки тыловой части плиты. Образцы из

Атлантического океана (тыльный край) и канала Каскадия (фронтальный край) обнаруживают значительные отрицательные Eu-аномалии. Они не так велики, как для PAAS ($Eu/Eu^* = 0,75$ и $0,76$ соответственно, а для PAAS $= 0,66$). Образцы также менее фракционированы (более низкое значение La_N/Yb_N), чем PAAS. Являются ли эти различия значимыми или они отражают недостаточность опробования, покажет будущее. Образец из бассейна Вудларк отличается от других образцов

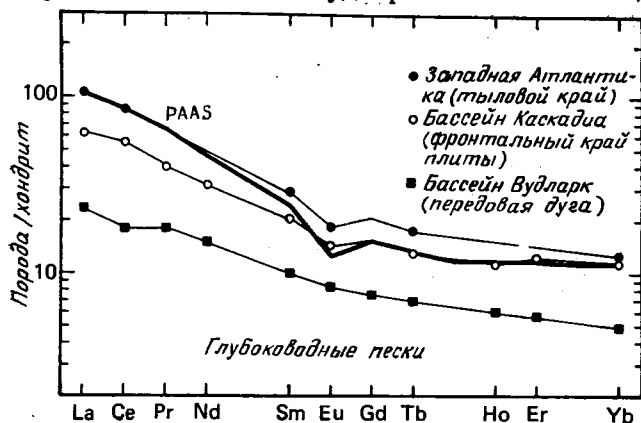


Рис. 6.1. Распределение р. з. э. в современных глубоководных осадках континентальных окраин (по данным табл. 6.5). Жирная линия — PAAS. Образцы из обстановок фронтальных и тыловых краев плит имеют распределение р. з. э., близкое к PAAS, хотя отношение Eu/Eu^* несколько выше. Образец передовой дуги (бассейн Вудларк) резко отличается от всех других более низкими суммарным содержанием р. з. э. и отношением La/Yb , а также отсутствием Eu-аномалии. Такое распределение типично для андезитового материала.

меньшим суммарным содержанием р.з.э., низким значением La_N/Yb_N и, что особенно важно, отсутствием Eu-аномалии. По этим параметрам он близок к архейским осадочным породам (см. ниже). Обстановка передовой дуги, вулканокластические структуры и спектр р.з.э. свидетельствуют о преобладающей роли андезитового материала.

6.3. Фанерозойские граувакки

Возможность интерпретации тектонических условий образования фанерозойских граувакк с позиций тектоники плит весьма проблематична, что обусловлено по крайней мере тремя причинами:

1. Недостаточностью (для сравнения) данных о современных глубоководных песках.

2. Значительным перекрытием петрографических и геохимических признаков глубоководных песков, образовавшихся в разных тектонических обстановках. Это обстоятельство имеет большое значение, так как тектонические схемы классификаций, используемые для петрографии граувакк (см. ниже), слишком упрощены.

3. Матрикс, составляющий до 15—50%, имеет в основном вторичное происхождение и формируется за счет неустойчивых обломков пород и полевых шпатов.

Для фанерозойских граувакк собран большой петрографический и геохимический материал. Данных о микроэлементах не так много, однако они достаточны для сопоставления их с данными об архейских осадочных породах с позиций тектонических условий и состава верхней коры.

6.3.1. Тектонические обстановки. Усилия, направленные на выяснение тектонических условий формирования фанерозойских турбидитных серий, привели к созданию такой же громоздкой номенклатуры, как и для осадочных пород. Первая классификация граувакк, предложенная Круком [5], имела простое трехчленное деление, предназначенное специально для граувакк, и включала как петрографические, так и петрохимические характеристики. Используя систему QFR [13], Крук [5] разделил граувакки на основе содержания SiO_2 , отношения K_2O/Na_2O и доли кварца в каркасе (Q) на богатые и бедные кварцем и с промежуточным его содержанием (табл. 6.6). Богатые кварцем граувакки образовались в условиях тыльной части (атлантический тип) континентальных окраин; граувакки с промежуточным содержанием кварца — в условиях окраин континентальных дуг (андский тип); бедные кварцем граувакки образовались в бассейнах передовых дуг островных дуг. Дальнейшие исследования подтвердили эти положения (см. [6]).

Дикинсон и др. [7, 16, 17] предложили более усложненную петрографическую схему, применимую ко всем песчаникам (в том числе и к грауваккам), основанную на коэффициентах QFL [13]. Одна из наиболее часто используемых диаграмм пред-

Таблица 6.6. Классификация граувакк [5]

	Бедные кварцем	С промежуточным содержанием кварца	Богатые кварцем
Q	<15	15—65	>65
SiO_2 (среднее), %	58	68—74	89
K_2O/Na_2O (среднее)	$\leq 1,0$	<1,0	>1,0
Тектоническая обстановка	Островные дуги	Фронтальный край плиты (с субдукцией)	Тыльный край плиты

ставлена на рис. 6.2. По этой схеме песчаники образуются в трех главных тектонических обстановках:

1. Континентальные блоки — песчаники формируются за счет внутренних и приподнятых кратонных блоков. Это обстановки пассивных окраин и plutонические пояса орогенных дуг, а также все другие континентальные обстановки.

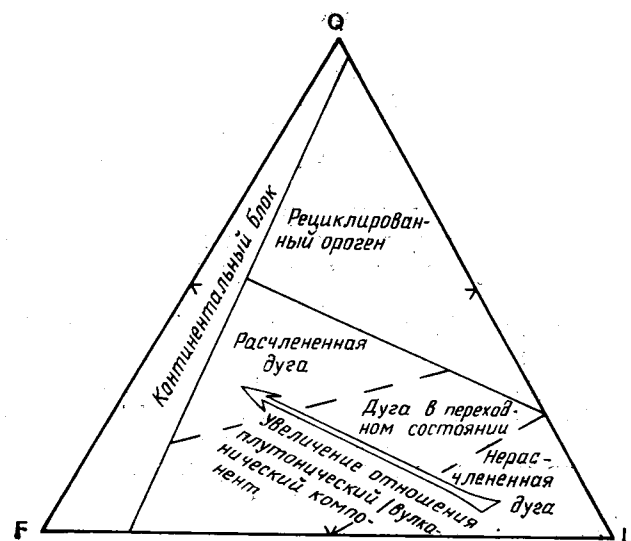


Рис. 6.2. Диаграмма QFL, показывающая предполагаемое происхождение различных петрографических типов терригенных песчаников ([17], с упрощениями).

2. Рециклированные орогены — в это подразделение входят приподнятые орогенные зоны, в которых рециклированные осадочные обломки являются доминирующим компонентом песчаников. Сюда же включены бассейны передовых дуг, примыкающие или к дугам, или к бассейнам столкновения, бассейны зон столкновения, такие, как Бенгал-Фан, и рециклированные субдуцированные комплексы.

3. Магматические дуги:

а) нерасчлененные — включают в себя вулканокластические (типично андезитовые) обломки, снесенные с активных вулканических и некоторых слабо эродированных континентальных дуг. Обстановки осадконакопления включают среди прочих желоба, бассейны передовых дуг, окраинные моря;

б) расчлененные — представляют собой более зрелые дуги, где эрозией вскрыты зоны plutонических подводящих каналов и интрузивы; пески состоят из смеси plutонического и вулканического материала. Осадконакопление происходит в бассейнах.

передовых и тыловых дуг, особенно дуг континентальных окраин;

в) переходные.

Практическое использование этой классификации нередко затрудняется из-за отсутствия необходимых деталей в петрографических описаниях.

6.3.2. Петрография. В табл. 6.7 приведены петрографические характеристики фанерозойских граувакк. Анализ этих данных позволяет выявить следующие особенности:

1) широкие вариации как в абсолютном, так и в относительном содержании кварца. Это один из главных параметров, используемый для оценки тектонических условий (см. табл. 6.6 и рис. 6.2);

2) обломки вулканических пород преобладают только в обедненных кварцем граувакках, для которых характерны основные — средние по составу разновидности (в основном андезиты);

3) отношение плагиоклаз/суммарный полевой шпат (P/F) неизменно выше ($>0,9$) в обедненных кварцем разновидностях; в остальных случаях этот параметр сильно варьирует и не может быть диагностическим для обогащенных кварцем граувакк. Заметим, что низкие отношения P/F характерны для песков современных бассейнов тылового края плиты (см. выше);

4) матрикс составляет обычно $>10\%$, а иногда его содержание достигает 50% . Происхождение матрикса в основном вторичное: он образуется при разложении полевых шпатов и обломков неустойчивых горных пород (например, [5, 11, 16]). Таким образом, анализ QFR должен приводить к завышению значений Q (см. [10] и ниже).

6.3.3. Петрохимия. Некоторые данные о фанерозойских граувакках приведены в табл. 6.8 (более обширную информацию можно найти в работе [29]). Для удобства сравнения данные пересчитаны на составы без летучих [5]. В целом эти анализы хорошо коррелируют с подразделениями Крюка [5]. Вулканогенные, обедненные кварцем граувакки группы Тарингатура (Новая Зеландия) имеют более высокие среднее содержание SiO_2 ($67,4\%$) и отношение K_2O/Na_2O ($0,54$), чем ожидалось по величине $Q=8$ (см. табл. 6.6). Это может быть обусловлено небольшой примесью обломков кислых вулканических пород [19]. Напротив, в большинстве других фанерозойских вулканогенных граувакк, которые произошли за счет материала нерасчлененных магматических дуг, преобладают обломки андезитов (см. выше). Обогащенные кварцем граувакки группы Гринленд имеют более низкое среднее содержание SiO_2 ($73,4\%$), чем ожидалось по величине $Q=80$, что связано, по-видимому, с высоким содержанием матрицы в этих образцах.

Таблица 6.7. Петрографические характеристики фанерозойских граувакк

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Кварц	0,4	1,8	6,1	9,0	—	27,6	25,0	31,9	45,8	60
Плагиоклаз	12,7	17,6	22,0	10,4	—	21,4	3,5	8,4	4,6	9
Калиевый поле- вой шпат	—	сл.	2,0	7,1	—	2,1	6,0	2,9	—	<1
Обломки пород		(2,3)*	(7,3)*			(10)*	(24,4)*			
Кислые вул- канические	—	—	11,7	1,8	—	—	—	—	—	—
Средние вул- канические	63,6	50,8	28,5	23,3	—	—	—	—	2,0	—
Гранитные	—	—	—	2,7	—	—	—	—	—	—
Осадочные и метаморфиче- ские	—	—	—	20,4	—	21	—	8,9	4,9	~10
Матрикс	20,3	8,8	11,0	21,6	(15—20)	—**	31,3	38,7	36,7	~20
Другие	3,0	18,7	11,4	3,8	—	17,9	9,8	7,4	6,0	—
Зерна каркаса										
Q	0,5	2,5	8	12	30	34	42	61	80	75
F	16,5	24,3	31	23	44	29	16	22	8	12
R	83,0	73,2	61	65	26	37	42	17	12	12
P/F	1,0	1,0	0,92	0,59	—	0,91	0,37	0,74	1,0	>9,0

* Недифференцированные обломки пород. ** Нет данных о матриксе. р — среднее из 31 анализа вулканогенных, бедных кварцем граувакк, формация Балдуин (девон), Австралия [18]; 2 — среднее из 11 анализов бедных кварцем граувакк, группа Норт-Рейндж (триас), Новая Зеландия [19]; 3 — среднее из 9 анализов бедных кварцем граувакк, группа Тарингатура (триас), Новая Зеландия [19]; 4 — среднее из 7 анализов бедных кварцем граувакк, формация Газелл (силур), США [20]; 5 — среднее из 17 серий (203 образца) граувакк с промежуточным содержанием кварца, Францисканская формация (юра — мел), США [21]; 6 — среднее из 88 анализов граувакк с промежуточным содержанием кварца, горы Гарц (девон — карбон), ГДР, ФРГ [22]; 7 — среднее из 119 анализов граувакк с промежуточным содержанием кварца, граувакка Ренселар, США [23]; 8 — среднее из 5 анализов субграувакк с промежуточным содержанием кварца, формация Дюзел (ордовик), США [20]; 9 — среднее из 12 анализов богатых кварцем граувакк, группа Гринленд (ордовик), Новая Зеландия [24]; 10 — среднее из 14 анализов богатых кварцем граувакк Мем-Тор-Бедс (карбон), Англия [25, 26].

Химизм рассмотренных образцов в целом сопоставим с химизмом современных глубоководных песков, однако имеются некоторые различия. Обедненные кварцем граувакки характеризуются более низким содержанием SiO_2 и отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и более высокой суммой FeO и MgO , нежели современные пески из бассейнов передовых дуг. Исключением снова является группа Тарингатура; различие в составе этих пород обусловлено присутствием обломков кислых вулканических пород. Обогащенные кварцем граувакки, напротив, имеют высокие содержание SiO_2 и отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, рассчитанное для песков современных бассейнов тылового края плит. Однако сумма FeO и MgO , которая в основном ниже (но изменяется) в песках современных бассейнов тылового края (см. табл. 6.3), весьма непостоянна и перекрывает значения разновидностей с промежуточным

Таблица 6.8. Средний химический состав фанерозойских граувакк

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	57,6	57,8	58,9	67,4	61,8	70,1	72,9	73,1	73,7	73,4	78,8
TiO ₂	1,2	1,1	1,7	1,3	1,0	0,5	0,5	0,7	0,5	0,6	0,6
Al ₂ O ₃	16,5	16,6	16,6	15,8	15,4	14,0	14,5	13,0	9,8	13,3	11,5
FeO	9,3	8,0	8,5	3,6	9,5	4,2	4,3	4,6	2,8	4,6	5,0
MgO	3,9	4,9	3,2	1,1	—	2,3	1,8	1,6	—	2,6	1,1
CaO	5,3	5,2	4,3	2,5	3,8	2,5	1,1	1,7	5,0	0,8	0,7
Na ₂ O	5,0	4,2	4,4	4,8	3,6	3,7	2,9	2,9	1,7	1,7	1,1
K ₂ O	0,7	1,8	1,3	2,6	1,1	1,8	1,5	2,3	1,4	2,8	0,9
Σ	99,5	99,6	98,9	99,1	96,2	99,1	99,5	99,9	94,9	99,8	99,7
K ₂ O/Na ₂ O	0,14	0,43	0,30	0,54	0,31	0,49	0,52	0,79	0,82	1,65	0,82
FeO+MgO	13,2	12,9	11,7	4,7	—	6,5	6,1	6,2	—	7,2	6,6

1 — среднее из 10 анализов вулканогенных бедных кварцем граувакк, формация Балдуин (девон), Австралия [18]; 2 — среднее из 29 анализов вулканогенных бедных кварцем граувакк, район Гоцеано (герцинские), Сардиния [27]; 3 — среднее из 7 анализов граувакк, группа Норт-Рейндж (триас), Новая Зеландия [19]; 4 — среднее из 9 анализов бедных кварцем граувакк, группа Тарингатура (триас), Новая Зеландия [19]; 5 — среднее из 9 анализов граувакк, формация Газелл (силур), США [20]; 6 — среднее из 21 анализа граувакк с промежуточным содержанием кварца, Францисканская формация (юра — мел), США [21]; 7 — среднее из 25 анализов граувакк, горы Гарц (девон — карбон), ГДР, ФРГ [22]; 8 — среднее из 119 анализов граувакк с промежуточным содержанием кварца, граувакка Ренселлар, США [23]; 9 — среднее из 7 анализов субграувакк, формация Дюзел (ордовик), США [20]; 10 — среднее из 6 анализов граувакк, группа Гринленд (ордовик), Новая Зеландия [28]; 11 — среднее из 14 анализов богатых кварцем граувакк Мем-Тор-Бедс (карбон), Англия [26].

содержанием кварца. Последние относятся Круком [5] к окраинам андского типа и характеризуются промежуточными, но сильно варьирующими значениями SiO₂ и K₂O/Na₂O. Их нельзя отличить по составу от пород тыловых дуг или тылового края плит.

6.3.4. Микроэлементы. Данных о микроэлементах, в том числе и о р.з.э., для фанерозойских граувакк-сланцевых серий немного. Они получены в основном для пород Австралии и Новой Зеландии [28, 31, 32; см. также [20], но охватывают все разновидности по химическому и минеральному составу. Представительные анализы различных граувакк приведены в табл. 6.9, где они подразделены в соответствии с принятым выше делением на разновидности, обедненные и обогащенные кварцем и с промежуточным его содержанием.

Обедненные кварцем граувакки девонской формации Балдуин геосинклинали Тамуэрт, Австралия, являются вулканогенными (андезиты). Они образовались в условиях передовой дуги и сложены материалом нерасчлененной магматической дуги [18, 31]. Спектры р.з.э. этих пород показаны на рис. 6.3, где они сравниваются со спектром постархейского среднего австралийского сланца (PAAS). Для образцов характерны низкие суммы р.з.э. и отношение La_N/Yb_N по сравнению с PAAS. Один образец

Таблица 6.9. Химический состав фанерозойских граувакк

Компонент	Бедные кварцем		С промежуточным содержанием кварца			Богатые кварцем	
	M277	M285	P40136	МК64	T82/324	P39803	МК97
SiO ₂	56,35	60,78	71,08	62,28	67,5	75,65	81,13
TiO ₂	1,39	0,82	0,71	1,00	0,62	0,77	0,62
Al ₂ O ₃	16,19	17,51	14,59	12,95	16,67	12,08	10,01
FeO	11,22	6,17	4,70	6,94	4,94	4,19	2,76
MnO	0,19	0,11	—	0,21	0,13	—	0,03
MgO	4,06	2,46	2,57	2,22	2,31	2,29	1,44
CaO	5,22	5,22	0,86	4,50	2,27	0,32	0,26
Na ₂ O	4,59	5,74	1,34	2,96	3,41	2,05	1,69
K ₂ O	0,55	0,74	3,99	0,83	1,91	2,57	1,93
P ₂ O ₅	0,24	0,15	0,15	0,12	0,17	0,18	0,14
Σ	100,0	100,0	99,99	100,01	99,93	100,01	100,01
п. п. п.	3,50	2,83	3,00	6,10	—	3,00	1,85
Cs	0,41	0,80	5,4	—	4,0	4,2	—
Ba	85	100	588	150	416	346	400
Rb	—	8,5	165	36	—	121	91
Sr	190	266	75	222	—	52	44
Pb	—	4,7	—	13	5,2	—	16
La	10	6,8	35,5	25	25,1	35,8	43
Ce	18	15	80,7	53	53,6	69,1	83
Pr	2,2	2,0	—	5,8	6,81	—	12
Nd	10	8,2	—	22	25,9	45	42
Sm	2,8	2,2	5,33	4,5	4,82	8,09	7,1
Eu	0,97	1,1	1,11	0,9	1,04	1,31	1,0
Gd	3,4	2,6	—	3,5	3,74	—	5,6
Tb	0,52	0,39	0,65	0,6	0,59	0,64	0,88
Dy	3,1	2,7	—	3,6	3,46	—	4,7
Ho	0,79	0,59	—	0,8	0,64	—	1,0
Fr	2,2	1,9	—	2,2	1,72	—	2,9
Yb	2,3	1,8	1,62	2,0	1,68	2,85	2,9
Lu	—	—	0,34	—	—	0,48	—
р. з. э.	56	45	176	124	130	186	207
La _N /Yb _N	2,9	2,6	14,8	8,4	10,1	8,5	10,0
Eu/Eu*	0,96	1,41	0,70	0,69	0,75	0,63	0,48
Y	19	15	—	22	21	—	32
Th	0,88	1,4	16,1	6,96	7,8	12,8	16,4
U	0,32	0,84	—	1,33	1,81	3,0	3,42
Zr	105	68	112	175	140	—	384
Hf	1,8	1,2	2,6	3,8	3,8	6,2	10,1
Nb	—	0,8	—	10	10,3	—	11
Th/U	2,8	1,7	—	5,2	4,3	4,3	4,8
La/Th	11,4	4,9	2,2	3,6	3,2	2,8	2,6
Cr	31	36	90	109	40	63	51
V	350	150	—	172	114	—	57
Sc ^{IV}	37	25	16,3	25	15	10,1	10
Ni	14	13	—	20	19	—	19
Co	31	17	13,3	11	10	10,5	13
Cu	190	35	—	9	31	—	11
Zn	—	—	—	95	—	—	53
Ga	23	20	—	15	19	—	13

Продолжение таблицы 6.9

Компонент	Бедные кварцем		С промежуточным содержанием кварца			Богатые кварцем	
	M277	M285	P40136	MK64	T82/324	P39803	MK97
La/Sc	0,27	0,27	2,2	1,0	1,7	3,5	4,3
Th/Sc	0,02	0,06	0,99	0,28	0,52	1,3	1,6
B	18	22	—	—	—	—	—

M277, M285 — формация Балдуин (девон), Австралия ([31], неопубликованные данные), вероятно, возникла в передовом бассейне островной дуги; P40136 — группа Робертсон-Бей (поздний протерозой — кембрий), Антарктида [28], вероятно, формировалась в пределах континентальной дуги; MK64 — формация Уотербиш, муьда Хилл-Энд (верхний силур — нижний девон), Австралия [32], вероятно, образовалась в пределах континентальной дуги; T82/324 — группа Торлесс, триас, Рутанива-Дам, Охау-Ривер, Новая Зеландия, S.34-7764 (неопубликованные данные); P39803 — группа Гринленд (ордовик), Новая Зеландия [28], образовалась в результате рециклирования; MK97 — синклиналь Бендига (ордовик), Австралия [32], вероятно, формировалась в пределах пассивного окраинного бассейна.

не имеет Eu-аномалии, а другой обогащен Eu, что связано с содержанием плагиноклаза [31]. Эти образцы характеризуются также низким отношением Th/U и в целом низкими концентра-

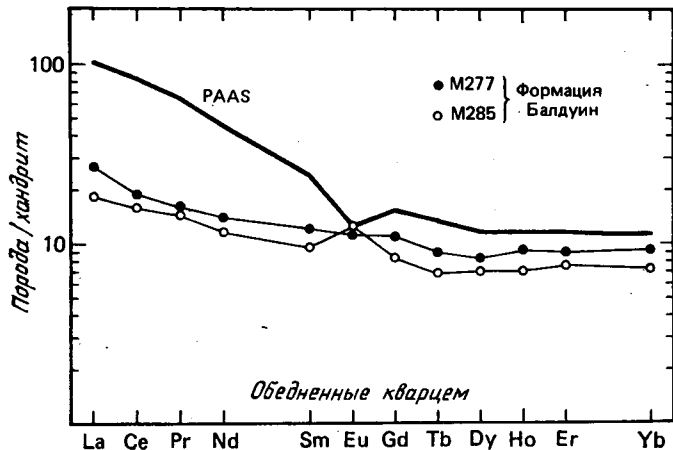


рис. 6.3. Распределение р. з. э. в обедненных кварцем граувакках девонской формации Балдуин (по данным табл. 6.9). Для сравнения приведен спектр PAAS (жирная линия). Граувакки характеризуются более низкими суммой р. з. э. и отношением La/Yb, а также отсутствием Eu-минимума. Ясно, что источником этих осадочных пород были нормальные андезиты.

циями всех несовместимых элементов (например, Th, U, Cs, Rb, р. з. э.), выражающимися в низких Th/Sc- и La/Sc-отношениях. Все эти данные, а также содержания Cr и Ni свидетельствуют

о том, что граувакки образовались за счет андезитов в бассейне передовой дуги (см. гл. 3).

Обогащенные кварцем образцы взяты из ордовикской группы Гринленд на западе Новой Зеландии (средний состав граувакк и аргиллитов этой группы приведен в табл. 2.5) и ордовикской синклинали Бендиго, шт. Виктория, Австралия. Обогащенные кварцем граувакки типичны для бассейнов тыловых краев плит, и такие же условия предполагаются для синклинали Бендиго [32]. Тектонические условия образования группы Грин-

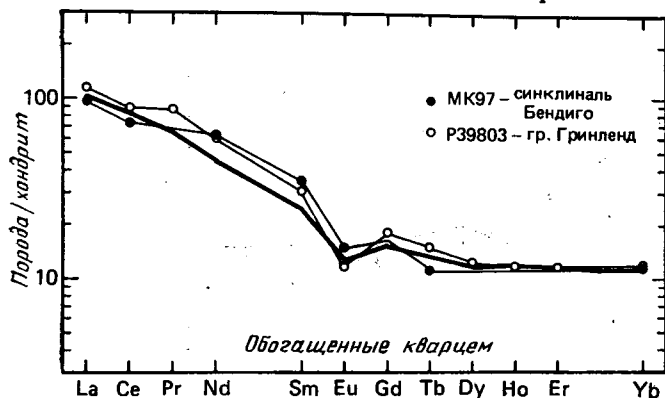


Рис. 6.4. Распределение р. з. э. в богатых кварцем граувакках Новой Зеландии и Австралии (по данным табл. 6.9). РААС показан жирной линией. Спектры граувакк весьма близки к спектру РААС.

ленд не ясны, однако вполне вероятно, что ее отложения сформировались полициклично и связаны с глубинным источником [28]. На рис. 6.4 представительные образцы этой серии сравниваются с РААС. Образцы обогащены легкими р.з.э. ($La_N/Yb_N > 8$), и имеют Eu-аномалию того же порядка, что и РААС. Эти граувакки (как показывает РААС) по спектру р.з.э. неотличимы от типичной верхней постархейской коры. Они имеют также более высокие отношения Th/U (> 4), чем бедные кварцем граувакки, и в целом значительно более высокие содержания несовместимых элементов (например, Th , U , р.з.э.). Отношения Th/Sc , La/Sc и La/Th близки к наблюдаемым в среднем постархейском сланце.

Граувакки с промежуточным содержанием кварца могут образоваться в результате разрушения различных исходных пород, включая рециклированные орогенные континентальные блоки и расчлененные магматические дуги. Пески, отложившиеся на окраинах андского типа, горизонтально смещенных окраинах и в бассейнах тыловых дуг, сходны по петрографии и петрохимии и поэтому трудноразличимы [8, 9]. Образцы, представ-

ленные в табл. 6.9, взяты из позднедокембрийской — раннедокембрийской группы Робертсон-Бей (Антарктида), формации Уотербич силурийского — девонского возраста мульды Хилл-Энд (Австралия) и триасовой группы Торлесс (Новая Зеландия). На рис. 6.5 показано содержание р.з.э. в этих образцах и ПААС. Кривые весьма близки между собой и к кривой ПААС. Величина отношения La_N/Yb_N изменяется от 8 до 15, а Eu/Eu^* — от 0,69 до 0,75. Является ли более высокое значение отношения

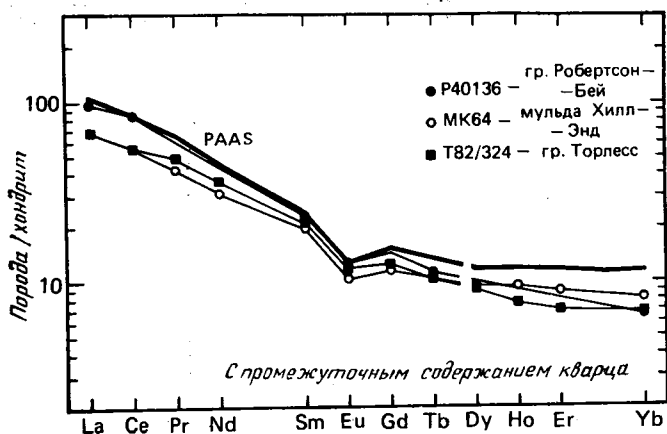


Рис. 6.5. Распределение р. з. э. в граувакках с промежуточным содержанием кварца из Антарктиды, Австралии и Новой Зеландии (по данным табл. 6.9). ПААС показан жирной линией. Спектры р. з. э. граувакк в основном параллельны спектру ПААС; в граувакках несколько ниже суммарное содержание р. з. э. и несколько выше отношение Eu/Eu^* (хотя они все же имеют четкую отрицательную Eu -аномалию).

Eu/Eu^* характерной чертой этих разновидностей граувакк, остается неясным из-за недостаточности данных, хотя предварительные исследования, проведенные в Канберре, по-видимому, это подтверждают. Уровень содержания других микроэлементов весьма непостоянный, хотя для несовместимых элементов (Th, U, р.з.э. и др.) он в основном выше, чем в обедненных кварцем разновидностях, что выражается в более высоких значениях отношений Th/Sc и La/Sc .

6.4. Архейские граувакки

Известны два периода развития архейских зеленокаменных поясов: 3,6—3,2 и 2,8—2,6 млрд. лет назад [4, 33, 34]. Предполагается также, что имели место важные различия как в тектонических обстановках, так и в условиях осадконакопления между периодами формирования ранне- и позднеархейских поясов [35,

36]. Эти различия детально рассматриваются в следующей главе. Мощные отложения граувакк-аргиллит-турбидитных слоев сохранились в верхних частях отложений архейских зеленокаменных поясов (например, надгруппы Свазиленд и Пилбар) и в верхах вулканогенно-осадочных циклов молодых зеленокаменных поясов (например, блок Йилгарн, провинции Слейв и Сьюпириор). В дальнейшем мы объединили ранне- и позднеархейские граувакки, так как данных, подтверждающих правомерность такого разделения, недостаточно.

Повторные исследования архейских осадков также свидетельствуют о недостаточности данных в пользу образования их в условиях неглубокого моря, на что указывает отсутствие широких континентальных шельфов. Наблюдается быстрая смена фаций от континентальных отложений типа разветвленных рек или аллювиальных конусов выноса до глубоководных турбидитов [37—43]. Такие сообщества пород были названы континентальной или неморской ассоциацией и переотложенной ассоциацией [38, 44]. В верхах надгруппы Свазиленд, в группе Муди, широко развиты отложения устойчивого континентального шельфа или приподнятых его окраин [42, 45], что указывает на начальные кратогенные условия. Кроме того, нижние вулканические серии раннеархейских зеленокаменных поясов также свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления, возможно с участием наземного вулканического материала (например, [36]).

6.4.1. Петрография. В табл. 6.10 представлены типичные анализы архейских граувакк, позволяющие сделать следующие выводы (см. обзоры в работах [4, 10, 47]):

1. Состав архейских граувакк (и других песчаников) в высшей степени изменчив: встречаются чисто вулканогенные разновидности, такие, как в районе Вермилион [46] и в зеленокаменном поясе озера Гамитагама, провинция Сьюпириор [47]; источником таких осадков были лейкократовые по составу породы.

2. Количество и отношение обломков различных пород весьма изменчиво. Обломки кислых по составу вулканитов преобладают над обломками основных и средних. Обломки гранитов и гранитогнейсов не образуют больших скоплений, но встречаются во многих местах: как правило, это тоналиты — трондьемиты (гранодиориты). Иногда встречаются также обломки осадочных (в основном аргиллиты и кремнистые сланцы) и метаморфических пород.

3. Отношение плагиоклаз/суммарный полевой шпат обычно очень высокое ($>0,7$), хотя группы Фиг-Три и Муди являются исключением из этого правила. Преобладание плагиоклаза не может служить свидетельством вулканогенного источника осад-

Т а б л и ц а 6.10. Петрографическая характеристика архейских граувакк

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Кварц	8,5	13,8	23	24,9	26,1	27,8	29,5	41,4	20,4	63,5
Плагиоклаз	24,7	18,9	—	12,6	1,8	3,7	16,2	10,7	7,2	7,7
Калиевый полевой шпат	0,6	—	16 ^a	—	8,1	15,8	0,3	3,9	0,3	2,1
Обломки пород	—	—	—	—	(3,6) ^a	(4,2) ^a	—	—	($<0,5$) ^a	—
Кислые вулканиты	40,2	6,2	11,2	7,7	—	—	14,2	—	—	—
Средние мафические вулканиты	2,0	Сл.	2,4	3,5	—	—	Сл.	—	—	—
Гранитные	1,4	Сл.	0,3	1,3	—	—	Сл.	—	—	—
Осадочные и метаморфические	—	Сл.	0,1	6,0	16,3	5,9	—	(25,0) ^б	—	—
Основная масса	12,2	59,1	48,0	37,0	35,4	37,0	37,2	(19,9) ^б	66,1	22,1
Другие компоненты	10,4	2,1	—	7,0	8,7	5,6	1,3	—	1,0	4,7
Компоненты каркаса	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Q	11	35	43	44	47	48	49	51	62	87
F	33	49	30	23	18	34	27	18	22	13
R	56	16	26	33	36	18	24	31	15	0
P/F	0,98	—	—	1,0	0,18	0,19	0,98	0,73	0,96	0,79
Опробованные породы	КС	КО(г)	ГОК	КОГ	ГКО	ГКО	Г(РКО)	РГО	РГ	Г или Р

^a Недифференцированные обломки пород. ^б Основная масса и обломки некоторых разновидностей осадочных пород неразличимы; подразделяются поровну между собой. ^в Суммарное содержание полевого шпата. 1 — среднее из 10 анализов граувакк, район Вермиллон, Миннесота, США [46]; 2 — среднее из 14 анализов граувакк, оз. Гамитагама, провинция Сьюпириор [47]; 3 — среднее из 10 анализов граувакк, группа Абрамс, провинция Сьюпириор, Канада [38]; 4 — среднее из 9 анализов граувакк, формация Беруш, провинция Слеяв, Канада [48]; 5 — среднее из 84 анализов граувакк, формация Шеба, горы Барбертон, Южная Африка [49, 50]; 6 — среднее из 18 анализов граувакк, формация Бельвью-Род, горы Барбертон, Южная Африка [49, 50]; 7 — среднее из 6 анализов граувакк, группа Миннитак, провинция Сьюпириор, Канада [37]; 8 — среднее из 10 анализов граувакк, сланцевый пояс Читлдруг, Индия [51]; 9 — среднее из 23 анализов граувакк, зелено-каменный пояс Саут-Пасс, хребет Уинд-Ривер, Вайоминг, США [13]. Пересчитано для исключения недифференцированных кварца и полевого шпата; 10 — среднее из 7 анализов граувакк, оз. Норт-Спирит, провинция Сьюпириор, Канада [52]. К — кислые вулканиты; О — основные вулканиты; С — средние вулканиты; Г — граниты — гранитоиды; Р — рециклированные осадочные породы. Породы перечислены в порядке уменьшения распространенности, при этом малораспространенные породы приводятся в скобках.

Таблица 6.11. Средний химический состав архейских граувакк

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	64,3	71,6	68,1	70,7	64,7	63,4	65,6	82,8
TiO ₂	0,5	0,6	0,7	0,6	0,6	0,4	0,6	0,3
Al ₂ O ₃	15,6	14,5	15,7	10,9	14,0	15,0	15,8	8,1
FeO	5,3	4,2	5,3	6,7	6,4	4,7	6,0	2,9
MgO	3,6	2,3	2,8	4,8	4,8	3,7	3,2	1,2
CaO	4,2	1,8	1,8	2,1	3,4	5,9	2,3	1,8
Na ₂ O	2,9	3,2	3,2	1,9	3,1	4,2	3,8	0,5
K ₂ O	2,5	1,7	2,0	1,7	2,4	2,0	2,5	0,9
Σ	98,9	99,9	99,6	99,4	99,4	99,3	100,1	98,5
K ₂ O/Na ₂ O	0,86	0,53	0,63	0,89	0,77	0,48	0,66	1,80
FeO+MgO	8,9	6,5	11,1	11,5	11,2	8,4	9,2	4,1

1 — среднее из 4 анализов граувакк, район Вермилион, Миннесота, США [55, 56];
 2 — среднее из 4 анализов граувакк, оз. Гамитагама, провинция Сьюпириор, Канада [47];
 3 — среднее из 3 анализов граувакк, формация Беруш, провинция Слейв, Канада [48];
 4 — среднее из 17 анализов граувакк (MgO определен только в 3), формация Шеба, горы Барбертон, Южная Африка [49]; 5 — среднее из 7 анализов граувакк (MgO определен только в 3), формация Белью-Род, горы Барбертон, Южная Африка [49]; 6 — среднее из 10 анализов граувакк, сланцевый пояс Читлдруг, Индия [51]; 7 — среднее из 23 анализов граувакк, зеленокаменный пояс Саут-Пасс, хребт Уинд-Ривер, Вайоминг, США [3]; 8 — среднее из 2 анализов граувакк, оз. Норт-Спирит, провинция Сьюпириор, Канада [52].

ка, так как раннеархейские гранитоиды были представлены трондьемитами — тоналитами (т. е. разновидностями, обогащенными натрием).

4. Многие архейские граувакки характеризуются высоким содержанием кварца (>20%) песчаной размерности и высоким отношением кварц/полевошпат (>1). В некоторых случаях можно предположить, что кварц образовался за счет кислых вулканических пород (например, [47]), однако обычно считают, что кислые вулканические породы не могут быть главным источником кварца песчаной размерности в протяженных телах песчаников [37, 52—54], поэтому происхождение кварца связывается с гранитами, гранитогнейсами и рециклированными осадочными породами.

6.4.2. Петрохимия. В табл. 6.11 приведен химический состав некоторых архейских граувакк. Последние характеризуются низкими значениями отношений Al_2O_3/Na_2O (<6) по сравнению с другими песчаниками [53], что свидетельствует об их химической незрелости и происхождении за счет относительно невыветрелых пород. Данные по району Норт-Спирит являются исключением. Источником сформировавшихся здесь отложений послужил рециклированный осадочный или сильно выветрелый гранитный материал [52]. Архейские граувакки характеризуются также высокими содержаниями Fe и Mg [4, 10]. Не отмечено

Таблица 6.12. Средний химический состав архейских аргиллитов из граувакк-аргиллитовых турбидитных серий

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	56,8	56,2	63,9	61,8	65,4	60,8
TiO ₂	0,9	1,0	0,8	0,6	0,4	0,7
Al ₂ O ₃	21,3	21,6	20,1	14,3	22,1	24,1
FeO	8,3	8,6	6,6	11,8	4,0	5,5
MgO	4,9	5,0	2,4	6,7	0,5	3,5
CaO	2,0	1,3	0,4	1,0	2,0	0,01
Na ₂ O	2,9	2,3	2,8	1,1	2,4	0,6
K ₂ O	2,8	3,7	2,6	2,5	3,6	4,8
Σ	99,9	99,7	99,6	99,8	100,4	100,0
K ₂ O/Na ₂ O	1,0	1,6	0,93	2,3	1,5	8,0
FeO+MgO	13,2	13,6	9,0	18,5	4,5	9,0

1 — район Вермилион, оз. Найф [55]; 2 — среднее из 3 анализов аргиллита, формация Беруош, провинция Слейв, Канада [48]; 3 — группа Миннитак, провинция Сьюпириор, Канада [37]; 4 — среднее из 5 анализов аргиллита (MgO определен только в 3), группа Фиг-Три, горы Барбертон [49, 57]; 5 — оз. Норт-Спирит, провинция Сьюпириор, Канада [52]; 6 — среднее из 10 анализов аргиллита, группа Гордж-Крик, блок Пилбара [58].

различий в петрохимии граувакк, образовавшихся за счет вулканогенного и смешанного или гранитного материала. Состав архейских граувакк близок к современному составу верхней континентальной коры (т. е. гранодиориту), но они не имеют характерного Eu-минимума (см. ниже). Было бы некорректным приравнивать состав граувакк к составу верхней коры, поскольку глинистые породы включают значительную часть граувакк-аргиллитовых турбидитных серий, а их состав отличается от состава граувакк (табл. 6.12). По сравнению с граувакками аргиллиты в целом беднее Si, Ca, Na, богаче Ti, Al, Fe, K и характеризуются более высокими значениями отношений Al₂O₃/Na₂O и K₂O/Na₂O.

6.4.3. Микроэлементы. Большинство определений микроэлементов в архейских осадочных породах выполнены по аргиллитам (подробнее об этом см. в следующей главе). В табл. 6.13 приведены анализы типичных архейских граувакк, а на рис. 6.6 — спектры р.з.э. Полагают, что исходными комплексами для граувакк были: смесь кислых — основных пород (Калгурли, Найф-Лейк); смесь кислых — основных вулканогенных пород и гранитоидов (Йеллоунайф); преимущественно гранитоиды и рециклированные осадочные породы (Фиг-Три, Вайоминг). Несмотря на различные источники, спектры р.з.э. граувакк удивительно похожи независимо от того отсутствует ли Eu-минимум или он очень слабый.

6.4.4. Происхождение. Петрографические и геохимические данные указывают на широкое литологическое разнообразие

Таблица 6.13. Химический состав архейских граувакк

Компонент	DD9	УК2	КН44	С28	О21
SiO ₂	65,8	67,79	69,76	67,5	69,31
TiO ₂	0,52	0,56	0,52	0,42	0,59
Al ₂ O ₃	15,9	15,44	13,79	11,8	14,98
FeO	5,36	5,94	7,79	4,72	4,52
MnO	0,07	0,07	0,02	0,14	0,05
MgO	3,56	2,54	2,91	4,9	1,89
CaO	2,87	1,90	1,27	5,54	2,13
Na ₂ O	3,65	4,26	1,78	2,75	4,26
K ₂ O	2,17	1,40	2,11	2,22	2,24
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,05	—	—
Σ	100,00	99,99	100,00	99,99	100,01
п. п. п.	2,88	1,62	6,23	—	—
Cs	—	—	1,3	—	—
Ba	566	418	790	489	—
Rb	—	50	52	81	73
Sr	457	357	93	318	324
La	—	18	17	22	25
Ce	32,6	41	33	45	41
Pr	—	4,7	4,4	—	5,8
Nd	14,8	19	17	17,2	25
Sm	2,68	3,9	3,1	3,1	4,4
Eu	0,785	1,1	1,1	0,80	1,28
Gd	2,24	3,0	3,2	2,6	4,1
Tb	—	—	0,49	0,4	0,54
Dy	1,74	2,4	3,1	2,3	—
Ho	—	—	0,64	0,49	0,54
Er	0,913	1,2	1,8	0,93	1,5
Tm	—	—	—	—	0,24
Yb	0,845	1,0	1,6	1,27	1,4
Lu	0,140	—	—	0,19	0,28
р. з. э.	77,2	97	84	101	114
La _N /Yb _N	13	12,2	7,2	11,7	12,1
Eu/Eu*	0,98	0,98	1,07	0,86	0,92
Yb	—	17	12	—	14,8
Th	—	9,6	6,3	—	—
U	—	—	1,6	—	—
Zr	—	130	113	153	171
Hf	—	—	2,8	—	—
Nb	—	7	6	—	—
Th/U	—	—	3,9	—	—
La/Th	—	1,9	2,7	—	—
Cr	—	145	110	—	—
V	—	116	72	—	—
Sc	—	—	16	10	—
Ni	—	59	95	234	64
Co	—	—	30	—	—
Cu	—	46	680	—	—
Zn	—	72	—	—	—
Ga	—	20	19	—	—
La/Sc	—	—	1,1	2,2	—
Th/Sc	—	—	0,39	—	—
B	—	—	38	—	—

DD9 — группа Найф-Лейк, провинция Сьюпириор [56]; УК2 — формация Уомн, над-группа Йеллоунайф, провинция Слейв [59]; КН44 — район Калгурли, блок Инлгард [31]; С28 — формация Бельвю-Родд, группа Фиг-Три, Южная Африка (для MgO использованы данные из работ [49 и 60]); О21 — зеленокаменный пояс Саут-Пасс, Уинд-Ривер, Вайоминг [3, 60].

пород, исходных для архейских граувакк-аргиллит-турбидитных серий. Наиболее важными среди них являются кислые вулканы (включая порфиры), граниты и гранитогнейсы, основные вулканы и рециклированные осадочные породы, а также немного вулканитов среднего состава и различных метаморфических пород. В некоторых случаях исходными являются породы одного состава, как, например, в районах Найф-Лейк (кислые вулка-

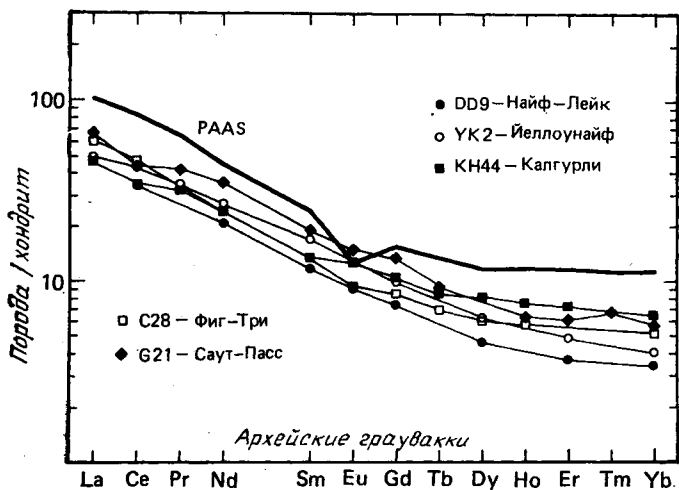


Рис. 6.6. Распределение р. з. э. в архейских граувакках (по данным табл. 6.13). Для сравнения показан спектр PAAS. Из рисунка видно, что архейские граувакки отличаются от PAAS, но близки между собой: в них отсутствуют заметные Eu-аномалии, и они характеризуются высоким содержанием легких р. з. э., хотя образовались из различных исходных пород. Постархейские граувакки напоминают бедные кварцем разновидности только отсутствием отрицательных Eu-аномалий, но отличаются от них по крутизне спектров р. з. э.

ниты) или Норт-Спирит-Лейк (гранитоиды или рециклированные осадочные породы), хотя в большинстве случаев в качестве исходного указывается основной — кислый состав. Показательно также отсутствие промежуточных составов, что обсуждается ниже.

6.5. Сравнение

Архейские граувакк-сланцевые серии не только похожи на современные глубоководные пески и фанерозойские турбидитные серии, но и заметно отличаются от них. В следующих разделах мы сравним эти две серии и обсудим ограничения на использование архейских осадочных пород в качестве типичных

представителей состава верхней коры или представителей среднего ее состава.

6.5.1. Петрография. Среди архейских граувакк (разд. 6.4.1) выделяются разновидности, богатые и бедные кварцем, а также разновидности с промежуточным его содержанием, причем последние преобладают. При сравнении архейских граувакк с современными глубокоководными песками обнаруживается сходство их по минеральному составу каркаса с песками тыльного края плит (например, атлантический тип). Это может ввести в заблуждение, так как матрикс образуется за счет полевых шпатов и обломков пород, что приводит к более высокому содержанию кварца в каркасе. Для коррекции можно использовать следующую формулу [10]:

$$Q_0 = Q_A - MQ_A, \quad (1)$$

где Q_0 — первичное содержание кварца в каркасе, Q_A — наблюдаемое (измеренное) содержание кварца в каркасе, M — доля матрикса. При этом допускается, что весь матрикс образовался за счет разрушения полевых шпатов и обломков пород. Первичное содержание кварца в каркасе архейских граувакк, таким образом, меньше измеренного и изменяется от 0 до 40%; это более низкое содержание кварца подтверждает их происхождение в бассейнах тыловых дуг, фронтального края плит (например, андский тип окраин) или в условиях расчлененных островных дуг [8, 16]. Для архейских граувакк характерно высокое отношение плагиоклаз/суммарный полевой шпат. То же самое можно сказать о фанерозойских граувакках, обедненных кварцем, и современных песках бассейнов передовых дуг, однако такие аналогии неприемлемы для архейских граувакк. Высокое содержание плагиоклаза в фанерозойских обедненных кварцем граувакках и современных песках бассейнов передовых дуг свидетельствует о преобладании вулканогенного материала преимущественно андезитового состава. В других тектонических условиях обогащенные калием гранитоиды поставляют большое количество калиевого полевого шпата, что приводит к более низкому отношению P/F . В раннеархейское время, напротив, преобладали обогащенные натрием (а не калием) гранитоиды (серия тоналит — трондьемит). Богатые калием разновидности гранитоидов получили широкое развитие только в позднем архее, когда развитие зеленокаменного пояса завершалось (см. гл. 9).

Наблюдаются также различия в составе обломков пород как архейских, так и фанерозойских граувакк. В архейских граувакках обломки вулканических пород присутствуют в значительном количестве и обычно преобладают над обломками других пород, причем доминируют обломки кислых вулканических пород,

В фанерозойских же граувакках присутствуют почти исключительно обломки андезитового состава (рис. 6.7), что свидетельствует о важности вулканических дуг как источника обломочного материала. В обедненных кварцем архейских граувакках из вулканического района Вермилион (табл. 6.10) количество обломков кислых вулканитов превышает количество обломков основных — средних примерно в 20 раз. Подобным же образом в вулканогенных граувакках из зеленокаменного пояса Гами-

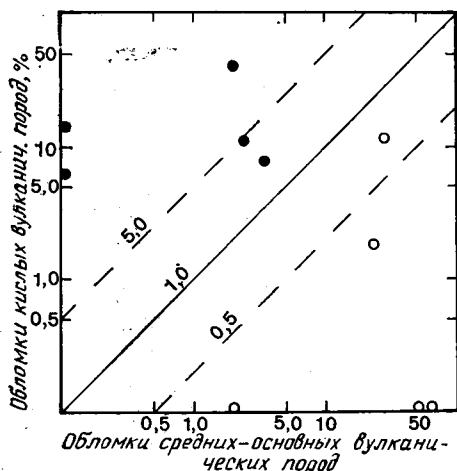


Рис. 6.7. Диаграмма для архейских и фанерозойских граувакк в координатах обломки кислых вулканитов — обломки средних — основных вулканитов. Темные кружки — архейские вулканиты, светлые — фанерозойские. Данные из табл. 6.7 и 6.10. Для фанерозойских граувакк характерны обломки андезитового состава, а для архейских — обломки вулканитов кислого состава ([10], с изменениями).

тагама-Лейк обломки кислых вулканитов значительно преобладают над обломками средних вулканитов [47]. Если архейские обедненные кварцем вулканогенно-осадочные породы формировались в условиях островных дуг, то породы таких дуг имели состав, существенно отличающийся от современного.

6.5.2. Петрохимия. Отмечаются существенные различия в составе архейских граувакк, фанерозойских граувакк и современных глубоководных песков. В целом архейские граувакки имеют промежуточные содержания K_2O , Na_2O и отношения K_2O/Na_2O , соответствующие наблюдаемым в фанерозойских граувакках с промежуточным содержанием кварца (рис. 6.8). В современных условиях такие содержания указывают на бассейны тыловой дуги или фронтального края (андские, или горизонтально смещенные, окраины). В некоторых случаях требу-

ется осторожность при тектонических интерпретациях, основанных только на содержаниях К и Na. Вариации содержаний Na_2O и K_2O в песчаниках контролируются распределением полевых шпатов [53], и для современных глубоководных песков содержание плагиоклаза вулканогенного происхождения является ключом к пониманию тектонических условий [9]. Как отмечалось выше, раннеархейские гранитоиды были в целом обогащены натрием, поэтому содержание в них плагиоклаза, а следо-

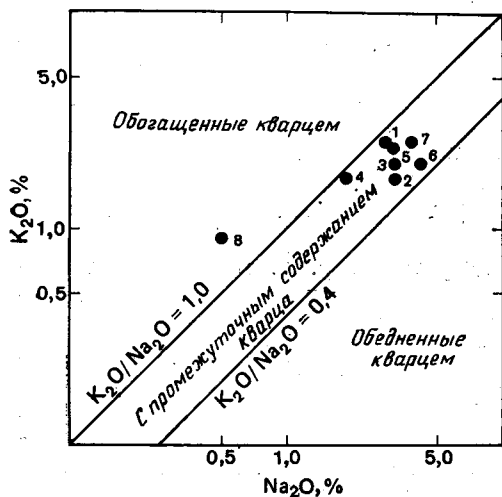


Рис. 6.8. Диаграмма архейских граувакк в координатах K_2O — Na_2O . Цифры на рисунке соответствуют номерам колонок в табл. 6.11. Поля выделены так же, как для фанерозойских граувакк, и являются приблизительными [5]. Большинство архейских граувакк, включая вулканогенные граувакки района Вермилион, в этих координатах сходны с фанерозойскими граувакками с промежуточным содержанием кварца ([10], с упрощениями).

вательно, и отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ сами по себе не являются признаками вулканогенного происхождения. Другим фактором является альбитизация — замещение кальция и калия полевых шпатов натрием при диагенезе песчаников [61].

Существуют и другие различия между фанерозойскими граувакками с промежуточным содержанием кварца (табл. 6.8) и архейскими граувакками (табл. 6.11). Для архейских граувакк характерно более низкое (примерно на 5%) содержание SiO_2 , чем для фанерозойских граувакк с промежуточным содержанием кварца. Кроме того, содержание $\text{FeO} + \text{MgO}$, которое Мейнард и др. [9] рассматривают как особо важный диагностический признак для выявления тектонических условий (см. табл. 6.3), в архейских граувакках с промежуточным содержа-

нием кварца много выше (повсеместно $>8\%$ и обычно $>10\%$), чем в фанерозойских аналогах ($<7\%$) с промежуточным содержанием кварца. Эти особенности свидетельствуют о том, что вулканиты основного состава были важным исходным материалом [10]. Отсутствие обломков вулканических пород основного состава может быть результатом их разложения в процессе формирования матрикса, что обусловлено высоким содержанием в них кальция и малым размером зерен.

И наконец, последнее наблюдение заключается в том, что даже бедные кварцем архейские вулканогенные граувакки в округе Вермилион, шт. Миннесота (табл. 6.11, колонка 1), имеют те же петрохимические особенности и неотличимы от других архейских граувакк. По петрохимическому составу вулканогенные граувакки зеленокаменного пояса Гамитагама-Лейк подобны другим архейским грауваккам с промежуточным содержанием кварца, что свидетельствует о кислом характере исходных вулканитов (см. предыдущий раздел).

6.5.3. Микроэлементы. Содержания р.з.э. в архейских осадочных породах близки к наблюдаемым в фанерозойских граувакк-сланцевых турбидитах и в современных глубоководных турбидитных отложениях бассейнов передовых дуг незрелых островных дуг (т. е. бедные кварцем граувакки, нерасчлененные магматические дуги). Однако такое сходство поверхностно, поскольку для архейских осадочных пород характерны изменчивые, но более высокие значения отношения La/Yb . Наиболее крутые спектры р.з.э. архейских осадочных образований указывают на обеднение последних тяжелыми р.з.э., из чего можно предположить, что гранат был важной фракционирующейся фазой в магматических предшественниках (см. гл. 7). Спектры р.з.э. такого типа редки в современных орогенных андезитах [62].

Особенно важное значение имеет то обстоятельство, что петрография и петрохимия архейских граувакк не сопоставимы с таковыми фанерозойских обедненных кварцем граувакк и современных песков, отложенных на континентальных окраинах (тыльный и фронтальный край плит, бассейны тыловых дуг). При сравнении происхождения архейских и более молодых турбидитов или тектонических обстановок их образования следует рассматривать разновидности, богатые кварцем и с промежуточным его содержанием. Как показано выше, спектры р.з.э. этих осадочных пород отражают спектры р.з.э. современной верхней континентальной коры, особенно для обогащенных кварцем граувакк (бассейны тыльного края). Несколько более высокое отношение Eu/Eu^* в разновидностях с промежуточным содержанием кварца (бассейны фронтального края и тыловодужные), вероятно, отражает долю вулканогенных (андезитовых)

обломков, которые вошли в состав верхней коры и повлияли на спектры р.з.э. Однако для постархейского времени это, по-видимому, не было главным фактором, и поэтому доминируют черты верхней коры [63].

6.5.4. Ранне- и позднеархейские граувакки. Единственным представителем рассмотренных выше раннеархейских граувакк-аргиллитовых турбидитов была группа Фиг-Три. Эти граувакки содержат значительное количество калиевого полевого шпата, вероятно, гранитного происхождения [42, 49]. Перекрывающие песчаники группы Муди также обогащены калиевым полевым шпатом [42]. Эта разница в минеральном составе менее очевидна петрохимически. Отношения K_2O/Na_2O в породах Фиг-Три, будучи высокими, неотличимы от таковых большинства позднеархейских граувакк (табл. 6.11, рис. 6.8). Любое обобщение по данным только одного участка всегда рискованно, тем не менее интересно отметить, что крайне высокие содержания K_2O (до 7,1%) были установлены в раннеархейских глинистых сланцах группы Гордж-Крик (блок Пилбара [58]; табл. 6.12). Если это к тому же отражает присутствие калиевого полевого шпата в разрушавшихся исходных породах, то возможно, что исходные для архейских граувакк гранитоиды были более обогащены калием, чем тоналит-трондьемитовые серии, которые являлись доминирующими и за счет которых образовались позднеархейские граувакки. Тот факт, что раннеархейские граувакки и аргиллиты не имеют значительных аномалий Eu (см. гл. 7), показывает, что исходные для них гранитоиды либо не были истощены Eu, либо их вклад в содержание р.з.э. в осадочных породах был минимален.

6.5.5. Архейские турбидиты как образцы верхней коры. Из приведенного выше обсуждения следует, что именно архейские граувакк-аргиллит-турбидитные серии отвечают составу архейской верхней коры. Эти осадки образовались за счет различных исходных пород. Характерно преобладание вулканогенных источников, особенно для позднеархейских образований. Для фанерозойских вулканогенных граувакк исходным материалом были главным образом андезиты, а для архейских вулканогенных граувакк — кислые эффузивы, в основном дациты. В этом контексте архейские кислые вулканы петрохимически неотличимы от архейских тоналит-трондьемитовых серий (см. гл. 7 и 9). На основе одного химизма трудно решить, какие породы — вулканические или плутонические — были источником материала для архейских осадочных пород. Для постархейской коры ситуация иная: вулканогенные источники (типично андезиты) без труда отличаются от гранитных источников.

6.6. Резюме

1. Петрографические характеристики и химический состав фанерозойских граувакк-аргиллитовых турбидитов и современных глубоководных песчано-илистых турбидитов отражают тектонические обстановки их формирования.

2. Только вулканогенные граувакки и пески, образовавшиеся при разрушении незрелых островных дуг, имеют спектр р.з.э., отличный от спектра типичной постархейской верхней коры. Спектр р.з.э. этих осадков подобен спектру исходных пород андезитового состава. Спектр р.з.э. других граувакк и песков похож на спектр верхней коры или на промежуточный между спектрами андезитов и верхней коры.

3. Петрография и петрохимия пород, исходных для архейских граувакк-аргиллитовых турбидитов, отличаются от таковых фанерозойских граувакк или современных глубоководных песков.

4. Источником архейских граувакк являются кислые вулканические породы — граниты и гранитогнейсы (в основном тоналит-трондьемитового состава), основные вулканические породы, рециклированные осадочные породы, средние по составу вулканические породы и метаморфические породы.

5. Вулканогенные граувакки обычны для архея, особенно для позднеархейских зеленокаменных поясов, но они отличаются от вулканогенных фанерозойских граувакк и глубоководных песков, образовавшихся за счет обломков кислых вулканических пород, а не андезитов. Эти кислые вулканические породы по химизму подобны тоналитам — трондьемитам и близки к ним по происхождению.

6. Архейские граувакк-аргиллитовые турбидиты являются представительными при опробовании обнаженной части архейской верхней коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Термин «граувакка», вероятно, наиболее дискуссионный во всей петрологической номенклатуре. Впервые введен Вернером в 1787 г. (см. *Crook K. A. W. (1970) Encycl. Brit.*) при описании палеозойских пород в горах Гарц; в 1818 г. он еще не был общепринятым в Германии («геологи сильно расходятся во мнении, что же такое Gray Wasse» (*Mawe J. (1818) Catalog of Minerals, London*); в том же году этот термин появился в английской литературе (в переводе *Jameson R. (1918)* книги М. Кювье «Теория Земли». *Kirk & Mercein*). В 1854 г. Мерчисон говорил: «Когда же мои дорогие друзья, минералоги и геологи Германии, откажутся от слова, которое приводит к такой бесконечной путанице» (цитируется по *Blatt H. et al. (1980) Origin of Sedimentary Rocks. Prentice-Hall*). Хорошее представление о проблеме можно найти у *Dott R. H. (1964) (JSP, 34, 625)*. Сознвая проблемы, которые могут возникнуть при использовании слова «граувакка», мы все же сохранили его (как это делают большинство изучающих осадочные породы!), ибо оно глубоко укоренилось. Наше понимание этого термина заим-

- ствовано у *Packham G. H.* (1954) *AJS*, 252, 466). Таким образом, под граувакками подразумеваются песчаные осадочные породы, отложенные турбидитными потоками и характеризующиеся осадочными текстурами классических флишевых разрезов (см. *Crook*, ссылка [5]). Это определение очень подходит для нашей книги, так как турбидиты играют важную роль в архейских процессах седиментации.
2. *Pettijohn F. J.* (1943) *Archean sedimentation*. *GSA Bull.*, 54, 925; (1972) *The Archean of the Canadian Shield: a résumé*. *GSA Mem.*, 135, 131.
 3. *Condie K. C.* (1967) Composition of the ancient North American crust. *Science*, 155, 1013; (1967) *Geochemistry of early Precambrian greywakes from Wyoming*. *GCA*, 31, 2135.
 4. *Condie K. C.* (1981) *Archean Greenstone Belts*. Elsevier.
 5. *Crook K. A. W.* (1974) Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). *SEPM Spec. Pub.*, 19, 304.
 6. *Schwab F. L.* (1975) Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone. *Geology*, 3, 487.
 7. *Dickinson W. R., Valloni R.* (1980) Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology*, 8, 82.
 8. *Valloni R., Maynard J. B.* (1981) Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation. *Sedimentology*, 28, 75.
 9. *Maynard J. B. et al.* (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 10, 551.
 10. *McLennan S. M.* (1984) Petrological characteristics of Archean greywackes. *JSP*, 54, 889.
 11. *Whitten J. T., Hawkins J. W.* (1970) Diagenetic origin of graywacke matrix minerals. *Sedimentology*, 15, 347.
 12. *Reading H. G.* (1982) Sedimentary basins and global tectonics. *Proc. Geol. Ass.*, 93, 321.
 13. Существуют серьезные разногласия по вопросу о петрографической классификации песчаников вообще и граувакк в частности. Назовем две наиболее известные классификации: *QFR* и *QFL*. В обеих классификациях рассматриваются только зерна каркаса; кварц (*Q*), полевой шпат (*F*; плагиоклаз, *P*; калиевый полевой шпат, *K*) и обломки пород (*R* или *L*); акцессорные минералы и цемент не учитываются. В классификации *QFR* все полиминеральные зерна (включая кремнистые сланцы и кварцевый аренит) рассчитываются как обломки пород (*R*), а поли- и монокристаллические зерна кварца (за исключением кремнистых сланцев и кварцевого аренита) — как *Q* (см. [5]). В классификации *QFL* только афанитовые плотные обломки пород рассчитываются отдельно (*L*); что же касается кварца (*Q*), и полевого шпата (*F*), то они включают как мономинеральные обломки зерен, так и зерна, входящие в состав обломков относительно крупнозернистых пород. В этой классификации кремнистые сланцы и кварцевые арениты включаются в *Q*; возможно также использование и некоторых других подразделений (подробнее об этом см. у *Dickinson W. R.* (1970) *JSP*, 40, 695; *Dickinson W. R., Suczek C. A.* (1979) *AAPG Bull.*, 63, 2164. Существует много доводов в пользу классификации *QFL*, однако в этой книге принята классификация *QFR*, так как большинство опубликованных данных, особенно по архейским грауваккам, представлены в таком виде, что их нельзя использовать в классификации *QFL*.
 14. *Wildeman T. R., Haskin L. A.* (1965) Rare earth elements in ocean sediments. *JGR*, 70, 2905.
 15. *Addy S. K.* (1979) Rare earth element patterns in manganese nodules and micronodules from the northwest Atlantic. *GCA*, 43, 1105.
 16. *Dickinson W. R.* (1970) Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *JSP*, 40, 695; *Graham S. A. et al.* (1976) Common provenance of lithic grains.

- in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior basin, JSP, 46, 620; Dickinson W. R., Suczek C. A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. AAPG Bull., 63, 2164.
17. Dickinson W. R. et al. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. GSA Bull., 94, 222.
 18. Chappell B. W. (1968) Volcanic greywackes from the upper Devonian Baldwin Formation, Tamworth-Barraba district, New South Wales. J. Geol. Soc. Austr., 15, 87.
 19. Boles J. R. (1974) Structure, stratigraphy, and petrology of mainly Triassic rocks, Hokonui Hills, Southland, New Zealand, NZJGG, 17, 337.
 20. Condie K. C., Snansiang S. (1971) Petrology and geochemistry of the Duzel (Ordovician) and Gazelle (Silurian) formations, Northern California. JSP, 41, 741.
 21. Dickinson W. R. et al. (1982) Provenance of Franciscan graywackes in coastal California. GSA Bull., 93, 95.
 22. Huckenholz H. G. (1963) Mineral composition and texture in greywackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkoses from Auvergne (France). JSP, 33, 914.
 23. Ondrick C. W., Griffiths J. C. (1969) Frequency distribution of elements in Rensselaer Graywacke, New York. GSA Bull., 80, 509.
 24. Laird M. G. (1972) Sedimentology of the Greenland Group in the Paparoa Range, West Coast, South Island. NZJGG, 15, 372.
 25. Allen J. R. L. (1960) The Mam Tor Sandstone: a «turbidite» facies of the Namurian deltas of Derbyshire, England. JSP, 30, 193.
 26. Spears D. A., Amin M. A. (1981) A mineralogical and geochemical study of turbidite sandstones and interbedded shales, Mam Tor, Derbyshire, U. S. Clay Minerals, 16, 333.
 27. Ricci C. A., Sabatini G. (1976) An example of sedimentary differentiation in volcano-sedimentary series: the high chromium meta-graywacke of central Sardinia (Italy). N. Jb. Miner., 7, 307.
 28. Nathan S. (1976) Geochemistry of the Greenland Group (early Ordovician), New Zealand. NZJGG, 19, 683.
 29. Bhatia M. R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. J. Geol. 91, 611.
 30. При интерпретации отношений K_2O/Na_2O следует соблюдать осторожность. Maynard et al. [9] наблюдали повышенные отношения K_2O/Na_2O как в древних граувакках, так и в древних сланцах. Для раннепалеозойских осадков характерны высокие содержания K_2O , что обусловлено повсеместным присутствием обломочного калиевого полевого шпата. Однако причина обогащения калием раннепалеозойских обломочных осадочных пород пока не установлена.
 31. Nance W. B., Taylor S. R. (1977) Rare earth element patterns and crustal evolution — II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. GCA, 41, 225.
 32. Bhatia M. R. (1981) Petrology, Geochemistry and Tectonic Setting of some Flysch Deposits. Ph. D. Thesis, Australian National University.
 33. Windley B. F. (1977) The Evolving Continents. Wiley.
 34. Если действительно такие пояса следует рассматривать как «зеленокаменные», то сторонники этой точки зрения еще должны установить классификационное положение раннеархейских вулканогенно-осадочных серий, сохранившихся в высокометаморфизованных комплексах, таких, как Исуа.
 35. Lowe D. R. (1980) Archean sedimentation. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 8, 145.
 36. Lowe D. R. (1982) Comparative sedimentology of the principal volcanic sequences of Archean greenstone belts in South Africa, Western Australia and Canada: implications for crustal evolution. PCR, 17, 1.
 37. Walker R. G., Pettijohn F. J. (1971) Archean sedimentation: analysis of the Minnitaki Basin, Northwestern Ontario, Canada. GSA Bull., 82, 2099.
 38. Turner C. C., Walker R. G. (1973) Sedimentology, stratigraphy and crustal

- evolution of the Archean greenstone belt near Sioux Lookout, Ontario. *CJES*, 10, 817.
39. Hyde R. S., Walker R. G. (1977) Sedimentary environments and the evolution of the Archean greenstone belt in the Kirkland Lake area, Ontario. *GSC Paper*, 77-1A, 185.
 40. Walker R. G. (1978) A critical appraisal of Archean basin-craton complexes. *CJES*, 15, 1213.
 41. Ericksson K. A. (1980) Hydrodynamic and paleogeographic interpretation of turbidite deposits from the Archean Fig Tree Group of the Barberton Mountain Land, South Africa. *GSA Bull.*, 91, 21.
 42. Ericksson K. A. (1980) Transitional sedimentation styles in the Moodies and Fig Tree Groups, Barberton Mountain Land, South Africa: evidence favouring an Archean continental margin. *PCR*, 12, 141.
 43. Ericksson K. A. (1981) Archean platform-to-trough sedimentation, East Pilbara Block, Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, 7, 235.
 44. Hyde R. S. (1980) Sedimentary facies in the Archean Timiskaming Group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada. *PCR*, 12, 161.
 45. Ericksson K. A. (1979) Marginal marine depositional processes from the Archean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa: evidence and significance. *PCR*, 8, 153.
 46. Ojakangas R. W. (1972) Archean volcanogenic graywackes of the Vermilion District, northeastern Minnesota. *GSA Bull.*, 83, 429.
 47. Ayres L. D. (1983) Bimodal volcanism in Archean greenstone belts exemplified by greywacke composition, Lake Superior Park, Ontario. *CJES*, 20, 1168.
 48. Henderson J. B. (1975) Sedimentology of the Archean Yellow-knife Supergroup at Yellow-knife, District of Mackenzie. *GSC Bull.*, 246.
 49. Condie K. C. et al. (1970) Petrology and geochemistry of early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa. *GSA Bull.*, 81, 2759.
 50. Reiner T. O. (1972) Diagenetic reactions in early Precambrian graywackes of the Barberton Mountain Land (South Africa). *Sed. Geol.*, 7, 263.
 51. Naqvi S. M., Hussain S. M. (1972) Petrochemistry of early Precambrian metasediments from the central part of the Chitaldrug schist belt, Mysore, India. *Chem. Geol.*, 10, 109.
 52. Donaldson J. A., Jackson G. D. (1965) Archean sedimentary rocks of the North Spirit Lake area, northwestern Ontario. *CJES*, 2, 622.
 53. Pettijohn F. J. et al. (1972) Sand and Sandstone. Springer-Verlag.
 54. Blatt H. et al. (1980) Origin of Sedimentary Rocks. 2nd Ed. Prentice-Hall.
 55. Grout F. F. (1933) Contact metamorphism of the slates of Minnesota by granite and gabbro magmas. *GSA Bull.*, 44, 989.
 56. Arth J. G., Hanson G. N. (1975) Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of north-eastern Minnesota. *GCA*, 38, 325.
 57. McLennan S. M. et al. (1983) Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups. *PCR*, 22, 93.
 58. McLennan S. M. et al. (1983) Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *GCA*, 47, 1211.
 59. Jenner G. A. et al. (1981) Geochemistry of the Archean Yellow-knife Supergroup. *GCA*, 45, 1111.
 60. Wildeman T. R., Condie K. C. (1973) Rare earths in Archean graywackes from Wyoming and from the Fig Tree Group, South Africa. *GCA*, 37, 439.
 61. Land L. S., Milliken K. L. (1981) Feldspar diagenesis in the Frio Formation, Blazoria County, Texas Gulf Coast. *Geology*, 9, 314; Ogunyomi O. et al. (1981) Albite of secondary origin in Charny Sandstones, Quebec: a re-evaluation. *JSP*, 51, 597.
 62. Gill J. (1981) Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag.
 63. В ПААС отношение Eu/Eu^* равно 0,66, в типичных орогенных андезитах — 1,00 (см. гл. 3), а в граувакках со средним содержанием кварца (табл. 6.9) — 0,69—0,75, что значительно ближе к наблюдаемым в ПААС.

АРХЕЙСКАЯ КОРА

7.1. Проблемы

Состав постархейской коры, как было показано в гл. 2—5, в сущности однороден, без каких-либо признаков многовековых изменений в составе верхней коры за период примерно 2500 млн. лет (гл. 5). Следствия этого наблюдения будут рассмотрены в гл. 9 на моделях эволюции коры. В данной главе мы исследуем соотношение составов архейских осадочных пород и архейской верхней коры и попытаемся определить валовой состав сохранившейся архейской коры в целом. Получить информацию о последней несколько сложнее, чем о протерозойских и фанерозойских породах, поскольку сохранившиеся участки архейской коры встречаются крайне редко. Следующий вопрос, на который нам предстоит ответить, имеются ли какие-либо геохимические различия между корой, вскрытой во время формирования ранне- и позднеархейских зеленокаменных поясов. Среди других проблем, которые должны быть исследованы, — это мощность архейской коры и выводы, которые могут быть сделаны исходя из присутствия пород, подвергшихся метаморфизму гранулитовой стадии.

7.2. Архейская летопись

Сохранившиеся участки архейских пород известны на всех континентах (рис. 7.1). По составу выделяются три главные ассоциации:

1. «Комплексы низкой ступени метаморфизма», образующие гранит-зеленокаменную ассоциацию. Принято считать, что было по крайней мере два главных периода развития зеленокаменных поясов: 3,6—3,2 и 2,8—2,6 млрд. лет назад [1—3].

2. «Комплексы высокой ступени метаморфизма», включающие ассоциацию раннеархейских «серых гнейсов» и более молодые «парагнейсовые» пояса.

3. «Комплексы кратонов», которые включают позднеархейские осадочные образования (провинция Каапвааль, Южная Африка).

Мы уделяем особое внимание вопросам геохимии потенциальных источников архейских осадочных пород. Распространение и характеристики этих пород детально описаны в ряде книг [1, 4—10], поэтому здесь мы даем лишь краткие комментарии, относящиеся к теме данной книги.

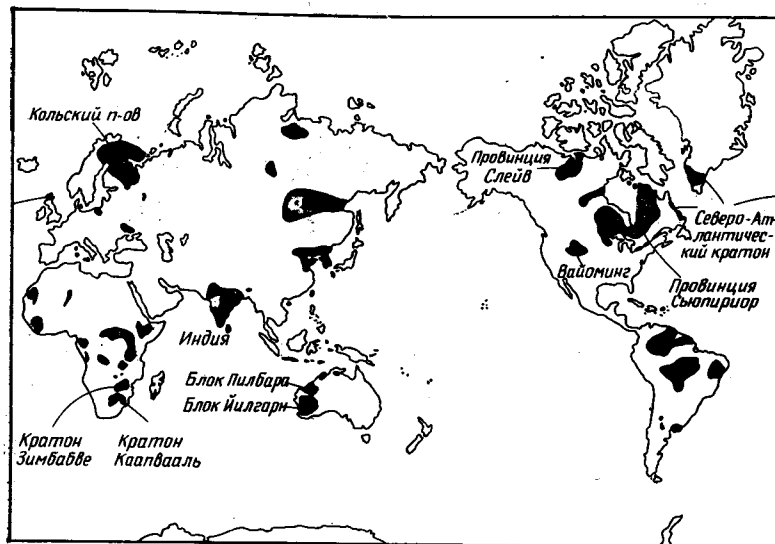


Рис. 7.1. Размещение архейских комплексов на земном шаре.

7.3. Комплексы низкой ступени метаморфизма

Архейские комплексы низкой ступени метаморфизма состоят из зеленокаменные пояса, сохранившиеся между изометричными и вытянутыми гранитными и гранитогнейсовыми батолитами. Природа архейских гранитоидов обсуждается в гл. 9, а природу зеленокаменных поясов мы рассмотрим здесь. Архейские зеленокаменные пояса состоят из мощной толщи чередующихся вулканических и осадочных пород, сохранившихся в типичных продольных бассейнах шириной обычно 10—15 км и длиной 100—300 км. Наблюдаемые или предполагаемые мощности обычно превышают 10—20 км, хотя возможно значительное их увеличение, обусловленное тектоническими процессами [11, 12].

Раннеархейские зеленокаменные пояса особенно хорошо сохранились в блоке Пилбара (Западная Австралия) и в горах Барбертон (Южная Африка). Позднеархейские зеленокаменные пояса установлены на большинстве щитов, причем особенно детально изучены блок Йилгарн и провинции Сьюпириор,

Ранний архей

Поздний архей

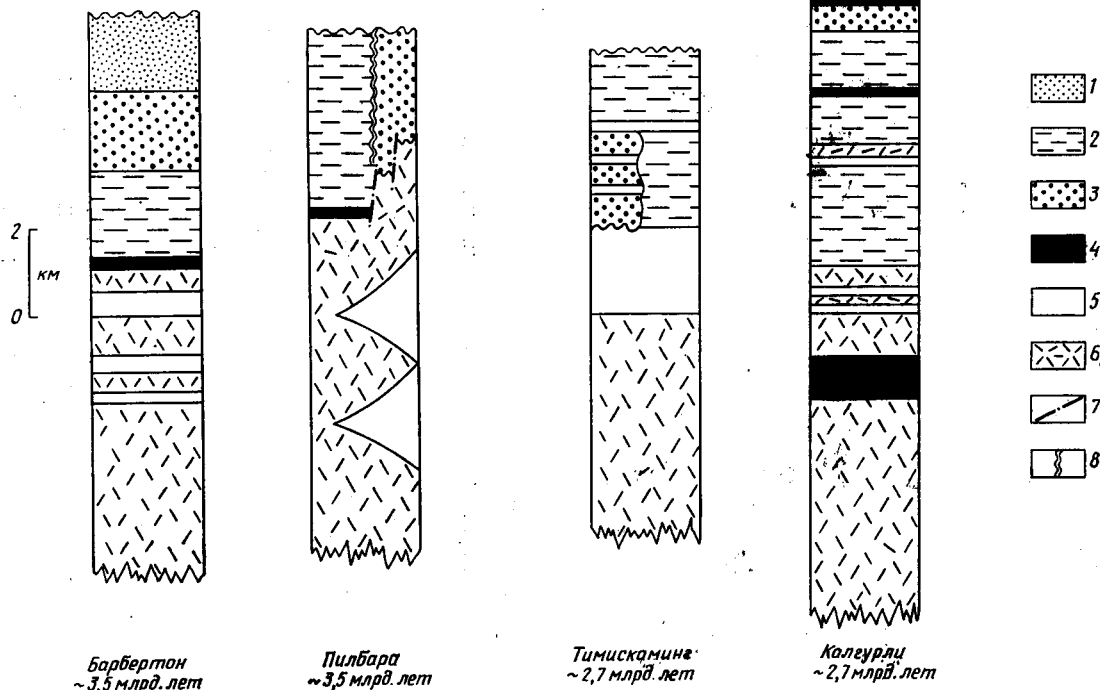


Рис. 7.2. Схематические стратиграфические колонки типичных серий ранне- и позднеархейских зеленокаменных поясов ([1, 14], с упрощениями). 1 — мелководные морские обломочные осадочные породы; 2 — турбидиты; 3 — наносно-речные осадочные породы; 4 — железистые кварциты и сланцы; 5 — вулканические породы среднего — кислого состава; 6 — коматиты и вулканические породы основного состава; 7 — разлом; 8 — смена фаций.

Слейв и Зимбабве. Для более древних зеленокаменных поясов характерно наличие одной мощной вулканической серии, перекрывающейся преимущественно обломочной осадочной серией, в то время как для более молодых поясов отмечается несколько циклов вулканических пород, переслаивающихся с обломочными толщами [13]. На рис. 7.2 представлены схематические стратиграфические колонки двух раннеархейских и двух позднеархейских зеленокаменных поясов.

7.3.1. Вулканические породы. Изучение осадочных серий выявило различия между ранне- и позднеархейскими зеленокаменными поясами. Менее ясно, имеются ли такие различия между вулканическими ассоциациями. Анхауссер [3] указывает, что нет двух идентичных зеленокаменных поясов. Например, в зеленокаменных поясах провинции Сьюпириор (Канада) отношение вулканических пород к осадочным составляет примерно 4 : 1 [15], а в провинции Слейв — около 1 : 4 [16]. Соотношение основных типов вулканических пород для некоторых зеленокаменных поясов приведено в табл. 7.1.

Таблица 7.1. Содержание вулканических пород разного состава в некоторых архейских зеленокаменных поясах [17—21]

Породы	Австралия		Канада		Южная Африка	
	Блок Пилбара	Блок Йилгарн	Провинция Сьюпириор	Провинция Слейв	Барбертон	Кратон Зимбабве
Ультраосновные — основные	4,3	20	0,7	—	24,3	9,8
Основные	59,3	62	54,0	49	72,0	60,2
Андезиты	7,8	5	31,4	35*	—	22,5
Кислые	28,6	13	13,9	16	3,7	7,5

* Включая около 80% андезитобазальтов.

Стратиграфии вулканических образований присущи следующие общие черты:

1. Вулканические породы изменяются по составу от преимущественно основных — ультраосновных до смешанных основных — кислых. В основании залегают продукты бимодальной основной — кислой серии с преобладанием толентовых и(или) коматиитовых составов. Перекрывающие породы изменяются по составу от основных до кислых. В некоторых случаях бимодальная природа вулканизма устанавливается только по присутствию вулканокластических осадочных пород [22].

2. Ультраосновные вулканыты (например, коматииты) если и присутствуют, то главным образом в основании разреза. Андезиты более характерны для его верхов.

3. Встречаемость вулканических пород среднего состава весьма изменчива. Нередко они вообще отсутствуют (табл. 7.1) и никогда не бывают преобладающим типом. В значительном количестве эти породы установлены только в позднеархейских зеленокаменных поясах.

4. Увеличение отношения вулканокластического материала к вулканическому происходит от основных пород к кислым.

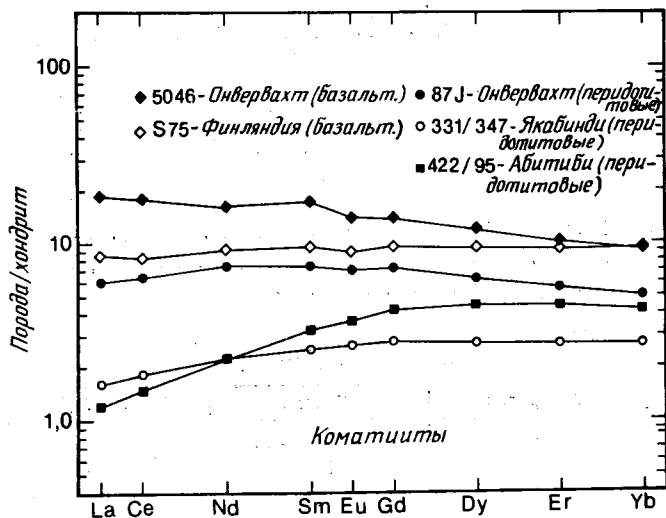


Рис. 7.3. Распределение р. з. э. в типичных архейских перидотитовых и базальтовых коматитах [27]. Спектры либо горизонтального типа, либо указывают на слабое обеднение пород легкими р. з. э., что соответствует образованию их из истощенного мантийного источника.

5. Имеется направленный вверх по разрезу тренд от вулканических пород к осадочным.

Геохимические и изотопные характеристики архейских вулканических пород исследованы многими авторами [1, 23—25]. Установлена значительная подвижность щелочных и щелочно-земельных элементов, многих переходных металлов и кремнезема при гидротермальном изменении и в меньшей степени при метаморфизме низкой ступени; эту подвижность определяют вода и окислительно-восстановительные условия. В важном исследовании Мак-Гихана и Мак-Лина [26] показано, что гидротермальное изменение пород бимодальной базальт-риолит-толеитовой серии выражается в переходе их в серию пород с известково-щелочным химизмом. Так как р. з. э. обычно неподвижны, они очень важны при расшифровке первичного состава архейских вулканитов.

На рис. 7.3 показаны спектры р.з.э. для типичных архейских перидотитовых и базальтовых коматитов. В целом спектры горизонтального типа со слабым обеднением легкими р.з.э., но с еще меньшим, чем в случае типичных MORB. Это может указывать на меньшую истощенность р.з.э. верхней мантии того времени. Такое изменение свидетельствует, по-видимому, о длительной эволюции состава верхней мантии, связанной с продол-

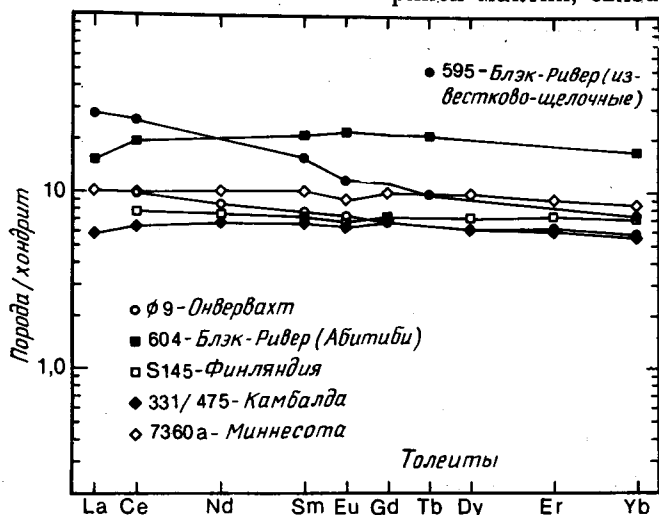


Рис. 7.4. Распределение р. з. э. в архейских толентовых базальтах [27]. Спектры, как правило, горизонтального типа, без заметного обогащения или обеднения пород легкими р. з. э. Это типичные образцы спектров для базальтового конечного члена архейской бимодальной магматической серии. Наклонный спектр принадлежит архейской «известково-щелочной» вулканической породе с содержанием 53% SiO_2 .

жающимся извлечением из нее вещества коры. В определенном зеленокаменном поясе суммарное содержание р.з.э. имеет обратную корреляцию с содержанием MgO : для базальтовых коматитов ($\text{MgO}=9\text{--}18\%$) в 6—20 раз, а для перидотитовых коматитов ($\text{MgO}>28\%$) в 2—4 раза по сравнению с хондритовым. Наблюдающаяся обычно слабая Eu-аномалия, вероятно, связана с вторичными изменениями [24], а не с фракционированием плагиоклаза.

В отсутствие коматитовых базальтов преобладают обычно толенты с низким содержанием К. Некоторые типичные спектры р.з.э. показаны на рис. 7.4. Менее обычными породами, встречающимися только в верхних частях серий зеленокаменных поясов, являются базальтоиды, которые характеризуются более фракционированными спектрами р.з.э. ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=4$) и более высокими концентрациями р.з.э. [1].

Петрография и геохимия архейских андезитов были недавно рассмотрены Конди [1, 19]. По содержанию р.з.э. андезиты подразделяются им на три группы (рис. 7.5).

1. Тип I — андезиты с небольшим обогащением р.з.э., подобные современным известково-щелочным андезитам.

2. Тип II — андезиты с более сильным обогащением легкими р.з.э., чем тип I, и в целом близкие к современным андезитам с высоким содержанием калия.

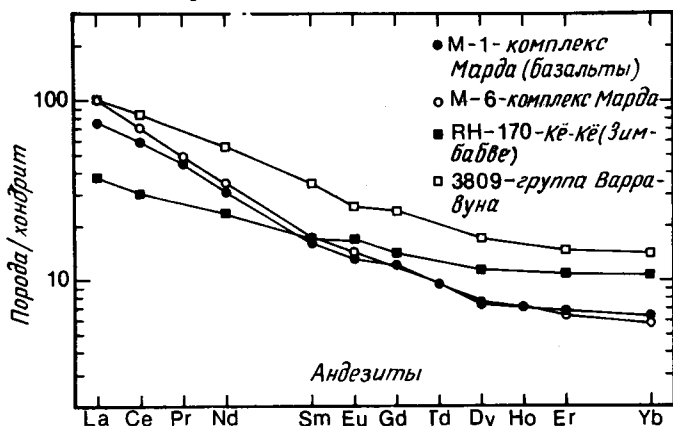


Рис. 7.5. Распределение р. з. э. в архейских андезитах [27]. Обсуждение см. в тексте.

3. Тип III — андезиты с четко пологими спектрами р.з.э. и с Eu-минимумом, наиболее сопоставимые с андезитами некоторых океанических островных дуг. Тип андезитов пояса Абитиби, Канада.

Установлены значительные различия между архейскими и современными андезитами, поэтому необходима крайняя осторожность при рассмотрении их как аналогов. Например, некоторые архейские андезиты резко обеднены тяжелыми р.з.э., что указывает на гранат в исходном источнике. Такие спектры фактически неизвестны для современных образований [28].

Кислые вулканы встречаются также как составная часть бимодальных вулканических серий и как конечный член известково-щелочных основных — кислых серий [1]. Пирокластические разновидности наиболее обычны. Такие породы имеют фракционированные спектры р.з.э. и сильно обеднены тяжелыми р.з.э. [1, 24]; типичные примеры их показаны на рис. 7.6,а). Низкое содержание тяжелых р.з.э. не может быть результатом фракционной кристаллизации базальтов, а указывает на особое происхождение — путем частичного плавления базальтовых пород на

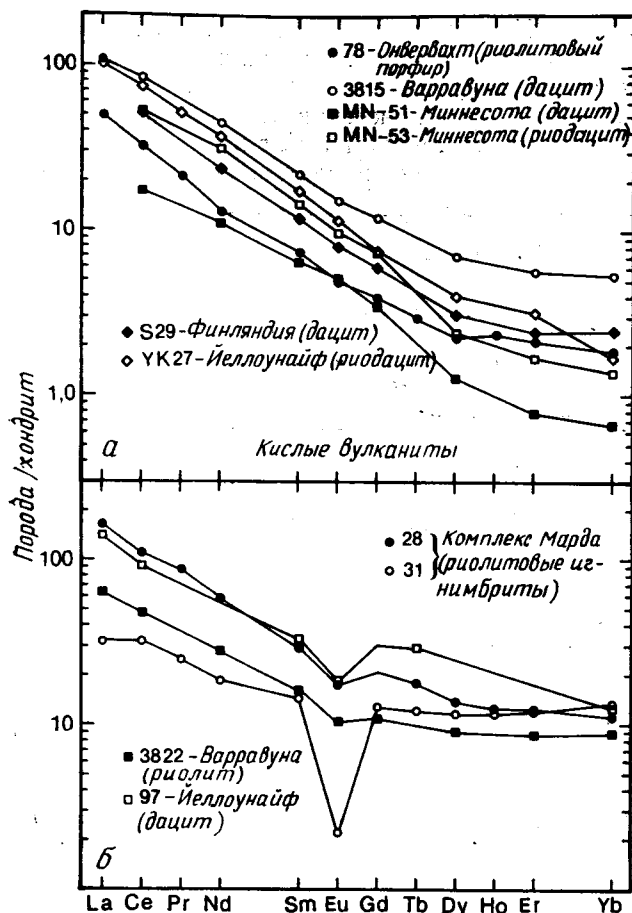


Рис. 7.6. *а* — распределение р. з. э. в архейских кислых магматических породах типичного конечного члена архейской бимодальной базальт-фельзитовой серии [27]. Характерны резкое обеднение тяжелыми р. з. э. и отсутствие Eu-аномалий; *б* — редкие примеры архейских кислых вулканических пород с Eu-минимумом [27].

мантийных глубинах, где гранат является стабильной остаточной фазой [24].

Менее обычны архейские кислые вулканисты, которые не обеднены тяжелыми р.з.э. и имеют отрицательные Eu-аномалии, как, например, комплекс Марда в Западной Австралии (рис. 7.6, *б*). Такие вулканисты, вероятно, связаны с более основными породами и образовались при более высокой степени частичного плавления в глубине коры [29].

7.3.2. Изотопы Sr и Nd в архейских вулканитах. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в архейских вулканических сериях обычно низкие и колеблются между 0,700 и 0,702 [24]. Большинство данных свидетельствует о происхождении этих серий из неистощенной верхней мантии с отношением Rb/Sr в пределах 0,026—0,034. Полагают, что значительные вариации исходных отноше-

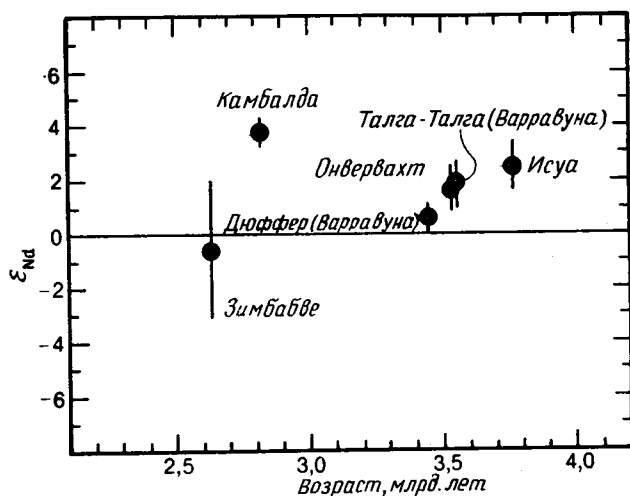


Рис. 7.7. Диаграмма ϵ_{Nd} — геологический возраст для архейских вулканических пород. Некоторые серии располагаются близко от хондритовой эволюционной линии ($\epsilon_{\text{Nd}}=0$), что указывает на происхождение из неистощенных мантийных источников. ϵ_{Nd} других серий имеют положительные значения, что свидетельствует о происхождении из мантийных источников, которые в течение длительного периода были обеднены легкими р. з. э. По данным, приведенным в работе [30].

ний $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в архейских вулканических породах, вероятно, связаны с одним из трех процессов: а) изотопной неоднородностью мантии; б) наложенным метаморфизмом; в) изменением, обусловленным морской водой.

Данные по изотопам Nd дают более убедительные свидетельства о неоднородности архейской мантии, так как влияние наложенного метаморфизма на изменение изотопных отношений Nd менее вероятно, чем в случае Rb—Sr-системы. Некоторые из имеющихся данных представлены на рис. 7.7 в координатах ϵ_{Nd} — возраст. Первичные (ϵ_{Nd}) отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ряда серий находятся вблизи $\epsilon_{\text{Nd}}=0$, что подтверждает происхождение из неистощенного (т. е. содержание р.з.э. как в хондрите) мантийного источника. Однако многие серии имеют низкое исходное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с ϵ_{Nd} , колеблющимися до +3,5 [35],

что подтверждает происхождение из длительно существующего истощенного легкими р.з.э. мантийного источника. Такие изотопные неоднородности установлены для вулканитов Исуа с возрастом не менее 3,75 млрд. лет [31, 32].

Изотопный состав архейских вулканических пород согласуется с наличием в архейской мантии значительных областей с длительно существующим истощением легкими р.з.э. и с обеднением Rb по отношению к Sr. Такие неоднородности показывают, что экстракция из мантии материала континентальной коры имела место еще 3,75 млрд. лет назад.

7.3.3. Осадочные породы. Осадочные породы сохранились в архейских зеленокаменных поясах в двух главных ассоциациях [13]:

1) вулканокластические и хемогенные отложения, переслаивающиеся с вулканическими породами в нижней вулканогенной части зеленокаменных поясов;

2) мощные обломочные осадочные отложения над вулканическими сериями зеленокаменных поясов.

Лоу [2] указывает также на возможные различия в характере осадков раннеархейских (таких, как блок Пилбара и горы Барбертон) и позднеархейских зеленокаменных поясов (например, провинции Сьюпириор и Слейв, блок Йилгарн). Осадочные отложения раннеархейских зеленокаменных поясов (группа Онвербахт, горы Барбертон, группа Варравуна, Пилбара) представлены окварцованными вулканокластическими осадками, кремнистыми сланцами, окварцованными карбонатами и эвапоритами и местами строматолитами. Не установлено терригенных осадков и железистых кварцитов. Большая часть материала осаждалась в мелководных условиях в тектонически устойчивых регионах. В осадках отсутствуют признаки континентального (сиалического) материала. Различия между вулканическими и осадочными сериями в позднеархейских зеленокаменных поясах не так отчетливы, поскольку в них часто сохраняются несколько вулканогенно-осадочных циклов. В позднеархейских зеленокаменных поясах осадочные породы, переслаивающиеся с вулканическими, обычно не окварцованы; то же самое можно сказать о вулканогенно-обломочных и терригенных отложениях, а также о железистых кварцитах. Эти породы, вероятно, формировались в глубоководных условиях в периоды тектонической активности при широком участии сиалического фундамента.

Мощные осадочные серии архейских зеленокаменных поясов приурочены к верхам вулканических циклов и имеют обычно мощность 1000—5000 м. Для всех этих серий, независимо от возраста, характерны широкое развитие в обломочных осадках континентального материала и быстрая фациальная изменчивость от наносно-речных песчаников до глубоководных турбиди-

тов. Встречаются (но не повсеместно) отложения шельфа (например, группа Муди) [13, 33, 34].

Раннеархейские осадочные серии гор Барбертон и блока Пилбара были изучены Эрикссоном [33, 35—41]. Вулканические серии перекрыты выдержанными по латерали железисто-сланцевыми формациями, интерпретируемыми как признак углубления бассейна, поскольку полагают, что нижележащие ассоциации вулканических пород образовались в мелководных условиях. Железистые формации в свою очередь перекрыты мощными сериями аэральных, преимущественно континентальных обломочных турбидитов. В горах Барбертон группа Фиг-Три (турбидиты) переходит по вертикали в наносно-речные и мелководные морские отложения группы Муди. Вулканокластические образования часто встречаются в основании группы Фиг-Три, но редки в верхах разреза.

В Пилбаре наблюдается резкая латеральная смена фаций турбидитов наносно-речными осадками, при этом мелководные морские фации отсутствуют. Считается, что такие осадки сформировались в условиях тектонически активных континентальных окраин.

Позднеархейские осадочные серии могут залегать как в верхах разреза зеленокаменного пояса, так и между главными вулканическими циклами. Характерной чертой позднеархейского осадконакопления является развитие мощных турбидитных граувакк-сланцевых серий с подчиненным количеством аркозов, конгломератов и хемогенных осадков. Быстрая смена от наземных речных и аллювиальных отложений конусов выноса к глубоководным турбидитам является обычным явлением, и имеется немного литологических признаков, подтверждающих развитие широких континентальных шельфов. Железистые формации образуются в тот период, когда нет отложения обломочных осадков. Турбидиты изменяются от вулканокластических [22, 42], в которых преобладает кислый вулканический материал, до почти терригенных (например, [43]), где доминируют силикатный и рециклированный материал. Петрографические и геохимические доказательства относительно происхождения ранне- и позднеархейских граувакк-сланцевых турбидитных серий были описаны в предыдущей главе.

7.3.4. Основание зеленокаменных поясов. Наибольшие противоречия в отношении развития зеленокаменных поясов связаны с природой пород основания, на котором формировались вулканогенно-осадочные серии. Наибольшим признанием пользуются две взаимоисключающие теории:

1. Супракrustальные породы сформировались на основании, сложенном гранитным и гнейсовым материалом.
2. Они сформировались на основании, сложенном базальто-

вым или ультраосновным материалом (вероятно, океаническая кора).

Поучительно снова рассмотреть ранне- и позднеархейские зеленокаменные пояса. Полагают, что основание раннеархейских зеленокаменных комплексов было или целиком сиалическим (например, [35, 44, 45]), или целиком мафическим [46, 47]. Нет доказательств заметного терригенного (сиалического) вклада в осадки, сохранившиеся в нижних вулканических сериях раннеархейских зеленокаменных поясов; на это обстоятельство ссылаются как на доказательство отсутствия сиалического основания [2]. Другие геологические факты, такие, как преобладание мелководных условий в период формирования вулканических серий, и тщательное исследование зеленокаменно-гранито-гнейсовых соотношений могут указывать на сиалическое основание. В горах Барбертон Древний гнейсовый комплекс рассматривается как сиалическое основание, на котором формировалась надгруппа Свазиленд [33, 44]. Однако определения Sm—Nd-возраста для нижней группы Онвервахт [48] и Древнего гнейсового комплекса [49] дали возрасты 3530 ± 50 и максимум 3450 ± 40 млн. лет соответственно. Таким образом, Древний гнейсовый комплекс, вероятно, несколько моложе низов надгруппы Свазиленд. В противоположность этому сиалический материал играл важную роль в источнике осадков верхней части надгрупп Свазиленд и Пилбара [40]. Для позднеархейских зеленокаменных поясов доказательства более четкие. Геологические свидетельства о несогласном залегании, данные изотопных исследований и седиментологические факты подтверждают, что зеленокаменные пояса сформировались на древнем сиалическом основании или по крайней мере очень близко от него. [50—52].

7.4. Высокометаморфизованные комплексы

Метаморфическим гнейсовым комплексом архея уделено меньше внимания. Это объясняется сложностью их структурного положения и высокой степенью метаморфизма (обычно гранулитовая фация). Наиболее изученными являются гнейсы Западной Гренландии и Лабрадора (Северо-Атлантический кратон [53, 54]), комплексы Льюис — Скуриан в северо-западной Шотландии [55, 56], пояс Лимпопо в Южной Африке, Западные гнейсы блока Йилгарн [50, 57] и парагнейсовые пояса провинции Сьюпириор в Канаде [58]. Структурные, геохимические и петрологические данные указывают на глубину захоронения в пределах 20—50 км и на значительную мощность коры, обусловленную горизонтальными тектоническими движениями. [59].

Таблица 7.2. Упрощенная стратиграфия архея Северо-Атлантического кратона [54, 60]

Гренландия	Возраст, млрд. лет	Лабрадор
Посттектонический интрузив калиевых гранитов (граниты Керквет)	~2,53	Посттектонический интрузив калиевых гранитов (граниты Айгакшак)
Деформация и метаморфизм гранулитовой фации (мелкие интрузивы гранитов)	~2,9—2,7	Метаморфизм высокой ступени и образование гнейсов Кийукток
Надвигание, синтектонические интрузивы тоналитов, трондjemитов, гранодиоритов (гнейсы Нак), многофазовые деформации	~3,1—2,7	Пластовые интрузивы и плутонны тоналитов — гранодиоритов (Икарут, гнейсы Каммарсит)
Интрузивы расслоенных габброидов и тела анортозитов	>3,05	Интрузив расслоенных габброидов и тела анортозитов
Отложение вулканитов Мален и осадков	~3,4—3,2	Отложение вулканитов Апернавик и осадков
Внедрение основных даек Амералик	~3,6—3,5	Внедрение основных даек Саглек
Внедрение Fe-диоритов, кварцевых монзонитов; деформация и метаморфизм вплоть до гранулитовой фации	~3,75—3,6	Внедрение Fe-диоритов, кварцевых монзонитов; деформация и метаморфизм вплоть до гранулитовой фации
Внедрение тоналитов — трондjemитов — гранодиоритов, являющихся материнскими породами серых гнейсов Амисок	~3,75	Внедрение тоналитов — трондjemитов — гранодиоритов, являющихся материнскими породами гнейсов Увак
Отложение вулканитов и осадков Исуа и Акилиа		Отложение вулканитов и осадков Наллиак

По составу среди архейских высокометаморфизованных образований преобладают кварц-полевошпатовые тоналит-трондjemит-гранодиоритовые гнейсы и метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, представленные метавулканическими амфиболитами (включая дайки и силлы) и метаосадочными породами (включая мраморы и кварциты). Обычны также расслоенные комплексы перидотит-габбро-анортозитов и габбро-анортозитов. Литологические взаимоотношения весьма сложные и нечеткие, но в Западной Гренландии и Лабрадоре надежно установлена стратиграфическая последовательность (табл. 7.2). Метавулканические и метаосадочные породы (группы Акилиа — Наллиак) включают наиболее древний сохранившийся материал.

Архейская бимодальная серия высокометаморфизованных образований включает основные вулканиты (ныне амфиболиты) и обогащенные натрием изверженные породы, в том числе то-

налит-трондьемитовые гранитогнейсы и дациты [61, 62]. Данных о породах среднего состава немного, а выявляющиеся известково-щелочные тренды не соответствуют наблюдаемым в породах молодых континентальных окраин [61]. Геохимические и изотопные данные для гранитоидов обсуждаются в гл. 9. Вулканические и осадочные породы менее изучены. Там, где первичный состав вулканитов может быть установлен [63, 64], содержания микроэлементов соответствуют содержаниям в вулканических породах аналогичного состава в зеленокаменных поясах.

7.4.1. Взаимоотношения между высоко- и низкометаморфизованными комплексами. Архейские высоко- и низкометаморфизованные разновозрастные комплексы обычно находятся рядом и разделены разломами или надвигами, а в некоторых случаях градиентами метаморфизма. Это, естественно, вызывает многочисленные геологические споры. Популярная точка зрения, согласно которой разница в степени метаморфизма обусловлена неравномерным подъемом одного и того же материала, может не приниматься во внимание, поскольку осадочные фации четко различаются. Низкометаморфизованные образования отвечают по составу грауваккам, а среди высокометаморфизованных обычно преобладают кварциты, мраморы и парасланцы. Наблюдаемое различие в составе осадочных фаций позволяет отвергнуть модели, предполагающие, что высокометаморфизованные образования представляют собой глубокоэродированные эквиваленты зеленокаменных поясов. Наиболее правдоподобное объяснение состоит, по-видимому, в том, что эти комплексы сформировались в различных тектонических обстановках и имели различную термальную историю [65, 66].

7.5. Комплексы кратонов

Такие образования хорошо сохранились в позднем архее кратона Каапвааль в Южной Африке. Это надгруппа Понгола (~3,1 млрд. лет), группа Доминион (~2,8 млрд. лет) и надгруппа Витватерсранд (~2,7—2,6 млрд. лет). Эти образования очень похожи на пологозалегающие раннепротерозойские осадочные породы, характерные для многих частей мира. Мы считаем, что они сформировались после главного этапа эволюции верхней коры в период 3,2—2,5 млрд. лет назад. В следующей главе мы обсудим данные о содержании в них р. з. э. Таким образом, внедрение калиевых гранитов в верхнюю кору в Южной Африке, эффективно завершившее главный этап эволюции коры на этой территории, произошло до начала формирования надгруппы Понгола.

7.6. Тектонические модели

Предложены многочисленные модели — от катастрофических до строго униформистских — для объяснения распределения архейских пород. Наивно ожидать, что развитие архейских зеленокаменных поясов может быть объяснено одной тектонической моделью. В этой связи заслуживают внимания призывы Анаусера [3] к осторожности. Он отмечает, что наличие разных моделей эволюции архейской коры свидетельствует о том, что либо сохранились следы разнообразных тектонических обстановок, либо недостаточно данных для четкой теории.

Некоторые из наиболее элегантных моделей развития зеленокаменного пояса являются наименее правдоподобными. Например, согласно одной модели, архейские зеленокаменные пояса были аналогами бассейнов лунных морей с ранним магматизмом импактного типа [67]. Во-первых, эта модель основана на ложном допущении, что базальтовые выположения лунных морских многокольцевых бассейнов связаны с формированием самих бассейнов (см. работу Тейлора [68]), а, во-вторых, большинство зеленокаменных поясов моложе времени прекращения мощного потока метеоритов (3,8—3,9 млрд. лет). Не установлено также ни одного признака ударного метаморфизма.

Конди [1, 69] рассмотрел тектонические обстановки формирования зеленокаменных поясов и объединил все модели в 6 групп:

- 1) ударные модели (см. выше);
- 2) модели инверсии плотностей;
- 3) модели океанической коры;
- 4) модели горячей точки;
- 5) модели границ сходящихся плит (либо передовая или тыловая дуга, либо бассейны континентальных окраин);
- 6) модели континентального рифтогенеза.

Возможны также и другие тектонические механизмы, базирующиеся на тектонике плит или иных концепциях.

Большинство моделей основаны на данных тектоники, метаморфизма и петрологии магматических пород. Тектонические обобщения, основанные на магматической петрологии и геохимии, могут дать неверный ответ. Например, архейский комплекс Марда в Западной Австралии [29, 70] не был сформирован в условиях островных дуг, несмотря на сходство его по химизму с современными калийсодержащими известково-щелочными породами. До недавнего времени результаты изучения осадочных пород почти полностью игнорировались, хотя они широко использовались при расшифровке тектонической истории фанерозойских районов (например, [71]). По нашему мнению, наиболее

пригодны те модели, в которых седиментологические данные объединены с другими — геологическими и петрологическими.

В позднеархейской провинции Слейв зеленокаменные пояса развивались как грабеноподобные структуры, возникшие в результате интракратонного раскалывания сиалических континентальных блоков [72, 73]. Сходная модель была предложена для блока Йилгарн [50]. Анализ данных о позднеархейском южном поясе Абитиби (Канада) подтверждает, что он развивался как часть незрелой островной дуги [74]. Главная проблема в применении модели островной дуги для зеленокаменных поясов — это отсутствие андезитов. Детальные исследования раннеархейских групп Фиг-Три, Муди, Гордж-Крик в Южной Африке и блока Пилбара показывают, что слагающие их породы синорогенны и сформировались в пределах развивающейся континентальной окраины, причем привнос в осадки материала островной дуги был минимальным [33, 35—41]. Меньше внимания уделено вулканическим и осадочным породам, сохранившимся в высокометаморфизованных комплексах. В Исуа осадочные породы, по-видимому, формировались на участке, удаленном от сиалической коры [75], тогда как часть более молодых супракrustальных образований Мален залегает на гнейсах Амитсок и в некоторой степени обязана им своим происхождением.

Образованию высокометаморфизованных комплексов уделено мало внимания. Согласно одним моделям, они сформировались под воздействием восходящих мантийных конвекционных потоков [1, 69], а по другим — под воздействием нисходящих [76]. Возможно, такие ассоциации подобны вскрытым корневым зонам окраин континентальных дуг, как, например, в Калифорнии и Андах [65].

7.7. Мощность коры

Существенное обеднение европием позднеархейских калиевых гранитов (гл. 9), что также характерно для постархейской верхней коры (гл. 2), объясняется нами как результат частичного плавления в нижней коре с сохранением кальциевого полевого шпата в качестве остаточной фазы. Мощность позднеархейской коры является, следовательно, критическим фактором, так как частичное плавление не может происходить в тонкой коре. Современные оценки мощности коры в высшей степени полярны: одни исследователи оценивают ее как очень тонкую (< 15 км [77, 78]), другие — как достаточно мощную (25—30 км [79]). Изучение метаморфических пород и экспериментальные исследования [79—82] показывают, что примерно 2,9 млрд. лет назад, а возможно, и раньше, геотермический

градиент заметно уменьшился, в связи с чем мощность коры достигла 40 км или даже больше.

Данные лабораторных исследований в целом указывают на мощную кору в архее, по крайней мере в позднем архее. Образование чарнокитов при высоких температурах, но низких давлениях не подтверждается экспериментальными данными [81]. По геобарометрическим данным, полученным для чарнокитов Южной Индии, минимальная мощность позднеархейской коры оценивается в 30 км, а данные по другим участкам указывают на мощность коры 20—40 км [82—84]. Данные для почти 40 районов [83] не подтверждают средних *ТР*-условий архейского метаморфизма [79] или низких *Р*-условий [85]. Архейские образования, такие, как гнейсы Скуриан (район Харрис) и Льюис, свидетельствуют о давлениях 6—12 кбар или о глубинах 20—40 км [86].

Геологические и геохимические данные согласуются с наличием мощной коры в позднем архее. В соответствии с изотопными и экспериментальными данными (см. гл. 9) это позволяет говорить о формировании калиевых гранитов в условиях внутрикорового плавления. Хронология самих осадочных пород и присутствие «гранитных» обломков из удаленных источников, как, например, в Камбалде, показывают, что значительные площади коры были выше уровня моря. Температурные градиенты, полученные для архейской континентальной коры исходя из условий метаморфизма, не указывают на более высокие термальные градиенты [87]. Соответственно дополнительная потеря тепла, связанная с более высокой его генерацией в архее, ускорила образование плит [88, 89] и, возможно, происходила через океаническое дно.

Нет единодушия и в вопросе о мощности архейской океанической коры. Недавно обсуждался вопрос о том, что в архейской океанической коре, по-видимому, преобладали коматиитовые породы [88, 89]. Согласно этой модели, океаническая кора была как существенно тоньше [88, 90], так и несколько толще [89] современной океанической коры.

7.8. Региональная геохимия

В предыдущих главах мы использовали данные о микроэлементах, особенно *р.з.э.*, *Th* и *Sc*, в осадочных породах, чтобы оценить состав верхней коры в постархейское время. В этом разделе мы исследуем архейскую осадочную хронологию и попытаемся связать ее с природой и составом архейской коры. Этот вопрос был недавно рассмотрен Мак-Леннаном и Тейлором [91]. Некоторые архейские образования, детально изученные в отношении микроэлементов, рассматриваются в первую

Т а б л и ц а 7.3. Характеристика источников архейских осадочных серий [91]

Серия	Примерный возраст, млрд. лет	Предполагаемый источник
1. Группа Гордж-Крик (Западная Австралия)	3,4	Детально не документирована. По петрографическим данным песчаники имеют комплексный источник: гранитоиды, основные — кислые вулкани- ты, кремнистые сланцы, железистые кварциты и рециклированные кварце- вые арены
2. Группа Фиг-Три (Юж- ная Африка)	3,4	Изменяется в зависимости от геогра- фического и стратиграфического по- ложения. Преобладают разнообразно- сти, включающие кислые и основные (до ультраосновных) вулкани- ты, гранитоиды, кремнистые сланцы и ме- таосадочные породы. Роль гранитных обломков значительно возрастает по направлению вверх
3. Группа Муди (Южная Африка)	3,4	Подобна верхней части группы Фиг- Три, но с большим содержанием гра- нитного материала
4. Калгурли, блок Ил- гарн (Западная Австра- лия)	2,8—2,7	Преимущественно из варьирующих по составу смесей основных — кис- лых вулкани- тов. Ассоциирующиеся с ними богатые Na гранитоиды так- же могут быть важным компонентом
5. Камбалда, блок Ил- гарн (Западная Австра- лия)	2,8—2,7	Смесь основных вулкани- тов и бога- тых Na гранитоидов. Роль кислых вулкани- тов оценена не полностью
6. Надгруппа Иеллоу- найф (Канада)	2,7—2,6	Широко распространены турбидиты (формации Бериуш — Уолш), образо- вавшиеся за счет кислых вулкани- тов, гранитов — гранитоидов и основ- ных вулкани- тов. Подчиненное значе- ние имеют аллювиальные фации (формация Джексон-Лейк), образо- вавшиеся в основном за счет кислых вулкани- тов с варьирующей примесью основных вулкани- тов
7. Зеленокаменный пояс Саут-Пасс	2,7—2,6	Рециклированные богатые кварцем метаосадочные породы и гранитоиды

Продолжение таблицы 7.3

Серия	Примерный возраст, млрд. лет	Предполагаемый источник
8. Супракрусталиты Исуа — ассоциация Акилиа (Западная Гренландия)	3,8	Не полностью изучена. Преобладают кислые вулканиты с варьирующей примесью основных пород
9. Супракрустальная группа Мален (Западная Гренландия)	>3,05	Слабо документирована. Вероятно, сложная в деталях. Полевые исследования подтверждают, что по крайней мере частично залегает на гнейсах Амитсок

очередь, а затем обсуждаются общие черты архейских обломочных осадочных пород. В табл. 7.3 дана характеристика источников архейских осадочных образований, а в табл. 7.4—7.6 приведены типичные анализы пород рассматриваемых областей.

В следующих разделах мы обращаем внимание на две главные темы. Во-первых, по распределению микроэлементов (особенно р.з.э., которые наилучшим образом характеризуют источник) архейские осадочные породы отличаются от постархейских. Во-вторых, эти породы в общем отражают наличие комплексных источников (включающих ультраосновные — основные вулканиты, кислые вулканиты, гранитоиды и обломки рециклированных осадочных и метаморфических пород). В некоторых случаях совершенно очевидны локальные источники, что дает важную информацию относительно доли преобладающего состава в архейских осадках. В большинстве примеров имело место смешение разных исходных пород, что указывает на весьма интенсивное разрушение вскрытой коры.

7.8.1. Раннеархейские зеленокаменные пояса. а. Блок Пилбара, Западная Австралия. Этот блок занимает площадь около 60 000 км² (рис. 7.8). Слабометаморфизованные вулканические и осадочные супракрустальные породы надгруппы Пилбара образуют дугообразные зеленокаменные пояса вокруг куполов гранитных батолитов. Обобщенная стратиграфическая колонка показана на рис. 7.2. Основные — кислые вулканиты преобладают в основании группы Варравуна. Выше по разрезу они переходят в терригенные осадочные породы группы Гордж-Крик. Группа Вим-Крик, представляющая собой серию вулканических и осадочных пород, несогласно перекрывает группу Гордж-Крик и имеет позднеархейский возраст (см. ниже).

Таблица 7.4. Химический состав глинистых сланцев из раннеархейских зеленокаменных поясов

Компонент	Pg 2	Pg 6	C-3	79NC118	79NC124	79NC131
SiO ₂	59,94	63,37	62,7	63,64	64,02	60,77
TiO ₂	0,48	0,61	0,51	0,56	0,41	0,47
Al ₂ O ₃	26,91	20,91	11,5	14,11	14,32	16,46
FeO	4,03	6,38	14,5	10,35	6,47	8,03
MnO	0,012	0,027	0,18	0,089	0,150	0,16
MgO	2,85	4,50	—	7,63	5,35	5,55
CaO	0,011	0,012	2,43	0,52	2,07	0,88
Na ₂ O	0,42	0,33	0,31	1,18	2,23	1,66
K ₂ O	5,34	3,86	0,81	1,92	4,98	6,01
Σ	99,99	100,00	92,9	100,00	100,00	99,99
п. п. п.	4,96	4,91	—	7,52	7,18	8,61
Cs	5,54	3,47	—	3,44	4,03	6,55
Ba	1095	998	516	246	547	458
Rb	—	—	28	—	—	—
Sr	41,1	43,6	85	—	—	—
Pb	21,4	18,8	—	2,62	9,67	5,86
La	32,5	36,2	4,6	16,3	16,7	26,7
Ce	65,7	71,5	10,9	37,5	35,7	54,8
Pr	8,33	8,42	—	4,20	3,77	6,38
Nd	29,9	29,9	5,5	16,8	14,7	24,3
Sm	5,62	6,00	1,39	3,28	2,73	4,64
Eu	1,43	1,45	0,44	0,88	0,73	1,30
Gd	3,51	4,13	1,5	2,86	2,14	3,94
Tb	0,61	0,60	0,27	0,48	0,37	0,61
Dy	3,52	4,03	1,73	3,19	2,18	3,53
Ho	0,81	0,90	0,40	0,78	0,50	0,79
Er	2,41	2,70	1,2	2,07	1,57	2,22
Yb	2,51	1,95	1,09	2,00	1,38	2,13
Σ п. з. э.	157,6	168,5	30,7	90,9	82,9	132,0
La _N /Yb _N	8,8	12,5	2,9	5,5	8,2	8,5
Eu/Eu*	0,98	0,89	0,93	0,88	0,92	0,93
Y	28,5	31,3	—	21,3	20,7	23,1
Th	9,98	10,1	—	4,21	5,18	7,21
U	2,01	2,23	—	1,20	1,54	2,31
Zr	404	221	34	121	131	175
Hf	4,79	4,29	—	2,67	3,10	5,52
Sn	30,8	9,37	—	3,35	4,17	5,04
Nb	14,7	13,1	—	9,83	10,1	10,7
Mo	1,23	1,02	—	1,26	0,99	1,46
W	3,94	3,07	—	1,30	1,13	3,81
Th/U	5,0	4,5	—	3,5	3,4	3,1
La/Th	3,3	3,6	—	3,9	3,2	3,7
Cr	625	788	—	854	577	855
V	125	169	—	144	91	109
Sc	15	19	28	22	15	15
Ni	239	500	958	555	287	366
Co	21	36	—	38	36	36
Cu	67	81	—	78	3,3	25

Продолжение табл. 7.4

Компонент	Pg 2	Pg 6	C-3	79NC118	79NC124	79NC131
Ga	30	12	—	16	13	14
La/Sc	2,2	1,9	0,16	0,74	1,1	1,8
Th/Sc	0,67	0,53	—	0,19	0,35	0,48
Bi	0,29	0,24	—	0,04	0,13	0,06
B	83	77	—	33	31	87

Pg2, Pg6 — группа Гордж-Крик, блок Пилбара [92]; C-3 79NC118 — группа Фиг-Три, горы Барбертон [93—95]; 79NC124, 79NC131 — группа Муди, горы Барбертон [93].

Основание надгруппы Пилбара маркируется тектоническими и интрузивными контактами с гранитными батолитами. Возраст вулканических пород группы Варравуна, определенный Sm —

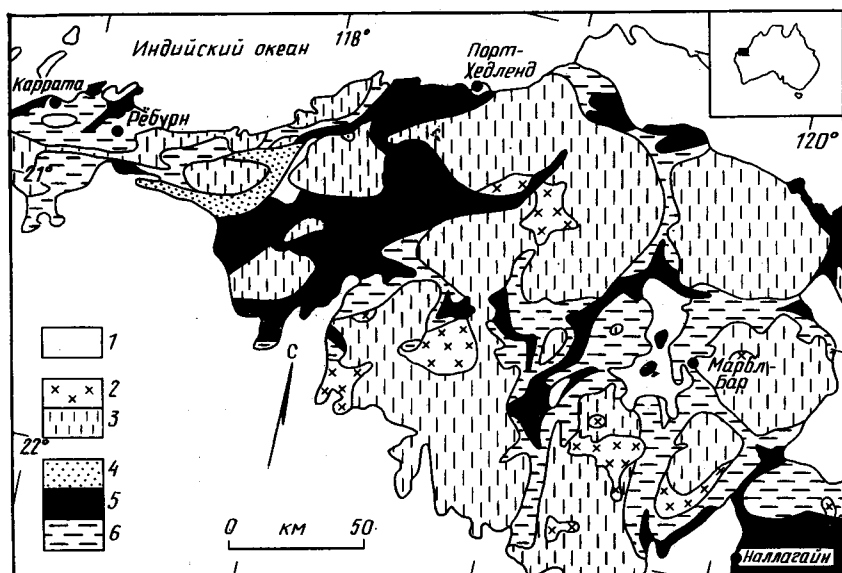


Рис. 7.8. Схематическая геологическая карта блока Пилбара, Западная Австралия. 1 — постархейские породы; 2 — посттектонические гранитоиды; 3 — расланцованные гранитоиды; 4 — группа Вим-Крик и более молодые породы; 5 — группа Гордж-Крик; 6 — группа Варравуна.

Nd- и U — Рb (циркон)-методами, равен соответственно 3,56 и 3,45 млрд. лет [101]. Группа Гордж-Крик древнее чем 2,9 млрд. лет [102] и в целом согласна с нижележащей группой Варравуна; это подтверждает, что она ненамного моложе чем 3,4 млрд.

лет [39, 40]. Группа Вим-Крик древнее надгруппы Маунт-Брус бассейна Хамерсли и, вероятно, древнее чем 2,75 млрд. лет [103].

В группе Гордж-Крик наблюдаются переходы от платформенных фаций (аллювиальные) к фациям впадин (турбидиты), однако отсутствуют мелководные морские шельфовые фации, отвечающие условиям отложения на континентальных окраинах [39—41]. Химизм сланцев Гордж-Крик (табл. 7.4) [92] особен-

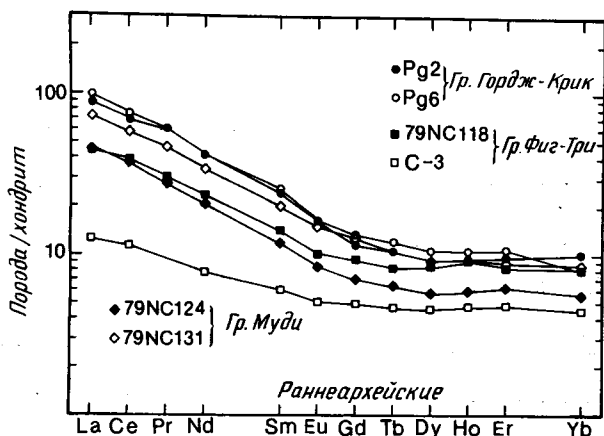


Рис. 7.9. Распределение р. з. э. в осадочных сериях раннеархейского зеленокаменного пояса. Данные для архейских сланцев группы Гордж-Крик, Западная Австралия, и для групп Фиг-Три и Муди, Южная Африка (по данным табл. 7.4). Аномалии европия отсутствуют.

но интересен высокими содержаниями K_2O (1,9—7,1%) и высокими отношениями K_2O/Na_2O (2—19). Может быть, эта черта является уникальной для осадочных пород, сформировавшихся в раннеархейских зеленокаменных поясах (см. разд. 6.5.4). Образцы группы Гордж-Крик характеризуются также высоким содержанием литофильных элементов с большим ионным радиусом (например, Th, U, р.з.э., Cs), которые коррелируют с содержанием K_2O и мусковита. Снова уровень содержаний ближе к постархейским, нежели к другим архейским сланцам. Установлены высокие содержания р.з.э. (рис. 7.9) с обогащением преимущественно легкими р.з.э. ($La_N/Yb_N > 7,5$), при этом уровни содержаний такие же, как в постархейских сланцах (например, для PAAS $La_N/Yb_N = 9,2$). Несмотря на эти особенности, в сланцах надгруппы Пилбара отсутствует или наблюдается очень слабый Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0,82—0,99$), который характерен для архейских осадочных пород. Содержания Cr и Ni в сланцах

Таблица 7.5. Химический состав осадочных пород из позднеархейских зеленокаменных поясов

Компонент	КН38	КН47	КН21	8781	481	УК17	УК28	УК1	УК7	WCI
SiO ₂	64,16	66,76	69,60	59,88	60,14	69,72	65,55	67,52	63,80	61,68
TiO ₂	0,47	0,82	0,83	0,30	0,50	1,07	0,44	0,70	0,75	0,75
Al ₂ O ₃	13,10	19,16	23,08	7,08	13,19	18,04	10,94	16,85	18,09	25,03
FeO	17,03	1,41	0,73	15,92	10,82	9,26	8,44	6,05	7,64	5,07
MnO	0,02	0,01	0,01	0,17	0,04	0,04	0,16	0,05	0,06	0,068
MgO	1,45	0,63	0,49	1,91	4,85	0,49	3,83	3,01	3,58	2,81
CaO	0,59	1,46	0,06	6,85	1,66	0,11	7,34	0,54	1,01	0,54
Na ₂ O	0,52	2,65	0,67	0,81	0,31	0,24	2,14	3,30	2,62	1,68
K ₂ O	2,57	7,08	4,47	1,41	2,82	0,99	1,06	1,94	2,36	2,37
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,05	0,06	0,14	0,04	0,10	0,04	0,07	—
S	—	—	—	5,62	5,52	—	—	—	—	—
Σ	99,99	100,00	99,99	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	99,98	100,00
п. п. п.	14,64	7,00	3,31	7,17	4,93	2,53	11,29	3,07	3,08	4,42
Cs	4,7	1,5	8,9	—	—	—	—	—	—	2,45
Ba	540	900	1200	180	719	172	393	595	689	647
Rb	61	105	—	40	39	37	27	55	70	—
Sr	51	108	130	26	332	49	259	120	166	—
Pb	44	85	—	18	21	—	—	—	—	24,8
La	23	11	36	3,23	15,5	17	20	21	17	38,0
Ce	45	23	75	8,28	29,9	32	38	50	40	76,1
Pr	5,5	2,2	8,9	0,98	3,33	3,7	3,9	6,5	5,1	8,98
Nd	21	9,1	31	4,46	13,4	15	17	25	20	35,0
Sm	4,0	2,1	4,9	1,26	2,87	3,2	3,0	5,1	4,4	6,26
Eu	1,3	0,80	1,2	0,47	0,92	0,9	0,9	1,6	1,6	1,55
Gd	3,6	2,0	3,7	1,55	2,97	2,6	2,3	4,1	3,9	4,84
Tb	0,54	0,31	0,49	0,29	0,49	—	—	—	—	0,79
Dy	3,5	1,9	2,5	1,71	2,93	2,7	1,6	3,1	3,0	4,59
Ho	0,82	0,40	0,39	0,37	0,59	—	—	—	—	1,07
Er	2,5	1,3	0,87	1,06	1,71	1,9	1,0	1,5	1,6	3,05
Yb	2,5	1,3	0,44	1,10	1,66	1,8	0,4	1,4	1,2	2,73
Σ р. з. э.	110	54	162	25,1	76,7	82	89	121	99	183,8

La _N /Yb _N	6,2	5,7	55,3	2,0	6,3	6,4	33,8	10,1	9,6	9,4
Eu/Eu*	1,05	1,19	0,86	1,03	0,96	0,95	1,05	1,07	1,18	0,86
Y	22	11	11	7,35	19,1	30	13	20	20	39,4
Th	6,9	4,1	16	1,26	5,11	12,3	5,8	6,0	6,5	12,4
U	1,9	0,97	2,0	0,37	1,56	—	—	—	—	3,40
Zr	147	133	180	52	124	153	81	119	121	271
Hf	4,1	3,3	3,7	1,37	3,33	—	—	—	—	5,39
Sn	2,9	11	1,3	—	—	—	—	—	—	9,06
Nb	10,3	10,5	7,2	2,2	3,0	8	10	14	8	15,2
Mo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,63
W	1,1	3,3	0,63	—	—	—	—	—	—	2,56
Th/U	3,6	4,2	8,0	3,4	3,3	—	—	—	—	3,6
La/Th	3,3	2,7	2,3	2,6	3,0	1,4	3,4	3,5	2,6	3,1
Cr	69	210	370	113	362	260	96	173	179	353
V	65	98	185	62	114	229	124	156	183	209
Sc	24	17	22	—	—	—	—	—	—	24
Ni	56	11	*	73	268	65	70	69	69	162
Co	96	5,1	*	61	61	—	—	—	—	17
Cu	400	81	3,9	445	265	16	25	49	54	66
Zn	—	—	—	700	1400	82	55	89	89	—
Ga	23	18	27	10	16	19	15	20	23	25
La/Sc	0,96	0,65	1,6	—	—	—	—	—	—	1,6
Th/Sc	0,29	0,24	0,73	—	—	—	—	—	—	0,52
Bi	1,7	1,4	0,22	—	—	—	—	—	—	0,15
B	62	4	110	—	—	—	—	—	—	45

КН38, КН47 — сланцы группы I, Калгурли, блок Йилгарн ([96, 97], неопубликованные данные); КН21 — сланцы группы II, Калгурли, блок Йилгарн ([96, 97], неопубликованные данные); 8781 — осадочный слой из базальта Футуол, Камбалда, блок Йилгарн [98]; 481 — интрузивный осадочный слой, Камбалда, блок Йилгарн [98]; УК17 — литифицированная вака группы А формации Джексон-Лейк, надгруппа Йеллоунайф, пров. Слейв [99]; УК28 — литифицированная вака группы В формации Джексон-Лейк, надгруппа Йеллоунайф, пров. Слейв [99]; УК1, УК7 — граувакка — сланец формации Беруш, надгруппа Йеллоунайф, пров. Слейв [99]; WC1 — сланец группы Вим-Крик, блок Пилбара [92].

Таблица 7.6. Химический состав осадочных пород из архейских высокометаморфизованных комплексов Западной Гренландии [100]

Компонент	Акилла		Исуа		Мален			
	221127	152769	248484G	248484A	221136	201428	201424	221137
SiO ₂	56,65	52,28	53,81	58,83	55,70	52,97	78,68	83,82
TiO ₂	0,53	1,09	0,68	0,58	0,54	1,68	0,31	0,14
Al ₂ O ₃	12,56	21,41	18,49	16,62	12,79	25,06	11,07	9,16
FeO	16,97	9,71	16,64	13,99	17,37	7,40	2,79	1,11
MnO	0,18	0,03	0,08	0,09	0,16	0,12	0,02	0,02
MgO	6,19	5,29	2,63	2,43	6,35	3,35	1,19	0,75
CaO	3,94	2,46	2,75	2,26	4,16	3,65	1,34	1,29
Na ₂ O	1,24	4,88	2,19	2,45	1,27	4,02	2,98	1,91
K ₂ O	1,74	2,85	2,74	2,74	1,66	1,75	1,62	1,80
Σ	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00
п. п. п.	0,85	0,99	0,99	0,91	0,77	1,06	0,80	0,73
Cs	2,38	125	7,62	25,9	1,68	8,62	1,71	2,19
Ba	114	487	177	201	87,7	452	450	416
Pb	5,08	14,8	7,06	7,13	4,37	17,8	12,2	15,3
La	2,55	19,1	19,6	31,8	2,10	14,9	10,2	7,02
Ce	6,59	44,7	44,2	66,8	6,15	36,2	23,3	13,7
Pr	1,19	4,63	5,43	7,18	1,07	4,11	2,56	1,64
Nd	6,71	18,3	22,0	28,6	6,15	17,3	10,6	6,66
Sm	2,80	3,46	4,84	5,25	2,47	4,39	1,81	1,53
Eu	1,13	1,07	1,20	1,38	0,98	1,84	0,55	0,45
Gd	3,75	3,58	4,22	3,81	3,58	3,94	1,23	1,18
Tb	0,76	0,56	0,71	0,63	0,73	0,69	0,19	0,16
Dy	5,05	3,72	4,01	3,66	5,08	3,86	1,07	0,84
Ho	1,13	0,82	0,87	0,80	1,18	0,90	0,22	0,16
Er	3,00	2,40	2,36	2,16	3,41	2,58	0,59	0,38
Yb	2,72	2,55	2,20	1,86	3,11	2,46	0,60	0,34
Σ р.з.э.	38,2	105,6	96,1	154,5	37,0	93,9	53,1	34,2
La _N /Yb _N	0,62	5,1	6,0	11,6	0,46	4,1	11,5	14,0
Eu/Eu*	1,07	0,93	0,81	0,94	1,01	1,35	1,13	1,02
Y	27,5	24,9	31,4	23,9	34,3	21,2	4,42	2,77
Th	0,75	3,97	3,49	4,53	0,36	3,32	2,80	1,84
U	0,25	0,82	0,70	0,93	0,23	0,94	0,78	0,46
Zr	48,4	125	167	163	28,2	93,1	40,2	29,3
Hf	3,26	3,30	4,25	4,72	3,77	4,32	2,52	2,22
Sn	1,68	1,72	3,16	3,25	1,33	4,28	1,89	1,02
Nb	4,84	8,29	5,98	6,09	4,95	8,50	3,51	2,69
Mo	0,95	1,12	0,39	0,22	0,74	1,12	1,12	*
W	*	0,49	0,65	0,40	*	1,02	0,19	*
Th/U	3,0	4,8	5,0	4,9	1,6	3,5	3,6	4,0
La/Th	3,4	4,8	5,6	7,0	5,8	4,5	3,6	3,8
Cr	315	325	63	69	220	195	89	33
V	76	260	54	54	65	268	46	21
Sc	19	29	13	13	19	30	6,5	3,3
Ni	162	207	56	52	155	148	32	15

Продолжение табл. 7.6.

Компонент	Акилла		Исуа		Мален			
	221127	152769	248484G	248484A	221136	201429	201424	221137
Co	24	50	17	15	20	46	10	*
Cu	14	84	25	21	13	71	11	3,0
Ga	12	12	14	15	10	15	*	*
La/Sc	0,13	0,66	1,5	2,4	0,11	0,50	1,6	2,1
Th/Sc	0,04	0,14	0,27	0,35	0,02	0,11	0,43	0,56
Bi	*	0,07	0,06	0,05	*	0,08	0,03	*
B	14	15	58	37	11	375	7	38

221127, 152769 — слюдяной сланец и гранатовый слюдяной сланец, ассоциация Акилла; 248484С, 248484А — метapelиты, вулканогенно-осадочный пояс Исуа; 221136, 201429 — слюдяной сланец и метаосадочный гнейс из низкокремнеземистой группы, супракрусталиты Мален; 201424, 221137 — полупелитовые гнейсы из высококремнеземистой группы, супракрусталиты Мален.

группы Гордж-Крик также аномально высокие: среднее значение для Cr — 600 млн⁻¹, а для Ni — 350 млн⁻¹.

Происхождение сланцев Гордж-Крик моделируется по содержанию микроэлементов [92]. Источник состоял примерно на 70—80% из кислых магматических пород (кислые вулканы и/или гранитоиды) и на 20—30% из основных вулкаников [92]. Многие из ассоциирующихся с ними песчаников являются аркозами [39], что указывает на значительный вклад гранитного источника. Отсутствие Eu-минимума в осадках свидетельствует о том, что магматические породы внутрикорового происхождения, имеющие отрицательные Eu-аномалии, вероятно, играли незначительную роль.

б. Горы Барбертон, Южная Африка. Горы Барбертон (надгруппа Свазиленд) являются классическим примером зеленокаменного пояса [10]. Генерализованная стратиграфическая колонка представлена на рис. 7.2. Вулканические породы группы Онвервахт имеют Sm — Nd-изохронный возраст 3,54 млрд. лет [48]. Минимальный возраст групп Фиг-Три и Муди установлен менее четко, но, вероятно, превышает 3,3 млрд. лет [10].

Надгруппа Свазиленд состоит из трех групп. Нижняя группа Онвервахт сложена 15-км серией ультраосновных — основных — кислых вулканических пород, переслаивающихся с вулканогенными и хемогенными отложениями в верхних частях. Группа Онвервахт переходит в группу Фиг-Три (мощность 2000 м), сложенную главным образом грубообломочными осадочными породами. Группа Фиг-Три может быть подразделена на две

группы фаций [38]. Южные фации (мощностью 10—80 м) состоят из железистых кварцитов и туфов, постепенно переходящих в песчано-конгломератные отложения, образовавшиеся за счет пород нижежащей группы Онвервайт, с небольшой примесью гранитного материала. Северные фации подразделяются на три формации (снизу вверх): Шеба (примерно 700—1000 м), Бельвю-Род (примерно 600—1000 м), Шёнгейхт (200—600 м). Формация Шеба сложена граувакками с подчиненными сланцами и железистыми кварцитами. Формация Бельвю-Род состоит из граувакк — алевритов, переслаивающихся с кремнистыми сланцами, железистыми кварцитами и местами пирокластами. Верхняя формация Шёнгейхт сложена пирокластами, вулканитами, конгломератами и граувакками. Группа Фиг-Три — это турбидитная серия, в которой формации Шеба и Бельвю-Род представлены склоновыми отложениями и отложениями конусов выноса, а формация Шёнгейхт — это питающие каналы [38].

Петрографическое изучение граувакк формаций Шеба и Бельвю-Род указывает на увеличение вверх по разрезу количества обломков гранитов и уменьшение обломков вулканитов [33, 94]. Важной чертой групп Фиг-Три и Муди (см. ниже) является обилие калиевого полевого шпата, показывающее, что главным источником сноса были гранодиориты — граниты. В архейских песчаниках плагиоклаз существенно преобладает над калиевым полевым шпатом (см. гл. 6).

Породы становятся более грубозернистыми при переходе от группы Фиг-Три к группе Муди. Последняя (мощность 1500—3600 м) состоит из более зрелых песчаников, алевритов, сланцев и конгломератов, сформировавшихся в речных и прибрежно-морских условиях. Песчаники группы Муди сложены кварцем, калиевым полевым шпатом и окремнелыми сланцами с небольшой примесью сростков кварца и обломков пород. Это указывает на уменьшающуюся роль вулканических источников и снос с континента [33].

Для объяснения природы осадочных пород групп Фиг-Три и Муди была разработана тектоническая модель [33, 35—41], включающая континентальный рифтогенез и базирующаяся на предположении, что комплекс Древних гнейсов образует основание надгруппы Свазиленд [44]. Прямых геологических доказательств этого нет [104], а Sm—Nd-датирование подтвердило, что комплекс Древних гнейсов одновозрастен с вулканитами Онвервайт [49] или несколько моложе их. Согласно новой тектонической модели, группы Фиг-Три и Муди могут представлять собой флишевые и молассовые отложения передового прогиба, образовавшиеся за счет окраин поднимающегося континента [104]. В этих осадочных породах отсутствуют признаки материала островных дуг.

Данные о микроэлементах получены для граувакк формаций Шеба и Бельвю-Род группы Фиг-Три [94, 95], а также для сланцев групп Фиг-Три и Муди [93—95]. Граувакки были рассмотрены в гл. 6. Представительные анализы сланцев приведены в табл. 7.4. Характерны широкие вариации содержаний р.з.э. для граувакк и сланцев (рис. 6.6 и 7.9). Отмечается также общее обогащение Eu по сравнению с постархейскими осадочными породами, хотя для граувакк оно не так значительно, как для большинства других архейских осадочных пород. Установлены тренды возрастания микроэлементов в граувакках Фиг-Три к верхам разреза [94, 95]. Наиболее важными среди них являются уменьшение содержания Ni, а также возрастание содержаний легких р.з.э. и отношения La_N/Yb_N , что соответствует увеличению роли гранитного материала к верхам стратиграфического разреза.

Установлены различия в составе сланцев групп Фиг-Три и Муди [93]. Для последней характерны более низкие содержания железомagneзиальных элементов и более высокие концентрации несовместимых микроэлементов, таких, как легкие р.з.э., Zr и Th, что отражается в более высоких отношениях La_N/Yb_N , Th/Sc , La/Sc и Th/Co (табл. 7.4). Это указывает на возрастание роли гранитного материала в группе Муди, что подтверждается петрографическими исследованиями [33, 94]. Таким образом, группа Фиг-Три образовалась за счет равных соотношений основных и кислых изверженных пород, а для образования группы Муди потребовалось значительно больше исходных кислых пород [93].

Для сланцев Фиг-Три характерны высокие содержания Cr и Ni: $Cr > 800 \text{ млн}^{-1}$, $Ni > 400 \text{ млн}^{-1}$ [93, 105]. Сланцы группы Муди также обогащены этими элементами ($Cr > 550 \text{ млн}^{-1}$, $Ni > 250 \text{ млн}^{-1}$). Данхин [105] для объяснения таких содержаний предполагает наличие ультраосновного источника, однако содержания р.з.э. и других несовместимых микроэлементов не согласуются с подобным источником. Более правдоподобно предположение, что ультраосновные — основные породы участвовали в формировании состава осадочных пород, однако высокие содержания Cr и Ni были обусловлены последующими вторичными процессами.

7.8.2. Позднеархейские зеленокаменные пояса. а. Блок Иилгарн, Западная Австралия. Этот блок находится в юго-западной Австралии и занимает площадь более 600 000 км². Он сложен в основном позднеархейскими гранит-зеленокаменными комплексами, а небольшая его часть на западе — раннеархейскими гнейсовыми комплексами. Зеленокаменный пояс включает в себя ультраосновные, основные, кислые и обломочные ассоциации. Основные породы составляют примерно 50% разреза —

это преимущественно толеиты с низким содержанием калия; в основании разреза преобладают ультраосновные породы. Кислые вулканы приурочены к верхним горизонтам разреза, а мощные серии обломочных осадочных пород венчают его. Генерализованная стратиграфическая колонка приведена на рис. 7.2. Возраст пород примерно 2,6—2,8 млрд. лет.

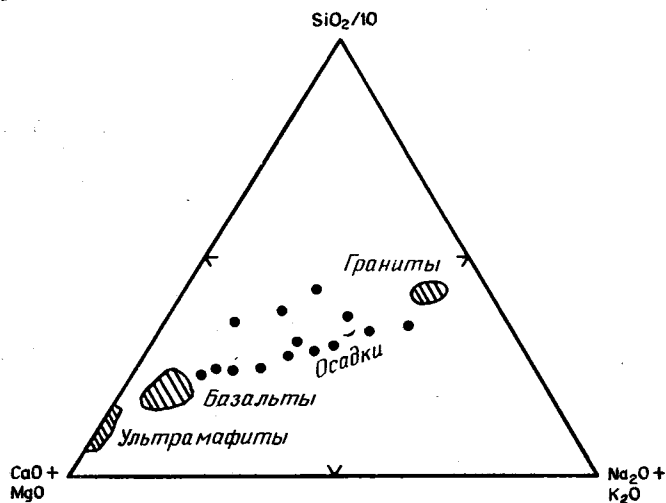


Рис. 7.10. Сравнение составов главных оксидов осадочных пород и гранитов, базальтов и ультраосновных пород района Камбалда. Видно четкое влияние гранитного компонента на состав осадочных пород, хотя последние переслаиваются преимущественно с базальтовыми и ультрамафическими сериями ([98, 108], с упрощениями).

Осадочные породы в районе Калгурли представлены в основном турбидитами; петрографическое изучение показывает, что они произошли из смеси богатых Na фельзитовых порфиров, основных вулканитов и рециклированного осадочного материала (кварциты, кремнистые сланцы) ([106]; см. также [107]). На этой территории установлены более древние богатые Na граниты, которые также могли быть источником осадочного материала. Тонкозернистые осадочные породы района Камбалда отличаются от пород Калгурли тем, что они встречаются только в виде линзовидных горизонтов внутри нижней ультраосновной — основной вулканической серии Камбалда [108]. Эти породы образовались в результате смешения материала местных основных — ультраосновных вулканитов и принесенных издалека обломков кислых вулканитов и гранитов (рис. 7.10). Распределение ряда элементов (например, S, Ni, Cu, K, Na) контролируется фумарольными и гидротермальными процессами.

Осадочные породы Калгурли были подразделены на две группы на основе содержаний р.з.э. [96]: группа I с $La_N/Yb_N \leq 6$, $Eu/Eu^* \geq 1,00$ и группа II с $La_N/Yb_N > 10$, $Eu/Eu^* \geq 1,00$ (см. табл. 7.5 и рис. 7.11). Образцы группы I отобраны из осадочных образований, тесно ассоциирующихся с основными вулканитами; предполагается, что они произошли либо за счет известково-щелочных вулканитов островных дуг, либо представляют собой

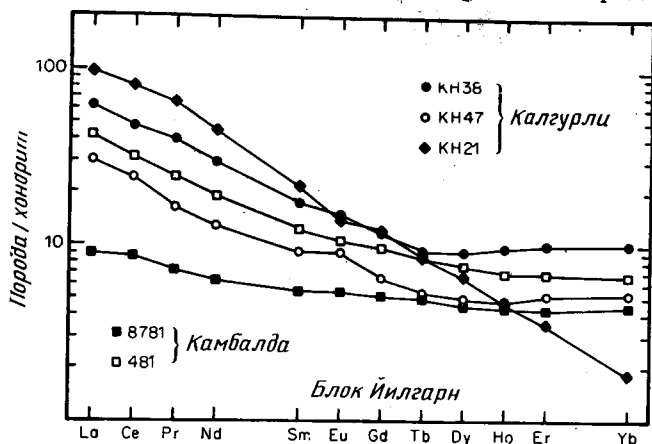


Рис. 7.11. Распределение р. з. э. в позднеархейских осадочных породах блока Йилгарн (по данным табл. 7.5). Отношение La/Yb изменчиво, что свидетельствует о процессе смешения; аномалии европия отсутствуют.

смесь основных и кислых пород, причем последнее более вероятно. Образцы группы II отобраны из верхних частей вулканических циклов, более тесно связанных с кислыми вулканитами и порфирами. Обоеднение образцов группы II тяжелыми р. з. э. хорошо объясняется соотношением кислых вулканитов и богатых натрием гранитов в составе источника сноса. Положительные Eu -аномалии, установленные в некоторых образцах обеих групп, могут иметь местное происхождение, например за счет трондьемитов.

Осадочные породы в районе Камбалда (табл. 7.5) имеют близкий состав р.з.э. (рис. 7.11), определенный для 14 образцов [98]: Σ р.з.э. = 67 ± 12 млн⁻¹, $La_N/Yb_N = 4,6 \pm 0,7$ и $Eu/Eu^* = 1,01 \pm 0,07$. Наиболее важным заключением является то, что местные ультраосновные — основные вулканиты не могли быть единственным источником и что приносился также материал кислого состава из более удаленного источника.

б. Надгруппа Йеллоунайф, провинция Слейв, Канада. В состав надгруппы Йеллоунайф входят архейские супракрустальные породы северо-западных территорий Канады (рис. 7.12).

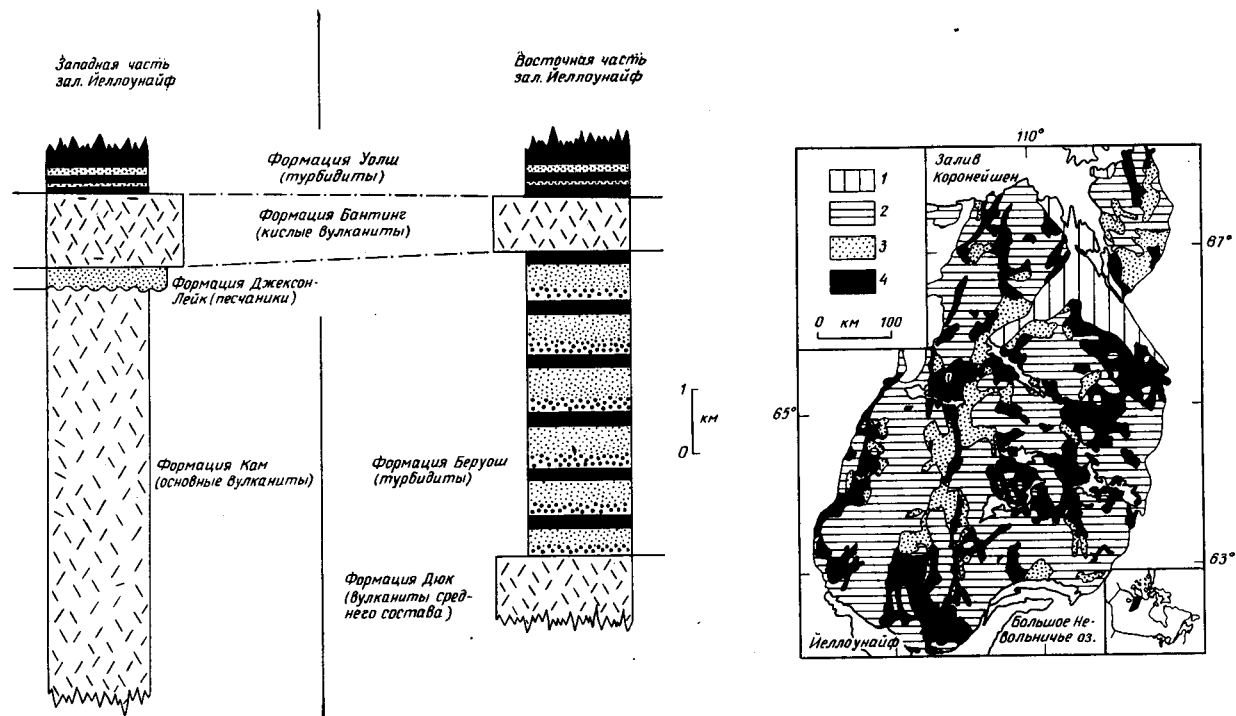


Рис. 7.12. Схематическая геологическая карта и стратиграфические колонки архейских супракустальных пород надгруппы Йеллоунайф, Канада ([109]. с упрощениями). Стратиграфические колонки основаны на данных работ, проведенных в ближайшем районе. 1 — протерозойские образования; 2 — гранитоиды; 3 — смесь метаосадков и гранитогнейсов; 4 — надгруппа Йеллоунайф.

Эта надгруппа состоит на 80% из осадочных пород и на 20% из вулканических и отличается от большинства архейских комплексов. Соотношения пород противоположны наблюдаемым в большинстве архейских зеленокаменных поясов. Возраст отложений, по изотопным данным, оценивается в 2,67 млрд. лет [109]. Эта надгруппа представляет особый интерес, так как в районах Пойнт-Лейк и Бенджамин-Лейк имеются надежные доказательства того, что супракрустальные породы несогласно

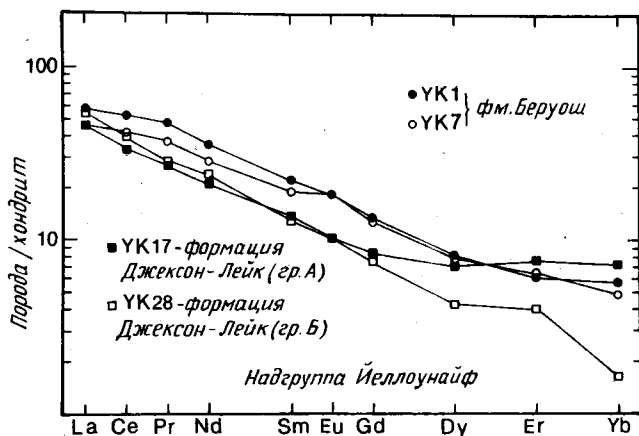


Рис. 7.13. Распределение р. з. э. в позднеархейских осадочных породах района Йеллоунайф, Канада (по данным табл. 7.5). Различия в отношениях La/Yb свидетельствуют о различном соотношении мафических вулканических пород в источнике. Примечательно отсутствие Eu -аномалий.

перекрывают гранитное основание [52]. Это подтверждается также изотопными данными [72].

Генерализованные стратиграфические колонки приведены на рис. 7.12. Взаимоотношения между западной и восточной частями залива Йеллоунайф неясны, однако представляется, что формации Беруош и Джексон-Лейк эквивалентны друг другу [109]. Литифицированные песчаники формации Джексон-Лейк рассматриваются как речные отложения перемытого преимущественно кислого вулканического материала. Переслаивающиеся граувакки и аргиллиты формаций Беруош и Уолш — это турбидиты. Петрографические данные указывают на образование этих пород из смешанного источника, включавшего кислые — основные вулканы, плутонические породы (в основном натровые граниты), немного рециклированного метаморфического материала и рециклированный внутриформационный осадочный материал. Надгруппа Йеллоунайф, очевидно, формировалась в серии ограниченных разломами бассейнов в пределах гранит-то-

налитового основания. Время формирования составляет, по-видимому, 10—15 млн. лет [72, 109].

На основе данных о микроэлементах в осадочных породах надгруппы Йеллоунайф литифицированные вакки формации Джексон-Лейк подразделяются на две группы в основном по содержанию р. з. э. [99]: в группе А $La_N/Yb_N = 5-8$, а в группе Б $La_N/Yb_N = 11-15$ (табл. 7.5, рис. 7.13). Для всех образцов характерно отсутствие Eu-аномалий или небольшое обогащение Eu. Данные о содержании микроэлементов в группе Б свидетельствуют о том, что она образовалась за счет кислых вулканитов, таких, как породы формации Бантинг; этим объясняется сильное обеднение тяжелыми р. з. э. Однако менее фракционированные спектры р. з. э. группы А указывают на значительное (примерно 50%) содержание материала основных вулканитов, смешанных с кислыми вулканитами или натровыми гранитами.

Граувакк-аргиллитовые образцы турбидитов формаций Беруш и Уолш близки по составу и, возможно, имеют то же происхождение. Спектры р. з. э. (рис. 7.13) 12 образцов очень похожи: Σ р. з. э. $= 127 \pm 24$; $La_N/Yb_N = 14,4 \pm 2,1$; $Eu/Eu^* = 1,03 \pm 0,05$ (95%-ный доверительный уровень) [99, 110]. Наиболее правдоподобная модель [99], согласующаяся с петрографическими данными, — это 80% кислых вулканитов — натровых гранитоидов и 20% основных вулканитов. По предложенной модели высокие содержания Ni и Sr в осадочных породах не могут быть объяснены примесью ультраосновного компонента, так как в провинции Слейв нет таких пород; высокие содержания Ni и Sr можно объяснить только процессами вторичного обогащения.

в. Зеленокаменный пояс Саут-Пасс, хребет Уинд-Ривер, США. Граувакки зеленокаменного пояса Саут-Пасс были первыми осадочными архейскими породами, проанализированными на р. з. э. [95]. Этому поясу присущи многие черты архейских зеленокаменных поясов, такие, например, как наличие мощных серий основных вулканитов и турбидитов, хотя в них отсутствует явный вертикальный тренд от основных вулканических пород к кислым. Пояс включает серию низкокальциевых толеитовых основных вулканитов с небольшой примесью обломочного кремнистого материала (плюс кремнистые сланцы и железистые кварциты), имеющих тектонический контакт с мощной (>3 км) серией граувакк с небольшим количеством вулканических пород среднего — кислого состава. Возраст зеленокаменных поясов точно не установлен, но весьма вероятно, что они сформировались в течение 200—400 млн. лет в период от 3,0 до 2,8—2,6 млрд. лет назад.

Петрография и петрохимия этих граувакк указывают на происхождение из смеси обломков гранитов и рециклированных осадочных и метаморфических пород [111]. Полностью отсутст-

вуют обломки вулканических пород, хотя высокие концентрации Ni свидетельствуют о примеси вулканитов основного состава.

Типичные анализы граувакк зеленокаменного пояса Саут-Пасс приведены в предыдущей главе в табл. 6.13. Характеристики р. з. э. для 6 образцов достаточно однородны: Σ р. з. э. = 143 ± 36 млн⁻¹, $La_N/Yb_N = 13,4 \pm 3,3$ и $Eu/Eu^* = 0,9 \pm 0,06$ (95%-ный доверительный уровень). Общее содержание р. з. э. и фракционированность спектров (La_N/Yb_N) близки к таковым постархейских сланцев (например, для PAAAS Σ р. з. э. = 183 млн⁻¹,

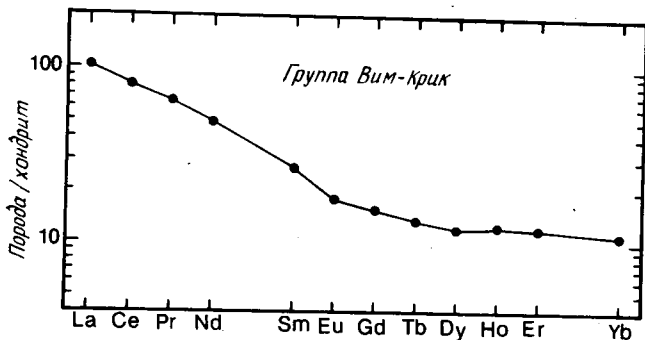


Рис. 7.14. Распределение р. з. э. в образцах группы Вим-Крик, блок Пилбара, Западная Австралия (по данным табл. 7.5). Это другой типичный пример спектра р. з. э. осадочных пород позднеархейского зеленокаменного пояса.

$La_N/Yb_N = 9,2$) и, вероятно, отражают преобладание гранитного и метаморфического источников. Однако, как и большинство других архейских осадочных пород, эти граувакки не имеют явной отрицательной Eu-аномалии, характерной для постархейских осадочных пород.

г. *Другие территории.* Использованы данные о метаосадках Кушинг и группы Найф-Лейк провинции Сьюпириор [112], пояса Абитиб (провинция Сьюпириор) [113] и группы Вим-Крик (блок Пилбара) [92]. Образец группы Найф-Лейк описан в разд. 6.4.3. Характеристики р. з. э. большинства этих образцов типичны и для других, описанных выше архейских осадков, не имеющих существенных Eu-аномалий. Хорошим примером, для которого имеются полные данные, является образец из группы Вим-Крик [92]. Анализы приведены в табл. 7.5, а спектр р. з. э. — на рис. 7.14. Данные о р. з. э. и других малых элементах различных архейских осадочных серий широко представлены в литературе. Однако детальной интерпретации мешают неполнота анализов, отсутствие геологических и седиментологических деталей и недостаточная точность некоторых ранних анализов.

7.8.3. Высокометаморфизованные комплексы. а. Район Готхоб — Исукасия, Западная Гренландия. Раннеархейские высокометаморфизованные комплексы Северо-Атлантического кратона (Западная Гренландия — Лабрадор) являются важнейшими для понимания ранней стадии развития коры. В табл. 7.2 приведена последовательность геологических событий в районе Готхоб — Исукасия [53, 114]. Вулканиды ультраосновного — основного — кислого состава, а также вулканокласты и хемогенные

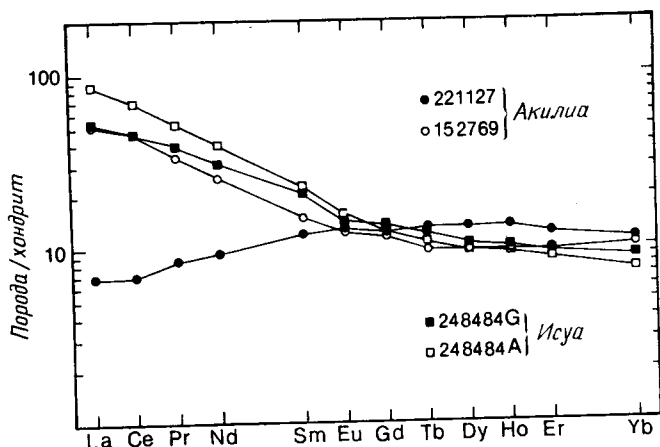


Рис. 7.15. Спектры р. з. э. метасадочных пород из раннеархейских сильнометаморфизованных комплексов (серии Акилиа и Исуа, Западная Гренландия) (по данным табл. 7.6). Различия в спектрах объясняются влиянием местных источников. Обоеднение легкими р. з. э. показательно для базальтового источника.

осадочные породы встречаются в виде включений в пределах обширного комплекса высокометаморфизованных гнейсов, в котором доминируют тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гнейсы (гнейсы Амитсок в Западной Гренландии). Супракрустальный пояс Исуа (наиболее крупный из включений) обнажен в верховье фьорда Готхоб. В районе Готхоб повсеместно встречаются мелкие включения метаморфизованных вулканических и осадочных пород; они коррелируют с породами Исуа и объединены в ассоциацию Акилиа [63]. Эти древнейшие вулканические и осадочные породы имеют возраст около 3,75—3,80 млрд. лет [32]. Степень метаморфизма изменяется от средней зеленосланцевой фации до амфиболитовой для района Исуа и до амфиболит-гранулитовой для ассоциации Акилиа. Вследствие метаморфизма и структурной сложности, а также небольшого размера отдельных включений седиментологические признаки отсутствуют. По ассоциации Акилиа нет данных, которые могли

бы быть использованы для установления условий осадконакопления или тектонических условий образования этих древнейших пород. С другой стороны, полученные недавно стратиграфические и геохимические данные показывают, что осадки Исуа образовались, вероятно, в вулканической обстановке [75].

Более поздние генерации супракрустальных пород, именуемые Мален, также встречаются в районе Готхоб [114, 115] и составляют 10—20% архейского гнейсового комплекса. Они включают амфиболиты основного состава (вероятно, по вулка-

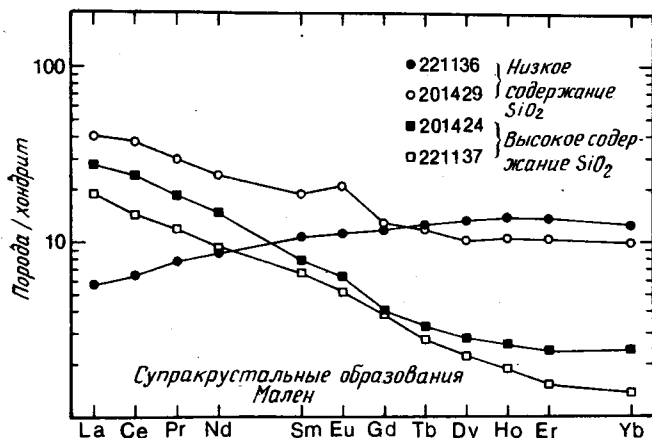


Рис. 7.16. Спектры р. з. э. метасадочных пород из архейской сильнометаморфизованной серии Мален, Западная Гренландия (по данным табл. 7.6). Обогащение европием и разный характер спектров свидетельствуют о влиянии местных источников.

ническим породам) и в меньшей степени пара- и кварц-кордиеритовые гнейсы. По возрасту породы Мален древнее 3,05 млрд. лет [116]. Полевыми наблюдениями установлено, что по крайней мере часть пород Мален залегает на гнейсах Амитсок, которые являются основанием [115, 117]. Однако роль гнейсов Амитсок как источника осадков Мален неясна. Ограниченные Nd-изотопные данные указывают на отсутствие признаков существования более ранней коры [32], однако для решения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования.

Имеется значительный объем геохимических данных о метасадочных породах Исуа и Акилиа [63, 75, 100, 118]. Представительные их анализы приведены в табл. 7.6. Характерной чертой этих пород является крайне широкое изменение спектров р. з. э. (рис. 7.15): от пологих для пород с низким содержанием легких р. з. э., что весьма близко к современным базальтам срединно-океанических хребтов, до очень крутых для пород с низ-

ким содержанием тяжелых р. з. э., что присуще многим архейским кислым вулканитам. Аномалии европия также изменчивы. Одна свита мусковит-биотитовых гнейсов с резким истощением европием, возможно, образовалась непосредственно за счет кислых вулканических пород [118]. Однако Мак-Леннан и др. [100] утверждают, что данные о микроэлементах в осадочных породах Исуа и Акилиа лучше согласуются с происхождением их из смеси в различных пропорциях основных и кислых вулканических пород.

По составу метаосадочные породы Мален подразделяются на высококремнеземистые ($>75\%$ SiO_2) и низкокремнеземистые ($<60\%$ SiO_2) [100] (табл. 7.6). Для образцов Мален, как и для образцов Исуа — Акилиа (рис. 7.16), установлен тот же тип спектров р. з. э.: от пологих для образцов с низким содержанием легких р. з. э. до крутых для образцов с низким содержанием тяжелых р. з. э. Для осадков Мален Eu-аномалии сравнительно редки, а отношение Eu/Eu^* обычно $>1,0$. Происхождение осадочных пород Мален может быть объяснено смешением материала основных и кислых пород [100]. Возможно, что наиболее фракционированным конечным членом серии были богатые натрием гранитогнейсы основания Амитсок [115, 117].

Архейские метаосадочные породы Западной Гренландии являются уникальными среди проанализированных архейских образцов из-за исключительной изменчивости спектров р. з. э. и появления в некоторых образцах отрицательных Eu-аномалий. Такая изменчивость указывает на литологическое разнообразие исходного материала при его плохом смешении в процессе отложения. Для образцов Исуа наиболее вероятен вулканогенный источник [75]. Небольшой объем информации по изученным породам не позволяет получить данные о среднем составе архейской верхней континентальной коры. Однако в следующих разделах мы увидим, что некоторые из этих вариаций представляют крайние случаи систематических различий в составе архейских осадочных пород, имеющих важное значение для понимания их происхождения.

б. Другие территории. Из высокометаморфизованных сланцев и парагнейсов Онтарио [112], Индии [119] и Вайоминга [120] описано много образцов с заметными отрицательными Eu-аномалиями. Интересно отметить, что редкие архейские образцы с такими аномалиями приурочены к высокометаморфизованным комплексам. Для широких обобщений пока недостаточно данных, но если истощение европием отражает внутрикоровое плавление, то это должно иметь важное значение для понимания происхождения архейских высокометаморфизованных комплексов, взаимосвязей между низко- и высокометаморфизованными комплексами, а также природы архейской коры.

7.9. Систематики микроэлементов

В гл. 2 были приведены доказательства однородности состава постархейских сланцев в отношении микроэлементов (например, р. з. э., Th, Sc), отражающих состав исходных пород. Обобщенные выше данные по архейским обломочным осадкам свидетельствуют о значительных вариациях в содержании этих элементов, особенно р. з. э. В следующем разделе мы суммируем главные черты распределения микроэлементов в архейских осадочных породах, уделив наибольшее внимание тонкозернистым разностям. Мы покажем, что вариации в составе архейских осадков носят систематический характер и значительно ограничивают геохимическую природу исходных пород.

7.9.1. Редкоземельные элементы. Спектры р. з. э. архейских осадочных пород существенно отличаются от спектров постархейских осадочных пород. Им присущи следующие особенности:

1. Спектры характеризуются большей изменчивостью: от пологих для пород со случайным обеднением легкими р. з. э. до очень крутых, свойственных породам, обедненным тяжелыми р. з. э.

2. В архейских осадочных породах наблюдается тенденция к более низкому суммарному содержанию р. з. э.

3. Типично более низкое отношение La_N/Yb_N .

4. В архейских осадочных породах отсутствуют Eu-аномалии ($Eu/Eu^* \sim 1,0$), хотя встречаются локальные положительные Eu-аномалии, связанные, вероятно, с интрузивами трондьемитов. Отрицательные Eu-аномалии редки и характерны только для высокометаморфизованных комплексов, возникших, по-видимому, за счет вулканогенных пород (например, Исуа).

Наиболее часто встречаются образцы со средними значениями La_N/Yb_N (между 3 и 9; это отношение для PAAS равно 9,2). Такие образцы обычны для блоков Йилгарн и Пилбара, групп Фиг-Три и Муди и Западной Гренландии. Менее обычные, хотя все же часты, образцы с крутыми спектрами р. з. э. и отношением $La_N/Yb_N > 9$; они были встречены почти во всех изученных районах. Крутизна наклона таких спектров близка к наблюдаемой для кислых вулканитов и богатых натрием глубинных пород конечных членов бимодальной серии. Образцы с низкими значениями этого отношения ($La_N/Yb_N < 3$) сравнительно редки. Породы с низким содержанием легких р. з. э. ($La_N/Sm_N < 1,0$) встречаются только в Западной Гренландии, а породы со слабым их обогащением ($La_N/Sm_N > 1,0$) установлены в Западной Гренландии, Камбалде (Западная Австралия) и в группе Фиг-Три (Южная Африка). Их спектры сравнимы со спектрами архейских вулканитов основного состава [121].

7.9.2. La — Th — Sc. Когерентность Th и легких р. з. э. в осадочных породах [122] может быть обусловлена сходным их по-

ведением в процессе осадконакопления (см. гл. 2, рис. 2.16). Содержание Th и некоторых других элементов в верхней коре было успешно оценено с помощью La — Th-систематики. В постархейских сланцах отношение La/Th равно $2,8 \pm 0,2$. При этом анализе были исключены значения для Гренландии по причине их крайней изменчивости и неясности происхождения осадков. Однако включение этих данных делает обычно выводы более весомыми. По имеющимся данным, среднее значение отношения La/Th для архейских сланцев равно $3,5 \pm 0,3$ (95 %-ный довери-

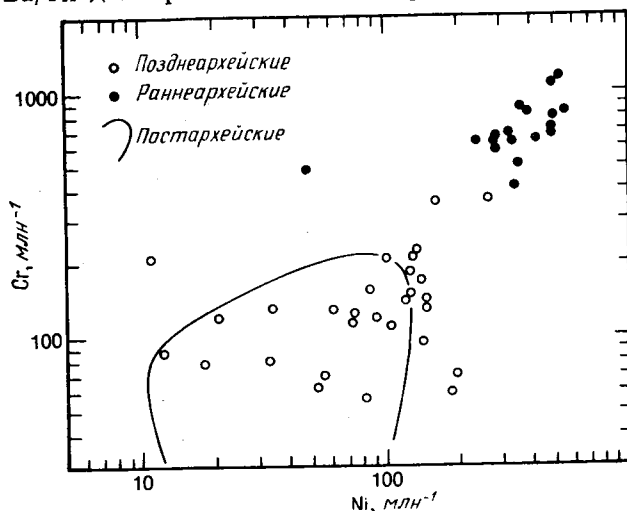


Рис. 7.17. Широкие вариации содержаний Cg и Ni (включая высокие значения) в архейских глинистых сланцах по сравнению с их содержаниями в постархейских сланцах. (Данные из работ [92, 93, 96—98, 123].) Раннеархейские сланцы значительно обогащены Cg и Ni по сравнению с позднеархейскими.

тельный уровень). В изверженных породах отношение La/Th зависит от их состава, и более высокое отношение для архейских пород в целом коррелирует с более основным составом [122]. При характеристике состава особенно полезны отношения элементов с различными уровнями несовместимости. В архейских сланцах среднее значение $\text{Th}/\text{Sc} = 0,43 \pm 0,07$ и $\text{La}/\text{Sc} = 1,3 \pm 0,2$, а в постархейских сланцах среднее значение $\text{Th}/\text{Sc} = 1,0 \pm 0,1$ и $\text{La}/\text{Sc} = 2,7 \pm 0,3$.

7.9.3. Малые элементы группы железа. Очень высокие содержания Cg и Ni в сланцах установлены во многих раннеархейских сериях (рис. 7.17), включая группы Фиг-Три, Муди и Гордж-Крик. Многие позднеархейские серии, такие, как Калгурли [96], и различные зеленокаменные пояса Канадского щита [123] или не обогащены, или только слабо обогащены Cg и

Таблица 7.7. Отношения элементов группы железа в архейских и постархейских глинистых сланцах [97]

Отношения	Раннеархейские	Позднеархейские	Постархейские
Cr/V	$5,3 \pm 1,0$ (n=18)	$1,5 \pm 0,3$ (n=30)	$0,9 \pm 0,1$ (n=31)
Ni/Co	$11,6 \pm 1,6$ (n=17)	$3,0 \pm 0,7$ (n=27)	$2,6 \pm 0,2$ (n=31)
V/Ni	$0,51 \pm 0,28$ (n=18)	$1,7 \pm 0,7$ (n=29)	$2,1 \pm 0,2$ (n=32)

95%-ный доверительный уровень.

Ni по сравнению с их постархейскими аналогами. Обогащение не распространяется на другие элементы этой группы, вследствие чего (табл. 7.7) [97] для раннеархейских сланцев характерны аномально высокие отношения Cr/V, Ni/Co и низкие — V/Ni. В некоторых случаях (например, Пилбара) содержания Cr и Ni настолько высоки, что объяснить их только концентрациями в породах источника не представляется возможным, поэтому необходимо привлекать процессы вторичного обогащения (разд. 7.8.1). Уровень обогащения по сравнению с постархейскими осадками так высок, что должен до некоторой степени отражать различия в составе пород источника. Высокие содержания Cr и Ni в архейских осадочных породах свидетельствуют об отсутствии связи их происхождения с островными дугами, так как вулканиты последних имеют в целом очень низкие содержания Cr и Ni, что обусловлено фракционированием оливина и шпинели [124] (см. разд. 3.3.1).

7.9.4. Модель смешения. В раннеархейских магматических комплексах и в низах разрезов многих позднеархейских зеленокаменных поясов мало изверженных пород среднего состава. Такие комплексы содержат бимодальную магматическую серию ультраосновных — основных вулканитов и тоналитов — трондьемитов (плутонические породы) или кислых вулканитов (обычно дациты). Эти разновидности кислых плутонических и вулканических пород имеют сходную геохимическую специфику. На рис. 7.18 приведены два типичных спектра р. з. э. конечных членов бимодальной серии.

Многие спектры р. з. э. архейских осадочных пород со средними значениями La_N/Yb_N , приведенными выше, неотличимы от спектров современных известково-щелочных андезитов [125]. Однако петрографические и геологические данные не позволяют рассматривать такие породы в качестве главного источника архейских осадков, в то время как различные смеси пород архейских бимодальных серий в равной степени объясняют и петрографические данные, и спектры р. з. э.

При геохимических расчетах общее уравнение для двухкомпонентной смеси является гиперболической функцией [126] и имеет вид

$$Ax + Bxy + Cy + D = 0, \quad (1)$$

где x и y — соответственно изменения по абсциссе и ординате. Представление данных в виде графика отношение — отношение

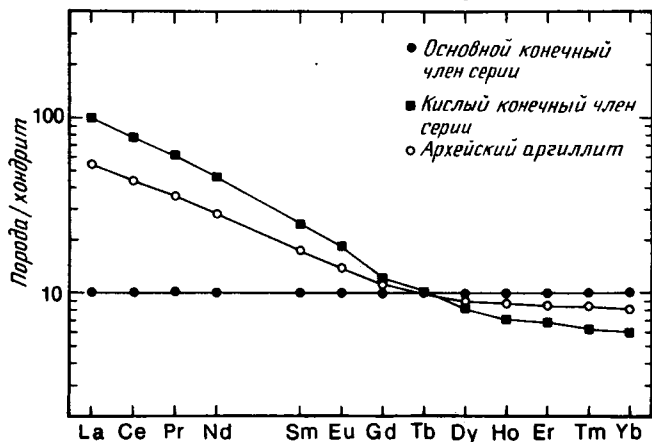


Рис. 7.18. Типичное распределение р. з. э. в основном и кислом конечных членах архейской бимодальной серии магматических пород и в среднем архейском аргиллите (по данным табл. 7.8). Спектр р. з. э. для среднего архейского аргиллита соответствует спектру, полученному при смешении в пропорции 1:1 основного и кислого конечных членов серии.

является общим случаем, и если мы примем $x = P/b$, а $y = Q/a$, то получим

$$A = a_2 b_1 y_2 - a_1 b_2 y_1 \quad (2)$$

$$B = a_1 b_2 - a_2 b_1 \quad (3)$$

$$C = a_2 b_1 x_1 - a_1 b_2 x_2 \quad (4)$$

$$D = a_1 b_2 x_2 y_1 - a_2 b_1 x_1 y_2, \quad (5)$$

где индексы относятся к двум точкам на кривой. Кроме того,

$$r = a_1 b_2 / a_2 b_1, \quad (6)$$

где величина r — функция меры кривизны линии смешения, поэтому если $r = 1$, то получаем прямую линию, а если $r \gg 1$ или $r \ll 1$, то линия смешения сильно искривлена. Построение графиков отношение — элемент и элемент — элемент является частным случаем общего уравнения (1). При построении графика отношение — элемент $a = 1$ (следовательно, $r = b_2/b_1$) или $b = 1$

(следовательно, $r = a_1/a_2$). При построении графика элемент — элемент $a = b = 1$ (следовательно, $r = 1$).

В случае магматических систем все межэлементные отношения должны следовать модели смещения, быть внутренне согласованными с ней и четко совпадать с линиями смещения [126]. Приложение уравнения двухкомпонентного смещения к изучению источника осадков затрудняется по двум причинам:

1. Вторичные процессы, такие, как выветривание, перенос и диагенез, могут воздействовать на распределение многих элементов. Поэтому при изучении источника осадков используются только те элементы, которые являются наилучшими индикаторами происхождения (например, р. з. э., Th).

2. Составы конечных членов серий не всегда могут быть надежно определены. Альтернативно можно использовать крайние составы осадков в качестве конечных членов серий и считать, что они характеризуют типы изверженных пород источника сноса.

Простая проверка внутренней согласованности должна показать, что средние точки на кривой смещения имеют соответственно средние отношения знаменателей. Допустим, например, что данные на графике отношение — отношение ($P/a - Q/b$) соответствуют кривой смещения. В этом случае графики $P/a - b/a$ и $Q/b - a/b$ должны представлять собой прямые линии [126].

Этот метод может быть использован для проверки двухкомпонентной модели смещения в применении к архейским осадочным породам. На рис. 7.19 представлен график отношение — отношение ($Co/Th - La/Sc$) для архейских осадочных пород. Чтобы получить максимальный разброс, для отношений использованы совместимые и несовместимые элементы. На график нанесена линия смещения крайних осадочных составов в качестве конечных членов. Данные прекрасно соответствуют двухкомпонентному смещению. Внутренняя согласованность иллюстрируется также врезкой — графиком $Co/Th - Sc/Th$, представляющим собой прямую линию.

Линейное расположение данных на тройных диаграммах также согласуется с двухкомпонентным смещением, хотя можно утверждать, что такое расположение не является простым срезом через трехмерную кривую поверхность. На рис. 7.20 представлены две тройные диаграммы: Th — Hf — Co и La — Th — Sc. Постархейские сланцы (например, [127]) расположены в узких полях вокруг или вблизи данных для современной верхней континентальной коры (см. также гл. 2, рис. 2.4). И наоборот, данные для архейских осадков образуют четкие линейные группы точек, пересекающие значительные части диаграмм. Тот факт, что линейные тренды характерны более чем для одной тройной диаграммы, является хорошим свидетельством в поль-

зу двухкомпонентной модели смешения. Данные соответствуют архейской бимодальной серии с конечными членами AMV (архейские основные вулканы) и TT (тоналиты — трондьемиты, кислые вулканы). Состав современной верхней континенталь-

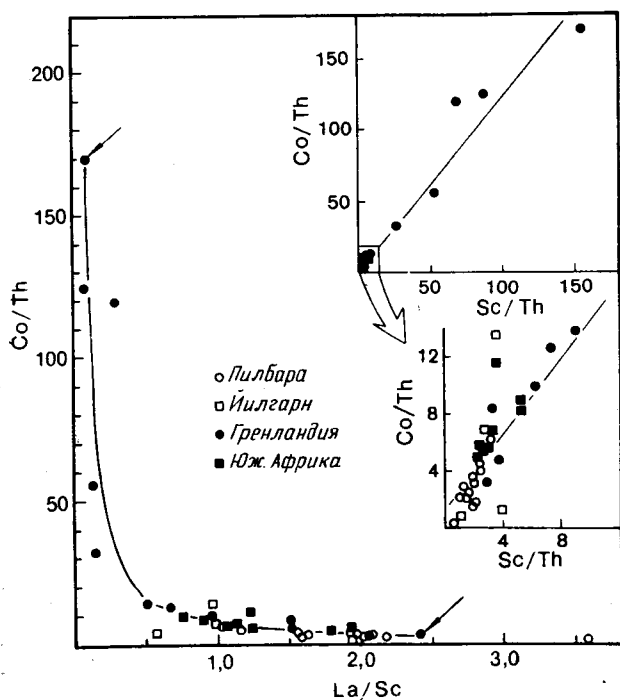


Рис. 7.19. Диаграмма архейских осадочных пород в координатах Co/Th — La/Sc , согласующаяся с моделью двухкомпонентного смешения (см. текст).

ной коры также мог бы быть одним из конечных членов на этих диаграммах (см. рис. 2.4), однако такая возможность исключена из-за общего отсутствия истощения европием в архейских осадочных породах.

7.9.5. Сравнение вулканических и осадочных серий. Имеется достаточно данных для сравнения микроэлементов в осадочных породах, находящихся в вулканических и осадочных сериях позднеархейских зеленокаменных поясов (см. табл. 7.5). В Калгурли осадки, переслаивающиеся с вулканическими породами (группа I), характеризуются менее фракционированными спектрами р.з.э. и более низкими значениями отношений Th/Sc и La/Sc , нежели осадки мощных осадочных серий (группа II).

Это согласуется с большей долей вулканических обломков основного состава в источнике сноса [96]. В районе Камбалда [98] осадки не имеют широкого развития по латерали и переслаиваются с ультраосновными — основными породами. Ультраосновной — основной источник не мог быть единственным поставщиком микроэлементов в осадки, необходимо также значительное участие кислого компонента (см. разд. 7.8.2). Спектры р. з. э. не являются такими фракционированными, как во многих

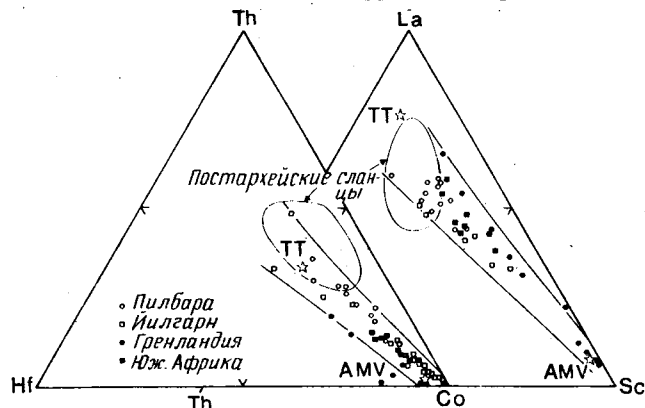


Рис. 7.20. Диаграммы Th—Hf—Co и La—Th—Sc для архейских и постархейских сланцев. Данные для постархейских пород занимают ограниченные поля в противоположность архейским породам. Данные для последних соответствуют модели смешения двух компонентов: архейских мафических вулканитов (AMV) и средней кислой изверженной породы (ТТ) (объяснения см. в тексте).

других позднеархейских осадочных породах, образовавшихся за счет мощных турбидитных серий (например, группа II в районах Калгурли, Йеллоунайф, Вайоминг), что свидетельствует о значительном присутствии мафического компонента в источнике.

7.9.6. Сравнение ранне- и позднеархейских зеленокаменных поясов. Не имеется достаточно данных для исследования различий в распределении микроэлементов в осадочных породах, переслаивающихся с вулканическими сериями в ранне- и позднеархейских зеленокаменных поясах. Нет заметных различий и в спектрах р. з. э., полученных для мощных осадочных серий (ср., например, Фиг-Три, Муди и Пилбара с Йеллоунайфом, Калгурли (группа II) и Вайомингом).

Ясно одно: раннеархейские осадочные породы сильно обогащены Cr и Ni по сравнению с их позднеархейскими аналогами (рис. 7.17). Такого обогащения не наблюдается для V, Co и Sc (табл. 7.7). Как отмечалось выше (разд. 7.8.1), заключение об

источнике, полученное в основном по р.з.э., Th и Sc, показывает, что обогащение связано не только с ультраосновным — основным источником и что соотношение основного и кислого компонентов в источнике сноса ненамного отличается от соотношения в источнике для позднеархейских серий. Ясно, что некоторые различия в содержаниях Sr и Ni обусловлены породами источника. Весьма вероятно, что мафический компонент источника раннеархейских осадочных пород был существенно обогащен высокомагнезильными базальтами и коматититами. Для таких пород характерны более высокие концентрации Sr и Ni, нежели для архейских толеитов и известково-щелочных основных вулканических пород.

7.10. Состав архейской коры

7.10.1. Верхняя кора. На основе рассмотренных геологических, петрографических и геохимических данных мы приходим к выводу, что состав многих опробованных архейских осадочных серий является представительным для состава исходных комплексов вулканических, plutонических, метаморфических и осадочных пород. Соответственно по составу осадочных формаций мы делаем заключение о составе верхней архейской коры, как это было сделано для постархейской верхней коры.

Взаимоотношения микроэлементов в осадочных породах архея убедительно свидетельствуют о происхождении последних в результате смешения двух компонентов. Составы конечных членов соответствуют таковым архейской бимодальной серии. Основываясь на обобщении литературных данных, мы оценили средние составы двух компонентов конечных членов. Они приведены в табл. 7.8. Широкие вариации в составе отдельных пород, а также ограниченность данных для многих элементов существенно снижают точность таких оценок. На основе литературных данных и данных, рассмотренных в этой главе, мы рассчитали также состав средней архейской глинистой породы (табл. 7.8).

Используя тот же подход, что и для оценки содержаний р.з.э. в постархейской верхней коре (гл. 2), мы рассматриваем среднее содержание р.з.э. в архейских глинистых породах в качестве представительного для архейской верхней коры. Средний образец имеет следующий состав: $\Sigma \text{ р.з.э.} = 105 \text{ млн}^{-1}$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6,8$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,0$. Он отличается от PAAS более низкими суммарным содержанием р.з.э. и отношением La/Yb и отсутствием Eu-аномалии. При оценке содержаний р.з.э. в постархейской верхней коре содержания их в сланцах были снижены на 20% с учетом присутствия в них осадочных пород (например, карбонатов, песчаников) с более низкими концентрациями р.з.э. Мы

Таблица 7.8. Химический состав архейского основного и кислого конечных членов серии и среднего архейского аргиллита

Компонент	Основной вулкани- ческий конечный член серии	Кислый конечный член серии	Аргиллит
SiO ₂	50,6	69,7	60,4
TiO ₂	1,2	0,5	0,8
Al ₂ O ₃	14,9	15,8	17,1
FeO	12,9	3,1	9,5
MnO	0,2	0,15	0,1
MgO	8,1	1,4	4,3
CaO	9,5	2,9	3,2
Na ₂ O	2,3	4,3	2,1
K ₂ O	0,3	2,2	2,3
Σ	100,0	100,1	99,8
Cs	—	—	6,0
Ba	130	400	575
Rb	10	65	60
Sr	175	300	180
Pb	—	—	20
La	3,7	37	20
Ce	9,6	75	42
Pr	1,4	8,5	4,9
Nd	7,1	33	20
Sm	2,3	5,7	4,0
Eu	0,87	1,6	1,2
Gd	3,0	3,7	3,4
Tb	0,58	0,6	0,57
Dy	3,8	3,1	3,4
Ho	0,85	0,6	0,74
Er	2,5	1,7	2,1
Tm	0,36	0,22	0,30
Yb	2,5	1,5	2,0
Lu	0,38	0,22	0,31
La _N /Yb _N	1,0	16,7	6,8
Y	21	14	18
Th	0,8	6,8	6,3
U	0,2	1,8	1,6
Zr	50	200	120
Hf	2	4	3,5
Sn	—	—	5,5
Nb	—	—	9,0
Mo	—	—	1,0
W	—	—	1,0
Cr	330	30	205(675)*
V	345	45	135
Sc	40	5	20
Ni	185	20	100(425)*
Co	40	10	40
Cu	—	—	150
Ga	—	—	15
Bi	—	—	0,1
B	—	—	65

* Значения для позднеархейских аргиллитов; в скобках — значения для раннеархейских аргиллитов.

отказались от такой корректировки в архее, поскольку кварциты, карбонаты и эвапориты не так характерны для этой эпохи, к тому же нет явной разницы в среднем содержании р.з.э. в архейских сланцах и граувакках. Абсолютные значения р.з.э. (и содержаний других несовместимых компонентов, рассчитанных по ним) являются, вероятно, верхним пределом и минимизируют расхождения относительно средних содержаний в постархейской коре. Содержание р.з.э. в осадках показывает, что смешение бимодальных компонентов в пропорции 1 : 1 наилучшим образом позволяет предсказать отношение La_N/Yb_N . Содержания р.з.э., полученные при таком смешении, согласуются в пределах 20% с содержаниями р.з.э. в осадках. Мы считаем это совпадение достаточным и приступаем к построению таблицы содержаний в верхней архейской коре, используя модель смешения.

Содержания некоторых элементов в верхней коре могут быть определены исключительно из данных по осадочным породам, если содержания р.з.э. в верхней коре приравнять к содержаниям их в среднем образце осадочной породы. Эта операция не исходит из каких-либо предположений о происхождении состава породы или об источнике. Как было показано в гл. 2, существует корреляция между Th и легкими р. з. э. в постархейских осадочных породах, которая может быть использована для оценки содержаний Th в верхней коре. С помощью обычных отношений элементов (Th/U, K/U, K/Rb) в породах коры можно оценить и содержание в ней других элементов. В разд. 7.9.2 показано, что отношение La/Th в архейских осадочных породах равно $3,5 \pm 0,3$ (см. также гл. 2, рис. 2.16). Используя содержание La (20 млн^{-1}) в архейской верхней коре, определенное по содержанию его в осадочных породах, получим значение Th ($5,7 \text{ млн}^{-1}$) в архейской верхней коре. Исходя из $Th/U = 3,8$, $U = 1,5 \text{ млн}^{-1}$; при $K/U = 10^4$ $K_2O = 1,8\%$; при $K/Rb = 300$ $Rb = 50 \text{ млн}^{-1}$. Значение для Sc может быть получено так: $Th/Sc = 0,43 \pm 0,7$, $La/Sc = 1,3 \pm 0,2$; в итоге среднее значение для Sc составит 14 млн^{-1} . Эти значения и соответствующие отношения сравниваются в табл. 7.9 с данными, полученными на основе модели смешения. Несмотря на колебания, совпадение очень хорошее.

В табл. 7.10 дана наша оценка среднего состава архейской верхней коры. Содержания р.з.э. приравнены к содержаниям их в осадках; Th, U, K, Sc и Rb также рассчитаны по содержаниям их в осадках, а содержания остальных элементов получены смешением в отношении 1 : 1 членов архейской бимодальной серии.

7.10.2. Состав коры в целом. Состав архейской верхней коры был рассчитан главным образом на основе содержаний р.з.э. (как ориентира для вывода среднего) в архейских осадочных

Таблица 7.9. Сравнение оценок для архейской верхней коры

Элемент	Данные по осадкам	Модель смещения
La, млн ⁻¹	20,0	20,4
Yb, млн ⁻¹	2,0	2,0
La _N /Yb _N	6,8	6,9
K, %	1,5	1,1
Th, млн ⁻¹	5,7	6,8
U, млн ⁻¹	1,5	1,8
Rb, млн ⁻¹	50	37,5
Sc, млн ⁻¹	14	22,5

породах. Такой подход предполагает, что архейские осадки образовались за счет обширного источника сноса, и, следовательно, он может быть использован в отношении постархейских осадочных пород для оценки состава верхней коры. Основания для такого допущения представлены в этой и предыдущей главах, из которых мы заключаем, что осадочные процессы в архее действительно обеспечили необходимое опробование обнаженной архейской коры.

Следующий вопрос — тот же самый, что и для постархейской коры: может ли состав поверхности быть представительным для

Таблица 7.10. Химический состав архейской коры

Компонент	Верхняя кора (ВК)	Общая кора (ОК)	Компонент	Верхняя кора (ВК)	Общая кора (ОК)
SiO ₂	60,1	57,0	CaO	6,2	7,2
TiO ₂	0,8	1,0	Na ₂ O	3,3	3,0
Al ₂ O ₃	15,3	15,2	K ₂ O	1,8	0,9
FeO	8,0	9,6	Σ	100,2	99,9
MgO	4,7	5,9			

Элемент	ВК	ОК	Элемент	ВК	ОК	Элемент	ВК	ОК
Na, %	2,45	2,23	Ni, млн ⁻¹	105	103	Gd, млн ⁻¹	3,4	3,2
Mg, %	2,83	3,56	Cu, млн ⁻¹	—	80	Tb, млн ⁻¹	0,57	0,59
Al, %	8,10	8,04	Rb, млн ⁻¹	50	28	Dy, млн ⁻¹	3,4	3,6
Si, %	28,08	26,63	Sr, млн ⁻¹	240	215	Ho, млн ⁻¹	0,74	0,77
K, %	1,50	0,75	Y, млн ⁻¹	18	19	Er, млн ⁻¹	2,1	2,2
Ca, %	4,43	5,22	Zr, млн ⁻¹	125	100	Tm, млн ⁻¹	0,30	0,32
Sc, млн ⁻¹	14	30	Ba, млн ⁻¹	265	220	Yb, млн ⁻¹	2,0	2,2
Ti, млн ⁻¹	5000	6000	La, млн ⁻¹	20	15	La, млн ⁻¹	0,31	0,33
V, млн ⁻¹	195	245	Ce, млн ⁻¹	42	31	Hf, млн ⁻¹	3	3
Cr, млн ⁻¹	180	230	Pr, млн ⁻¹	4	9	Tb, млн ⁻¹	5,7	2,9
Mn, млн ⁻¹	1400	1500	Nd, млн ⁻¹	20	16	U, млн ⁻¹	1,5	0,75
Fe, %	6,22	7,46	Sm, млн ⁻¹	4,0	3,4			
Co, млн ⁻¹	25	30	Eu, млн ⁻¹	1,2	1,1			

коры в целом? Мощность архейской коры, как показано в разд. 7.7, сопоставима с мощностью современной коры, и, следовательно, этот вопрос может быть рассмотрен с позиций анализа теплового потока.

Тот состав верхней коры, который представлен в предыдущем разделе, должен давать тепловой поток в $40 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ для коры мощностью 40 км. Это превышает современный тепловой поток в архейских комплексах более чем в два раза (разд. 5.5). Представляется, что генерирующие тепло элементы содержались в архейской коре в таком же количестве, как и в современной. В последующих главах мы увидим (см. особенно гл. 9), что принципиально разные механизмы обусловили рост архейской и постархейской коры. Архейская кора сложена в основном бимодальной основной — кислой серией. Естественно предположить, что из-за более низкой плотности кислые компоненты преобладают в верхних частях коры вследствие эффекта всплывания, а более плотные основные компоненты залегают глубоко внутри коры. Оба компонента имеют мантийное происхождение в противоположность постархейской гранодиоритовой верхней коре, образовавшейся в результате внутрикорового плавления.

Чтобы получить состав коры в целом, мы рассчитали соответствующую смесь основных и кислых пород, отвечающую наблюдаемому тепловому потоку. Исходя из отношений $K/U = 10^4$ и $\text{Th}/U = 3,8$, смесь основного и кислого компонентов в пропорции 2 : 1 дает следующие значения: $K = 0,75\%$, $U = 0,75 \text{ млн}^{-1}$ и $\text{Th} = 2,9 \text{ млн}^{-1}$. Такой состав обеспечивает современный тепловой поток $14 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ при мощности коры 30 км и $19 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ при мощности коры 40 км. Современный тепловой поток для архейских провинций составляет $14 \pm 2 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ (табл. 5.5, рис. 5.12). Если учесть ошибки подсчетов, то полученные результаты можно считать удовлетворительными. Известно всего 4 измерения теплового потока для архея. Необходимо также отметить потерю части верхних кислых слоев при эрозии и тот факт, что сами оценки состава архейских основных и кислых пород имеют меньшую точность, чем постархейские.

Состав, полученный таким путем, очень близок к среднему составу архейских вулканических пород, который был определен в результате широкомасштабного опробования провинции Сьюпириор [128]. Соответственно мы используем и этот источник, и значения, полученные по бимодальным средним, чтобы получить валовой состав архейской коры (табл. 7.10).

7.10.3. Дифференциация архейской коры. Несмотря на некоторую условность составов архейской коры, приведенных в табл. 7.10, можно все же сделать ряд достаточно обоснованных выводов. Верхняя кора обогащена сильно несовместимыми элементами. Принятые содержания наиболее несовместимых

элементов (K, U, Th, Rb) более чем вдвое превышают их содержания в общей архейской коре. И наоборот, концентрации многих элементов группы железа (Fe, Cr, Ni, Co) и Sc несколько ниже в верхней коре.

Особенно важным является тот факт, что данные об осадочных образованиях четко указывают на различия в механизмах дифференциации архейской и постархейской коры. Отсутствие отрицательной Eu-аномалии, так характерной для образцов постархейской верхней коры, свидетельствует о том, что внутрикоровое частичное плавление с плагиоклазом в качестве стабильной остаточной фазы (<40 км) играло относительно небольшую роль в период до позднего архея (примерно 2,7 млрд. лет назад). Наличие раннеархейских гранитоидов с отрицательной Eu-аномалией и сравнительно редкая встречаемость осадочных пород с отрицательной Eu-аномалией в высокометаморфизованных комплексах показывают, что этот процесс имел локальный характер и не мог оказать заметного влияния на средний состав верхней коры, чего нельзя сказать об осадочных процессах.

Кислые конечные члены архейской бимодальной серии (например, дациты, тоналиты) имеют весьма крутые спектры р.з.э. и обеднены тяжелыми р.з.э., что указывает на фракционирование граната (см., например, рис. 7.6, а). Отсутствие отрицательной Eu-аномалии в среднем составе показывает, что плагиоклаз не был остаточной фазой. Таким образом, главным механизмом дифференциации архейской коры было, вероятно, частичное плавление высокометаморфизованных основных пород (амфиболитов, эклогитов) на глубинах, превышающих 40 км (например, [129]). Вертикальное распределение масс в пределах коры контролировалось в основном плотностью и эффектами всплывания, что обусловило нахождение вблизи поверхности менее плотных кислых пород.

7.11. Резюме

1. Архейские комплексы могут быть подразделены на три главные литологические ассоциации: низко- и высокометаморфизованные комплексы и комплексы кратонов.

2. Архейские вулканические породы в целом характеризуются бимодальной ассоциацией, включающей основную — ультраосновную и кислую составляющие. Андезиты или редки, или вообще отсутствуют во многих зеленокаменных поясах. Если они встречаются, то приурочены обычно к верхам зеленокаменных серий. Архейские кислые вулканы имеют, как правило, наклонные спектры р.з.э. и обеднены тяжелыми р.з.э., что указывает на фракционирование граната. Эти кислые вулканы (главным

образом дациты) химически неотличимы от архейской тоналит-трондьемит-гранодиоритовой плутонической серии.

3. Осадочные породы зеленокаменных поясов встречаются в двух геологических обстановках: в виде вулканокластических и хемогенных осадков в тесной ассоциации с вулканическими породами и в виде мощных грубообломочных и вулканокластических турбидитных отложений, залегающих над вулканическими сериями.

4. Нет единой тектонической модели образования архейских зеленокаменных поясов. Многие мощные осадочные серии свидетельствуют о формировании их на окраинах континентов или вблизи них.

5. В высокометаморфизованных комплексах обычно наблюдаются признаки осадков мелководных фаций, поэтому их не следует рассматривать как метаморфизованные эквиваленты низкометаморфизованных комплексов.

6. Архейская континентальная кора достигла мощности, сравнимой с мощностью современной коры, по крайней мере 3,0—2,7 млрд. лет назад, а может быть, и значительно раньше.

7. Спектры р. з. э. для образцов архейских обломочных пород отличаются от таковых для постархейских большей изменчивостью, более низкими Σ р. з. э. и La/Yb-отношениями и отсутствием Eu-аномалий. Архейские осадочные породы также имеют более низкие Th/Sc- и La/Sc-отношения и более высокие La/Th-отношения.

8. Судя по характеру распределения микроэлементов в архейских осадочных породах, последние образовались в основном за счет смешения архейской бимодальной магматической серии основных вулканитов и кислых вулканических и плутонических пород.

9. Осадочные породы раннеархейских осадочных серий имеют более высокие содержания Cr и Ni, нежели их позднеархейские аналоги. Это обогащение обусловлено как их происхождением, так и эффектами вторичного обогащения.

10. Содержания р. з. э. и других микроэлементов в архейской верхней коре могут быть получены из их содержаний в осадочных породах и составляют: Σ р. з. э. = 105 млн⁻¹, $La_N/Yb_N = 6,8$, $Eu/Eu^* = 1,0$, $K = 1,5\%$, $Th = 5,7$ млн⁻¹, $U = 1,5$ млн⁻¹, $Sc = 14$ млн⁻¹, $Rb = 50$ млн⁻¹ и $Rb/Sr = 0,21$. Эти значения соответствуют смеси 1 : 1 основного и кислого конечных членов архейских бимодальных магматических серий. На основе этих значений могут быть рассчитаны содержания и других элементов в верхней коре.

11. Содержания K, Th и U в архейской коре могут быть рассчитаны исходя из измерений теплового потока. Полученные значения ($K = 0,75\%$, $Th = 2,9$ млн⁻¹, $U = 0,75$ млн⁻¹) эквивалент-

ны смеси основного и кислого конечных членов бимодальной серии в пропорции 2 : 1, а также эквивалентны средним содержаниям в архейских вулканических породах провинции Сьюпириор. Это позволяет рассчитать содержания других элементов в коре. Ключевыми значениями являются: $\text{SiO}_2 = 57,0\%$, $\text{Rb} = 28 \text{ млн}^{-1}$, $\text{Rb/Sr} = 0,13$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4,6$, $\text{Cr} = 230 \text{ млн}^{-1}$, $\text{Ni} = 130 \text{ млн}^{-1}$.

12. Химическая дифференциация архейской коры была связана с плавлением на мантийных глубинах, что резко контрастирует с внутрикоровыми процессами, обусловившими дифференциацию постархейской коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Conlie K. C.* (1981) *Archean Greenstone Belts*. Elsevier.
2. *Lowe D. R.* (1982) Comparative sedimentology of the principal volcanic sequences of Archean greenstone belts in South Africa, Western Australia and Canada: Implications for crustal evolution. *PCR*, 17, 1.
3. *Anhaeusser C. R.* (1982) Archean greenstone terrains: geological evolution and metallogenesis. *Rev. Brasil Geosc.*, 12, 1.
4. *Windley B. F.* (ed.) (1976) *The Early History of the Earth*. Wiley; (1977) *The Evolving Continents*, Wiley.
5. *Tarling D. H.* (ed.) (1978) *Evolution of the Earth's Crust*. Academic Press.
6. *Barker F.* (ed.) (1979) *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier.
7. *Windley B. F., Naqvi S. M.* (eds) (1978) *Archean Geochemistry*. Elsevier.
8. *Glover J. E., Groves D. I.* (eds) (1981) *Archean geology*. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.* 7.
9. *Kroner A.* (ed.) (1981) *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier.
10. *Tankard A. J. et al.* (1981) *Crustal Evolution of Southern Africa: 3.8 Billion Years of Earth History*. Springer-Verlag.
11. *Gorman B. E. et al.* (1978) On the structure of Archean greenstone belts. *PCR*, 6, 23.
12. *De Wit M. J.* (1982) Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. *J. Struct. Geol.*, 4, 117.
13. *Lowe D. R.* (1980) Archean sedimentation. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 18, 145.
14. *Bickle M. J., Eriksson K. A.* (1982) Evolution and subsidence of early Precambrian sedimentary basins. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A305, 225.
15. *Goodwin A. M. et al.* (1972) The Superior Province. *Geol. Soc. Can. Spec. Pap.*, 11, 527.
16. *Henderson J. B.* (1981) Archean basin evolution in the Slave Province, Canada. In: [9], 213.
17. *Anhaeusser C. R.* (1976) Archean metallogeny in Southern Africa. *Econ. Geol.*, 71, 16.
18. *Barager W. R. A.* (1966) Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks. *CJES*, 5, 773.
19. *Condie K. C.* (1980) Archean andesites. In: *Thorpe R. S.* (ed.), *Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, 575.
20. *Glikson A. Y., Hickman A. H.* (1981) Geochemical stratigraphy and petrogenesis of Archean basic-ultrabasic volcanic units, eastern Pilbara block, Western Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, 7, 287.
21. *Glikson A. Y., Hickman A. H.* (1981) Geochemistry of Archean volcanic successions, eastern Pilbara Block, Western Australia. *BMR Record* 1981/36.

22. Ayres L. D. (1983) Bimodal volcanism in Archean greenstone belts exemplified by greywacke composition, Lake Superior Park, Ontario. *CJES*, **20**, 1168.
23. Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets (1981). Pergamon Press, 5—29.
24. Jahn B.-M., Sun S.-S. (1979) Trace element distributions and isotopic composition of Archean greenstones. *PCE*, **11**, 597.
25. Arndt N. T., Nisbet E. G. (eds) (1982) Komatiites. Allen and Unwin, London.
26. MacGeehan P. J., MacLean W. H. (1980) An Archean sub-seafloor geothermal system, «calc-alkali» trends, and massive sulphide genesis. *Nature*, **286**, 767.
27. Представительные анализы архейских вулканических пород на рис. 7.3—7.6 взяты из следующих источников: Sun S.-S., Nesbitt R. W. (1978) *CMP*, **65**, 301 (Fig. 7.3 — 87J, 331/347, 422/95; Fig. 7.4 — 331/475, 7360a; Fig. 7.5 — RH-170); Jahn B.-M. et al. (1980) *J. Pet.*, **21**, 201 (Fig. 7.3 — 575; Fig. 7.4 — S145; Fig. 7.6 — S29); Jahn B.-M. et al. (1982) *CMP*, **80**, 25 (Fig. 7.3 — 5046); Hawkesworth C. J., O'Nions R. K. (1977) *J. Pet.*, **18**, 487 (Fig. 7.4 — 9); Smith I. E. M. (1980) *CJES*, **17**, 1292 (Fig. 7.4 — 595, 604); Jahn B.-M. et al. (1981) *CGA*, **45**, 1633 (Fig. 7.5 — 3809; Fig. 7.6 — 3815, 3822); Taylor S. R., Hallberg J. A. (1977) *CGA*, **41**, 1125 (Fig. 7.5 — M-1, M-2; Fig. 7.6 — 28, 31); Condie K. C., Baragar W. R. A. (1974) *CMP*, **45**, 237 (Fig. 7.6 — 97); Arth J. G., Hanson G. N. (1975) *CGA*, **39**, 325 (Fig. 7.6 — MN-51, MN-53); Glikson A. Y. (1976) *CGA*, **40**, 1261 (Fig. 7.6 — 78); Jenner G. A. et al. (1981) *CGA*, **45**, 1111 (Fig. 7.6 — YK27).
28. Gill J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag.
29. Taylor S. R., Hallberg J. A. (1977) Rare-earth elements in the Marda calc-alkaline suite: An Archean geochemical analogue of Andean-type volcanism. *GCA*, **41**, 1125.
30. McCulloch M. T., Compston W. (1981) Sm-Nd age of Kambalda and Kanowna greenstones and heterogeneity in the Archean mantle. *Nature*, **294**, 322.
31. Hamilton P. J. et al. (1978) Sm-Nd isotopic investigations of Isua supracrustal and implications for mantle evolution. *Nature*, **272**, 41.
32. Hamilton P. J. et al. (1983) Sm-Nd studies of Archean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the earth's early history. *EPSL*, **62**, 263.
33. Eriksson K. A. (1980) Transitional sedimentation styles in the Moodies and Fig Tree Groups, Barberton Mountain Land, South Africa: evidence favouring an Archean continental margin. *PCR*, **12**, 141.
34. Walker R. G. (1978) A critical appraisal of Archean basin — craton complexes. *CJES*, **15**, 1213.
35. Eriksson K. A. (1977) Tidal deposits from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Sed. Geol.*, **18**, 255.
36. Eriksson K. A. (1978) Alluvial and destructive beach facies from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa and Swaziland. In: Miall A. D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **5**, 287.
37. Eriksson K. A. (1979) Marginal marine depositional processes from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa: evidence and significance. *PCR*, **8**, 153.
38. Eriksson K. A. (1980) Hydrodynamic and paleogeographic interpretation of turbidite deposits from the Archean Fig Tree Group of the Barberton Mountain Land, South Africa. *GSA Bull.*, **91**, 21.
39. Eriksson K. A. (1981) Archean platform-to-trough sedimentation, East Pilbara Block, Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 235.
40. Eriksson K. A. (1982) Sedimentation patterns in the Barberton Mountain

- Land, South Africa, and the Pilbara Block, Australia: evidence for Archean rifted continental margins. *Tectonophysics*, **81**, 179.
41. Eriksson K. A. (1982) Archean and early Proterozoic sedimentation styles in the Kaapvaal Province, South Africa and Pilbara Block, Australia. *Rev. Brasil Geosc.*, **12**, 121.
 42. Ojakangas R. W. (1972) Archean volcanogenic greywackes of the Vermilion District, northeastern Minnesota. *GSA Bull.*, **83**, 429.
 43. Walker R. G., Pettijohn F. J. (1971) Archean sedimentation: analysis of the Minnitaki Basin, northwestern Ontario, Canada. *GSA Bull.*, **42**, 2099.
 44. Hunter D. R. (1974) Crustal development in the Kaapvaal Craton. I. The Archean. *PCR*, **1**, 259.
 45. Hickman A. H. (1981) Crustal evolution in the Pilbara Block, Western Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 57.
 46. Anhaeusser C. R. (1973) The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A273**, 359.
 47. Glikson A. Y. (1978) On the basement of Canadian greenstone belts. *Geosci. Can.*, **5**, 3.
 48. Hamilton P. J. et al. (1979) Sm-Nd dating on Onverwacht Group Volcanics, Southern Africa. *Nature*, **279**, 298.
 49. Carlson R. W. et al. (1983) Sm-Nd age and isotopic systematics of the bimodal ancient gneiss complex, Swaziland. *Nature*, **305**, 701.
 50. Gee R. D. et al. (1981) Crustal development in the Archean Yilgarn Block, Western Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 43.
 51. Archibald N. J. et al. (1981) Evolution of Archean crust in the Eastern Goldfields Province of the Yilgarn Block, Western Australia. *Ibid.*, **491**.
 52. Baragar W. R. A., McGlynn J. C. (1976) Early Archean basement in the Canadian Shield: A review of the evidence. *GSC Pap.*, **76**—14.
 53. Brilgewater D. et al. (1978) The development of the Archean gneiss complex of the North Atlantic region. In: [5], 19.
 54. McGregor V. R. (1979) Archean gray gneisses and the origin of the continental crust. In: [6], 169.
 55. Sutton J., Watson J. V. (1969) Scourian-Laxfordian relationships in the Lewisian of north-west Scotland. *Geol. Ass. Can. Spec. Pap.*, **5**, 119.
 56. Tarney J. et al. (1979) Geochemistry of Archean tonalitic and trondhjemitic gneisses from Scotland and East Greenland. In: [6], 275.
 57. Nieuwland D. A., Compston W. (1981) Crustal evolution in the Yilgarn Block near Perth, Western Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pap.*, **7**, 159.
 58. Ermanovics I. F. et al. (1979) Petrochemistry and tectonic setting of plutonic rocks of the Superior Province in Manitoba. In: [6], 323.
 59. Park R. G. (1981) Origin of horizontal structure in high-grade Archean terrains. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pap.*, **7**, 481.
 60. Collerson K. D. et al. (1981) Geochronology and evolution of Late Archean gneisses in Northern Labrador: An example of reworked sialic crust. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pap.*, **7**, 205.
 61. Barker F. et al. (1981) Tonalites in crustal evolution. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A301**, 293.
 62. Barker F., Arth J. G. (1976) Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, **4**, 596; Barker F., Peterman Z. E. (1974) Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust. *PCR*, **1**, 1.
 63. McGregor V. R., Mason B. (1977) Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland. *Am. Mineral.*, **62**, 887.
 64. Gill R. C. O. et al. (1981) The geochemistry of the earliest known basic metavolcanic rocks at Isua, West Greenland. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 313.
 65. Windley B. F., Smith J. V. (1976) Archean high grade complexes and modern continental margins. *Nature*, **260**, 671.

66. Kroner A. (1984) Evolution, growth and stabilization of the Precambrian lithosphere. *PCE*, **15**, Chap. 4.
67. Green D. H. (1972) Archean greenstone belts may include terrestrial equivalents of lunar maria. *EPSL*, **15**, 263.
68. Образование базальтовых лав нередко связывается с импактным плавлением, однако эта гипотеза по ряду причин представляется проблематичной. См. pp. 189—191. In: Taylor S. R. (1975) *Lunar Science: A Post-Apollo View*. Pergamon Press.
69. Condie K. C. (1981) *Plate Tectonics and Crustal Evolution* (2nd Ed.). Pergamon Press.
70. Taylor S. R., McLennan S. M. (1981) The rare-earth element evidence in Precambrian sedimentary rocks: Implications for crustal evolution. In: [9], 527.
71. Crook K. A. W. (1974) Lithogenesis and geotectonics. *SEPM Spec. Pub.*, **19**, 304.
72. Henderson J. B. (1981) Archean basin evolution in the Slave Province, Canada. In: [9], 213.
73. Padgham W. A. (1981) Archean crustal evolution — A glimpse from the Slave Province. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 99.
74. Dimroth E. et al. (1982) Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I, *CJES*, **19**, 1729; Part II, *CJES*, **20**, 1355; Part III, *CJES*, **20**, 1374.
75. Nutman A. P. et al. (1984) Stratigraphic and geochemical evidence for the depositional environment of the early Archean Isua supracrustal belt, West Greenland. *PCR*, **25**, 365.
76. Young G. M. (1978) Some aspects of the evolution of the Archean crust. *Geosci. Can.*, **5**, 140.
77. Fyfe W. S. (1978) The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics. *Chem. Geol.*, **23**, 89.
78. Hargraves R. B. (1976) Precambrian geologic history. *Science*, **193**, 363. Точка зрения, высказанная в этой книге, по существу, является повторением библейского выражения: «Воды стояли над горами» (Псалом 104, стих 6, Библия, вариант короля Джеймса). Однако обычность и широкая распространенность осадочных пород среди наиболее древних образований, по-видимому, опровергают оба этих мнения.
79. Tarney J., Windley B. F. (1977) Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. *J. Geol. Soc. Lond.*, **134**, 153.
80. Collerson K. D., Fryer B. J. (1978) The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust. *CMP*, **67**, 151.
81. Perkins D., Newton R. C. (1981) Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz. *Nature*, **292**, 144.
82. Newton R. C. (1978) Experimental and thermodynamic evidence for the operation of high pressures in Archean metamorphism. In: Windley B. F., Naqvi S. M. (eds), *Archean Geochemistry*. Elsevier, 221.
83. Grambling J. A. (1981) Pressures and temperatures in Precambrian metamorphic rocks. *EPSL*, **53**, 63.
84. Harris N. B. W. et al. (1982) Geobarometry, geothermometry and late Archean geotherms from the granulite facies terrain of South India. *J. Geol.*, **90**, 509.
85. Saggerson E. P. (1973) Metamorphic facies series in Africa: a contrast. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Pub.*, **2**, 227.
86. Dickinson B. B., Watson J. (1976) Variations in crustal level and geothermal gradient during the evolution of the Lewisian complex of northwest Scotland. *PCR*, **3**, 363.
87. Bickle M. J. (1978) Heat loss from the earth: a constraint on Archaean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production. *EPSL*, **40**, 301.

88. Nisbet E. G., Fowler C. M. R. (1983) A model for Archean plate tectonics. *Geology*, **11**, 376.
89. Arndt N. T. (1983) Role of a thin komatiite-rich oceanic crust in the Archean plate-tectonic process. *Geology*, **11**, 372.
90. Campbell I. H., Jarvis G. T. (1984) Mantle convection and early crustal evolution. *PCR*, **26**, 15.
91. McLennan S. M., Taylor S. R. (1984) Archean sedimentary rocks and their relation to the composition of the Archean crust. In: Kroner A. (ed.), *Archean Geochemistry*, Springer-Verlag. 47.
92. McLennan S. M. et al. (1983) Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *GCA*, **47**, 1211.
93. McLennan S. M. et al. (1983) Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups. *PCR*, **22**, 93.
94. Condie K. C. et al. (1970) Petrology and geochemistry of early Precambrian greywackes from the Fig Tree Group, South Africa. *GSA Bull.*, **81**, 2759.
95. Wildeman T. R., Condie K. C. (1973) Rare earths in Archean greywackes from Wyoming and from the Fig Tree Group, South Africa. *GCA*, **37**, 439.
96. Nance W. B., Taylor S. R. (1977) Rare earth element patterns and crustal evolution. II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. *GCA*, **41**, 225.
97. McLennan S. M. (1981) Trace Element Geochemistry of Sedimentary Rocks: Implications for the Composition and Evolution of the Continental Crust. Ph. D. Thesis, Australian National University.
98. Bavinton O. A., Taylor S. R. (1980) Rare earth element abundances in Archean metasediments from Kambalda, Western Australia. *GCA*, **44**, 639.
99. Jenner G. A. et al. (1981) Geochemistry of the Yellowknife Supergroup. *GCA*, **45**, 1111.
100. McLennan S. M. et al. (1984) Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from West Greenland. *GCA*, **48**, 1.
101. Pidgeon R. T. (1978) 3450 m. y.-old volcanics in the Archaean layered greenstone succession of the Pilbara Block, Western Australia. *EPSL*, **37**, 421; Hamilton P. J. et al. (1981) Sm-Nd dating of the North Star Basalt, Warrawoona Group, Pilbara Block, Western Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 187.
102. Oversby V. M. (1976) Isotopic ages and geochemistry of Archean acid igneous rocks from the Pilbara, Western Australia. *GCA*, **40**, 817.
103. Trendall A. (1983) The Hamersley Basin (в печати).
104. Eriksson K. A. (1984), устное сообщение.
105. Danchin R. V. (1967) Chromium and nickel in the Fig Tree Shale from South Africa. *Science*, **158**, 261.
106. Glikson A. Y. (1971) Archean geosynclinal sedimentation near Kalgoorlie, Western Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **3**, 443.
107. Gemuts I., Theron A. (1975) The Archean between Coolgardie and Norseman — stratigraphy and mineralization. In: *Economic Geology of Australia and Papua New Guinea*, 1, Metals. Australas. Inst. Min. Metall., 66.
108. Bavinton O. A. (1981) The nature of sulfide metasediments at Kambalda. *Econ. Geol.*, **76**, 1606.
109. Henderson J. B. (1975) Sedimentology of the Archean Yellowknife Supergroup at Yellowknife, District of Mackenzie. *GSC Bull.*, **246**.
110. Drury S. A. (1979) Rare-earth and other trace element data bearing on the origin of Archean granitic rocks from Yellowknife, Northwestern Territories. *CJES*, **16**, 809.
111. Condie K. C. (1967) Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. *GCA*, **31**, 2135.
112. Wildeman T. R., Haskin L. A. (1973) Rare earths in Precambrian sediments.

- GCA, **37**, 419; *Arth J. G., Hanson G. N.* (1975) Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. GCA, **39**, 325.
113. *Kerrick R., Fryer B. J.* (1979) Archean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Belt. II. REE and oxygen isotope relations. CJES, **16**, 440.
 114. *McGregor V. R.* (1973) The early Precambrian gneisses of the Godthåb district, West Greenland. Phil. Trans. Roy. Soc., **A273**, 343.
 115. *Nutman A. P., Bridgwater D.* (1983) Deposition of Malene supracrustal rocks on an Amitsoq basement in outer Ameralik, southern West Greenland. Rapp Grønlands geol. Unders., **112**, 43.
 116. *Taylor P. N. et al.* (1980) Crustal contamination as an indicator of the extent of early Archean continental crust. GCA, **44**, 1437.
 117. *Dymek R. F. et al.* (1983) The Malene metasedimentary rocks on Rypeø, and their relationship to Amitsoq gneisses. Rapp Grønlands geol. Unders., **112**, 53.
 118. *Boak J. L. et al.* (1982) Early crustal evolution: constraints from variable REE patterns in metasedimentary rocks from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. LPS XIII, 51.
 119. *Naqvi S. M.* (1983) Geochemistry of some unusual Early Archean sediments from Dharwar Craton, India. PCR, **22**, 125.
 120. *Mueller P. A. et al.* (1982) Precambrian evolution of the Beartooth Mountains, Montana-Wyoming, USA. Rev. Brasil. Geosc., **12**, 215.
 121. *Sun S.-S., Nesbitt R. W.* (1978) Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. CMP, **65**, 301.
 122. *McLennan S. M. et al.* (1980) Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks and the composition of the continental crust. GCA, **44**, 1833.
 123. *Cameron E. M., Garrels R. M.* (1980) Geochemical compositions of some Precambrian shales from the Canadian Shield. Chem. Geol., **28**, 181.
 124. *Taylor S. R.* (1977) Island arc models and the composition of the continental crust. AGU Ewing Series, **1**, 325.
 125. *Jakobs P., Taylor S. R.* (1974) Excess Eu content in Precambrian rocks and continental evolution. GCA, **38**, 793.
 126. *Langmuir C. H. et al.* (1978) A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. EPSL, **37**, 380.
 127. *Nance W. B., Taylor S. R.* (1976) Rare-earth element patterns and crustal evolution. I. Australian post-Archean sedimentary rocks. GCA, **40**, 1539.
 128. *Goodwin A. M.* (1977) Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. Geol. Ass. Can. Spec. Pap., **16**, 205.
 129. *O'Nions R. K., Pankhurst R. J.* (1978) Early Archean rocks and geochemical evolution of the Earth's crust. EPSL, **38**, 211.

ГРАНИЦА АРХЕЙ — ПРОТЕРОЗОИ

8.1. Определение границы архей — протерозой

Заметные различия в составе архейской и постархейской верхней коры, обнаруженные при анализе содержаний микроэлементов в обломочных осадочных породах, привлекли внимание к границе архей — протерозой. Мы интерпретируем эти изменения как запись в позднем архее заметного изменения в составе вскрытой коры от более основного к более кислому. Контраст между комплексами архейских гранит-зеленокаменных поясов и относительно недеформированными протерозойскими супракристалльными образованиями был отмечен и рассмотрен более 100 лет назад. В 1845 г. сэр Вильям Логан из Геологической службы Канады первым установил «большое несогласие» между тем, что сегодня называется формацией Говганда, и подстилающим ее гранитным архейским основанием [1]. В гл. 9 и 10 мы рассмотрим эволюционные модели, которые были предложены для объяснения тектонических изменений и изменений состава, приуроченных к границе архей — протерозой. В этой главе обсуждаются геология и геохимия некоторых ключевых раннепротерозойских и позднеархейских осадочных серий, которые зарегистрировали изменения в составе верхней коры.

Подразделение докембрийского времени всегда являлось трудной задачей. За последние 35 лет каждый год появлялись в среднем две новые или переработанные схемы классификации докембрия [2]. Было доказано, что положение границы архей — протерозой практически неуловимо. В этой книге мы не касаемся стратиграфического подразделения или номенклатуры, однако некоторые замечания уместны, поскольку фундаментальные изменения в составе верхней коры ассоциируются с тем, что условно было названо границей архей — протерозой.

Первоначальные определения понятий архей и протерозой были разработаны на примере Канадского щита. Традиционно на Канадском щите граница архей — протерозой определялась как «большое несогласие» между более древними, в основном более деформированными гранит-зеленокаменными комплексами и более молодыми, в основном менее деформированными эпикон-

тинентальными супракрустальными сериями, типичными представителями которых в районе озер Гурон и Верхнее являются надгруппа Гурон и группа Анимик. Алкок [3] определяет границу как начало отложения гуронских пород к северу от озера Гурон. Стокуэлл [4, 5] для определения границы использовал принципиально иной подход, а именно: прекращение интенсивной вулканоплутонической деятельности (орогения Кеноран), поскольку оно может быть датировано изотопными методами. Согласно последнему определению, это событие на Канадском щите произошло 2510—2500 млн. лет назад [4].

Известны попытки зафиксировать границу архей — протерозой на рубеже 2500 млн. лет назад [6], однако такой подход не годится для данного контекста. Изменения в содержании микроэлементов в верхней коре тесно связаны с главным геологическим перерывом, который традиционно назывался границей архей — протерозой. Эти изменения повсеместно разновозрастные, а в одном случае (бассейн Хамерсли) даже не связаны с главным несогласием. В Южной Африке возраст главного несогласия между гранит-зеленокаменными комплексами и более молодыми эпиконтинентальными супракрустальными образованиями на несколько сот миллионов лет древнее, нежели традиционная дата (2500 млн. лет) (см. дискуссию в работе [7] и ниже).

Осадочные породы надгруппы Гурон (ороген Уопмей и геосинклинали Пайн-Крик) моложе чем 2,5 млрд. лет и имеют соответственно раннепротерозойский возраст согласно принятому определению. В любом случае они залегают с сильным несогласием на гранит-зеленокаменных комплексах с возрастом более 2,5 млрд. лет (за исключением основания серии Пайн-Крик, которая может быть несколько моложе). Таким образом, несогласия в основании этих осадочных серий четко отмечают условную границу архей — протерозой. Возраст и тектонические взаимоотношения надгруппы Маунт-Брус менее ясны. Группа Фортескью, залегающая в основании надгруппы Маунт-Брус, может быть древнее 2,7 млрд. лет, и не ясно, предшествовало ли главное тектонотермальное событие непосредственно ее отложению [8]. В этом случае удобно использовать традиционную номенклатуру и поместить границу архей — протерозой в основание надгруппы Маунт-Брус.

8.2. Геохимия раннепротерозойских осадочных пород

8.2.1. Надгруппа Гурон. Эта надгруппа сохранилась в виде дугообразного пояса на северном берегу озера Гурон в Канаде. Серия мощностью 12 000 м сложена в основном терригенными осадочными породами и залегает несогласно на архейском

основании, представленном гранит-зеленокаменными породами (рис. 8.1). Максимальная мощность серии на юге, минимальная — на севере, где часть разреза отсутствует. Верхний возрастной предел надгруппы, вероятно, 2,5 млрд. лет. Толщи пород прорваны днабазами Ниписсинг возраста около 2,1 млрд. лет [9]. Действительный период отложения был, по-видимому,

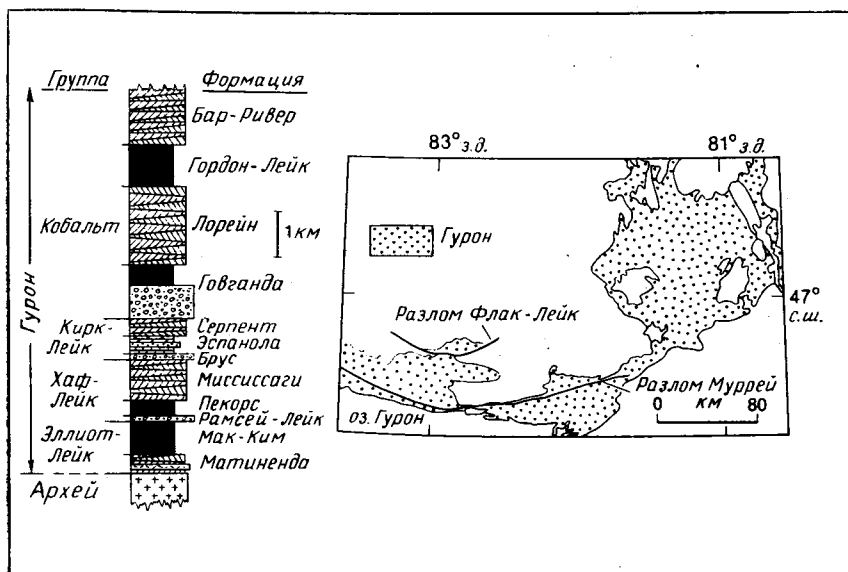


Рис. 8.1. Местоположение и генерализованная стратиграфическая колонка раннепротерозойской надгруппы Гурон, выходящей на поверхность на северном берегу одноименного озера.

значительно короче. Фрейри и др. [10] определили возраст гранитов Критон, внедрившихся в низы надгруппы Гурон, в 2,33 млрд. лет. По мнению этих авторов, данные граниты прорывают надгруппу Гурон, и, следовательно, возраст 2,3 млрд. лет является минимальным. С другой стороны, эти граниты могут быть интрузивным аналогом нижнегуронских вулканитов [11], и поэтому возраст 2,3 млрд. лет будет максимальным для надгруппы Гурон.

Залегающая в основании группа Эллиот-Лейк имеет самую сложную стратиграфию в гуронской серии. Это характерно, например, для главных отложений ураноносных кварцево-галечных конгломератов, установленных в формации Матиненда вблизи города Эллиот-Лейк. Эта группа уникальна также тем,

что в основании или около него она содержит в большом количестве перемежающиеся вулканические и вулканокластические породы (формации Тессалон, Фруд-Стоби, Коппер-Клифф). Формация Матиненда состоит преимущественно из тускло-коричневых варьированных по цвету переслаивающихся субаркозов с подчиненными кварцевыми конгломератами. Вероятно, это речные и дельто-речные образования [12]. Формация Мак-Ким сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Многие признаки указывают на турбидитные отложения.

Расположенные несколько выше по разрезу группы Хаф-Лейк, Кирк-Лейк и нижний Кобальт включают три главных осадочных цикла [13]. Каждый цикл начинается с пачки тиллитов (формации Рамсей-Лейк, Брус, нижняя Говганда), вероятно, ледникового происхождения. Образование самой мощной и наиболее распространенной из них формации Говганда, вероятно, связано с континентальным оледенением, захватившим большую часть Канадского щита [14]. Выше тиллитов в каждой формации — Пекорс, Эспанола и верхняя Говганда — залегает пачка тонкозернистых пород. Примечательна формация Эспанола, ибо она — единственная в формации Гурон, содержащая в большом количестве карбонатный материал [15]. Формации Миссиссаги и Серпент имеют речное происхождение, а Лоррен, — вероятно, смешанное речное — морское.

Две верхние гуронские формации не были детально изучены. Формация Гордон-Лейк сложена аргиллитами с примесью эвапоритовых минералов, кремневыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Считается, что эта пачка образовалась в прибрежных мелководных морских условиях, возможно в обстановке приливо-отливных отмелей. Формация Бар-Ривер включает ортокварциты с находящимися в подчиненном количестве алевролитами, гематитовыми песчаниками и алевролитами и аркозами. Эта формация, по-видимому, образовалась в результате мелководных морских, прибрежных и ветровых процессов.

Петрографические наблюдения и данные о палеотечениях свидетельствуют о весьма ограниченном источнике гуронских осадочных пород. Направления палеотечений показывают, что исходные породы в архейской провинции Сьюпириор были развисты к северу, западу и востоку [12, 14, 16]. Петрографические особенности подтверждают такую интерпретацию. Янг [16] предлагает авлакогеновую модель тектонической истории и истории формирования раннепротерозойской осадочной серии вокруг озер Гурон и Верхнее. Согласно этой модели, Гурон слагает северный край вытянутой в восточном направлении и ограниченной разломами синклинали, которая, по-видимому, открывалась в океан, где теперь находится провинция Гренвилл. Другие исследователи полагают, что отложения приурочены

Таблица 8.1. Химический состав тонкозернистых осадочных пород надгруппы Гурон [19, 20]

Компонент	Мак-Ким 1	Пекорс 2	Эспанола 3	Серпент 4	Гордон-Лейк 5
SiO ₂	62,66	63,92	60,31	74,31	71,69
TiO ₂	0,81	0,80	0,51	0,47	0,41
Al ₂ O ₃	21,47	19,45	14,15	13,01	15,96
FeO	6,46	6,72	4,70	3,59	3,36
MnO	0,06	0,06	0,15	0,02	0,02
MgO	2,31	2,86	6,22	1,45	1,67
CaO	0,76	0,71	8,61	0,98	0,26
Na ₂ O	1,40	1,66	1,64	1,80	1,35
K ₂ O	3,98	3,72	3,61	4,28	5,15
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,10	0,09	0,12
Σ	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99
п. п. п.	4,31	4,01	11,24	2,13	3,25
Ba	830	838	1254	—	1037
Rb	147	139	142	—	201
Sr	160	146	83	—	26
La	29	36	28	33	49
Ce	67	82	60	77	115
Nd	29	34	24	30	51
Sm	5,7	6,5	4,3	5,4	9,3
Eu	1,5	1,6	0,93	1,2	1,8
Gd	5,1	5,6	3,7	4,5	7,6
Dy	4,6	4,6	2,8	3,0	5,8
Er	2,7	2,8	1,5	1,9	3,9
Yb ^a	2,4	2,6	1,3	1,8	3,8
Σ р. з. э.	157	187	133	167	263
La _N /Yb _N	8,2	9,4	14,6	12,4	8,7
Eu/Eu*	0,85	0,81	0,71	0,74	0,65
Y	27	27	16	—	52
Zr	152	186	129	—	284
Cr	161	163	103	—	56
Ni	75	81	43	—	14
Cu	65	71	4	—	46
Zn	91	90	42	—	23
Li	37	35	52	—	18
Ga	26	24	18	—	19

^a Оценка по хондрит-нормализованным диаграммам. 1 — среднее из 8 анализов аргиллитов формации Мак-Ким; 2 — среднее из 13 анализов аргиллитов (р. з. э. определены только в 8) формации Пекорс; 3 — среднее из 4 анализов известковых алевролитов формации Эспанола; 4 — среднее из 3 анализов аргиллитов (микроэлементы определены только в 2) формации Серпент; 5 — среднее из 7 анализов аргиллитов (р. з. э. определены только в 6) формации Гордон-Лейк.

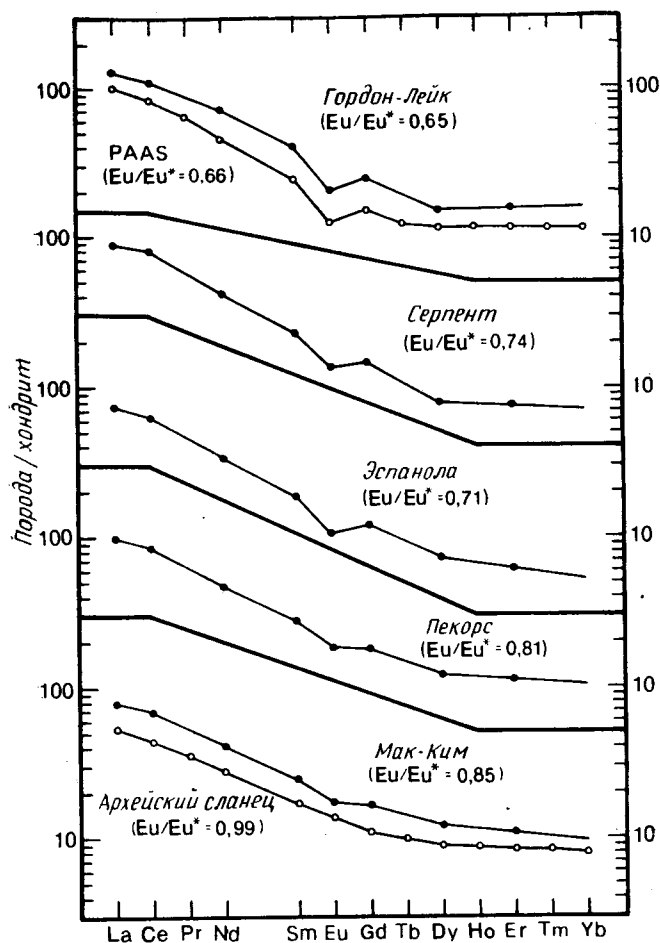


Рис. 8.2. Спектры р. з. э. средних образцов тонкозернистых осадочных пород раннепротерозойской надгруппы Гурон, представленные в стратиграфическом порядке (по данным табл. 8.1). Спектры пород нижней части надгруппы Гурон аналогичны спектрам средних архейских сланцев, а спектры верхней части неотличимы от таковых PAAS.

к южному краю протягивающейся в восточном направлении континентальной окраины (например, [17]) или к внутрикратонному рифту [18].

С выявлением различий между спектрами р.з.э. образцов архейской и постархейской верхней коры началось детальное изучение микроэлементов в породах этой классической раннепротерозойской осадочной серии [19, 20]. В табл. 8.1 приведены

средние химические составы некоторых тонкозернистых пачек надгруппы Гурон. Формация Говганда ввиду ее ледниково-континентального происхождения здесь не рассматривается (см. [20]). Был проанализирован только средний алевролитовый член богатой карбонатами формации Эспаньола, поскольку в нем содержится наименьшее количество карбоната ($<15\%$) и поэтому он более сопоставим с другими гуронскими аргиллитовыми пачками [19].

На рис. 8.2 показаны в стратиграфическом порядке средние спектры р.з.э. для различных пачек. Отчетливо видно постепенное изменение спектров от основания к верхам серии. Образцы формаций Мак-Ким и Пекорс (низы серии) имеют тип спектров, свойственных образованиям архей, а образцы формации Гордон-Лейк (верхи серии) имеют спектры р.з.э. типичных постархейских глинистых сланцев (PAAS).

8.2.2. Ороген Уопмей. Этот ороген (часть тектонической провинции Беар) является раннепротерозойским орогенным поясом и протягивается вдоль западной границы архейской провинции Слейв (Канадский щит [21]). Группа Акайтчо, сложенная метаосадочными и метавулканическими породами мощностью 8—10 км, залегает в основании этой супракрустальной серии и, по-видимому, перекрывает архейскую кору [22]. Точный возраст этих пород неизвестен, но они сформировались в интервале 2,1—1,8 млрд. лет назад [21]. Низы группы Акайтчо сложены преимущественно бимодальной серией вулканических пород, которые перекрыты пачкой пелитовых пород мощностью 1—2 км континентального и вулканогенного происхождения. В разрезе вулканической серии находится пачка (мощностью 1—2 км) аркозовых турбидитов (формация Зефир) континентального происхождения. Геохимические и структурные данные указывают на то, что эта серия формировалась в условиях континентального рифта [22]. Группа Эпуэрт сложена преимущественно осадочными породами континентального происхождения и согласно перекрывает группу Акайтчо. Полагают, что эта группа, представленная террасовыми и речными отложениями континентальной платформы, сформировалась на последних стадиях ее развития при столкновении с небольшой континентальной массой [21].

Вулканокластические осадки содержат характерные микроэлементы, указывающие на их вулканогенное происхождение [23]. Однако все осадочные породы, образовавшиеся за счет континентальных источников, имеют спектры р.з.э., характерные для PAAS, т. е. с высокими суммой р.з.э. и отношением La/Yb (13—15) и $Eu/Eu^* = 0,6$. Для этих образцов отмечаются также высокие содержания Th и U (соответственно 10 и >3 млн⁻¹). Таким образом, раннепротерозойские осадочные по-

роды, сформировавшиеся в пределах этой территории, вероятно, имеют типичные характеристики постархейских микроэлементов.

8.2.3. Геосинклиналь Пайн-Крик. Геосинклиналь Пайн-Крик, северная территория Австралии, сложена раннекембрийскими осадочными породами мощностью до 14 км. По сравнению с группой Гурон стратиграфическое подразделение и корреляции здесь спорны, что обусловлено слабой обнаженностью, сложностями метаморфизма и тектоники и явной фацальной изменчивостью. Эта серия состоит в основном из глинистых и песчаных осадочных пород с примесью карбонатов, конгломератов и вулканитов и залегает несогласно на архейских гранитоидных комплексах (Рам-Джангл, Уотерхаус и Нанамбу). По геохронологическим данным [24] возраст ее более 2,4 млрд. лет. Комплекс Нанамбу датирован более точно (2470 млн. лет: U — Rb-метод по циркону и Rb — Sr-метод по породе в целом). Эта серия древнее комплекса Нимбува, возраст которого — 1870 млн. лет. Наиболее вероятное время отложения осадочных пород около 2,2—2,0 млрд. лет назад [24]. Стратиграфические взаимоотношения показаны на рис. 8.3 [25]. Полагают, что осадконакопление происходило в пределах внутрикратонного бассейна в три стадии [26]:

1. Раздвижение архейского основания с образованием трога северного до северо-западного направления и отложение мелководных песчаников и карбонатов (группы Батчелор и Какаду) на окраинах, а глинистых и в меньшей степени хемогенных и вулканогенных пород (группа Намуна) в центре бассейна.

2. Поднятие архейского основания с частичной эрозией раннепротерозойских осадочных пород и образование наносно-речных песчаников нижней группы Маунт-Партридж, переходящих в литоральные и субпляжные более тонкозернистые обломочные осадки верхней группы Маунт-Партридж (алевролиты Уилдман, сланцы Наурланги); субпляжные отложения позднее трансгрессивно перекрыты дельтовыми отложениями.

3. Главное воздымание и пенепленизация, за которой последовали мелководная морская трансгрессия и отложение водорослевых доломитов и углистых глинистых сланцев южной группы Аллигейтор в период длительного прогибания; продолжающееся прогибание и подъем на западе, в результате которого образовался флиш (группа Финисс-Ривер).

Мак-Леннан и Тейлор [27] исследовали распределение р. з. э. в ряде раннепротерозойских тонкозернистых осадочных пород геосинклинали Пайн-Крик (рис. 8.4). На основе состава микроэлементов они разделили серию на две группы с границей между нижней и верхней группами Маунт-Партридж. Для группы I (нижняя часть разреза) спектры р. з. э. подобны архейским спектрам, таким же, как в нижней части надгруппы Гурон (фор-

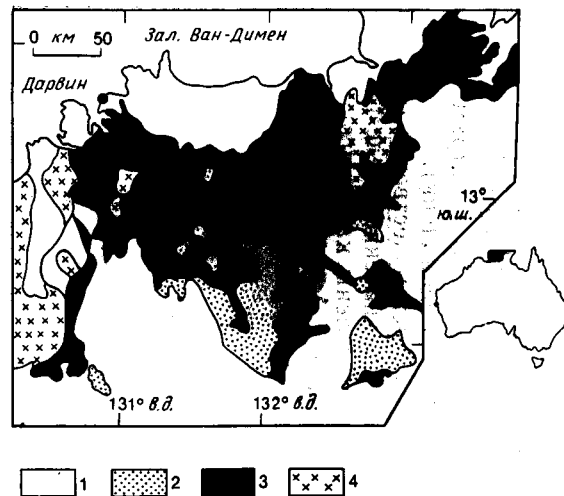
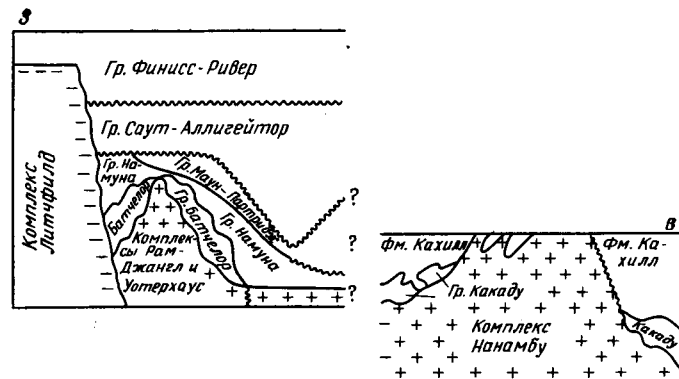


Рис. 8.3. Схематизированная геологическая карта и стратиграфические взаимоотношения в геосинклинали Пайн-Крик, северная территория Австралии [25]. 1 — другие протерозойские и более молодые образования; 2 — более молодые протерозойские граниты; 3 — протерозойские осадочные и вулканические породы (геосинклиналь Пайн-Крик); 4 — архейские — протерозойские граниты и метаморфические комплексы основания.

мации Мак-Ким и Пекорс). Для группы II (верхняя часть разреза) спектры р. з. э. неотличимы от спектров типичных постархейских осадочных пород и подобны спектрам верхней части надгруппы Гурон (формация Гордон-Лейк).

8.2.4. Бассейн Хамерсли. Преимущественно обломочные осадочные породы с подчиненным значением железистых кварцитов, карбонатов и вулканитов выделены как надгруппа Маунт-Брус в бассейне Хамерсли, Западная Австралия (рис. 8.5). Мощность

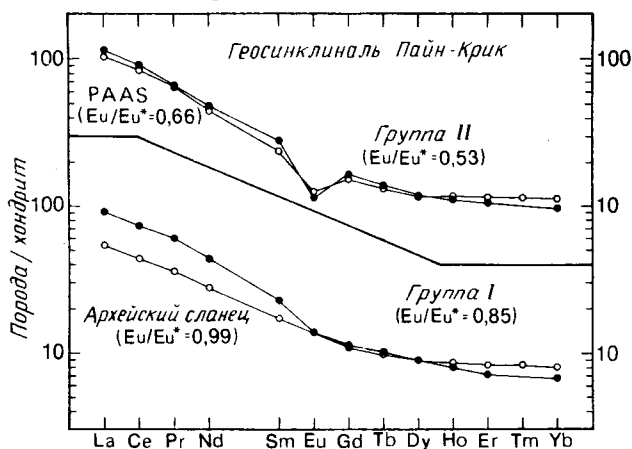


Рис. 8.4. Средние спектры р. з. э. тонкозернистых осадочных пород протерозойской серии геосинклинали Пайн-Крик [27]. Группа I представляет собой нижнюю часть серии, а группа II — верхнюю. Эти данные согласуются с типом эволюции осадочных пород надгруппы Гурон.

этих образований — около 10 км. Последние исследования в этом районе посвящены коренному пересмотру стратиграфической схемы надгруппы Маунт-Брус [8, 28]. Возраст туфового горизонта группы Хамерсли оценивается в 2490 млн. лет, а возраст порфиров, прорывающих низы основания группы Фортескую, — в 2768 ± 16 млн. лет (по данным Пиджона). Верхний возрастной предел менее четкий, обычно он принимается в 2,3 млрд. лет [8].

Трендалл [8] не признает главного несогласия между надгруппой Маунт-Брус и лежащими ниже архейскими супра-крупными образованиями надгруппы Пилбара. Он считает, что гранитный магматизм и кратонизация блока Пилбара продолжались и после начала отложения надгруппы Маунт-Брус. Такая интерпретация не соответствует геологическому строению северного берега озера Гурон и геосинклинали Пайн-Крик, где четко установлено несогласие. Действительно, непосредственно к югу, в блоке Иилгарн, главное гранитное «событие», ведущее

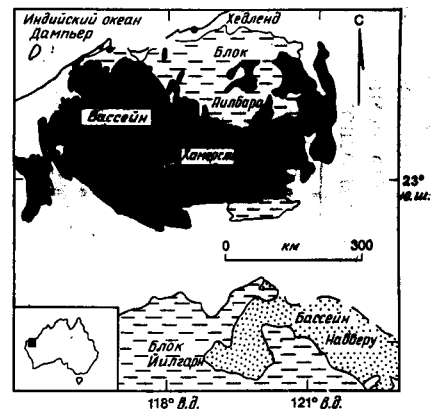
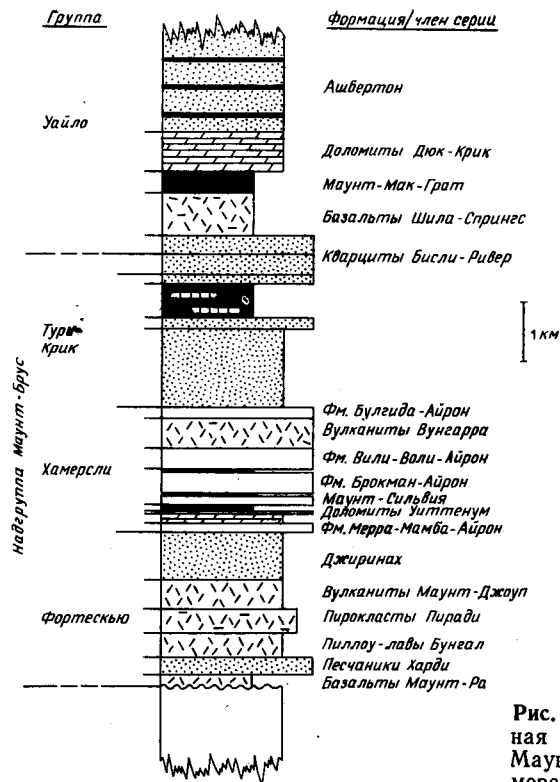


Рис. 8.5. Местоположение и генерализованная стратиграфическая колонка надгруппы Маунт-Брус и группы Уайло бассейна Хамерсли, Западная Австралия [8, 28, 32].

к кратонизации, произошло 2,7—2,6 млрд. лет назад. Однако седиментологические данные показывают [30], что главный период стабилизации гранит-зеленокаменных комплексов непосредственно предшествовал отложению группы Фортескью.

По осадочным породам бассейна Хамерсли (за исключением железистых кварцитов) выполнено немного работ. Серия переслаивающихся (главным образом основных вулканических и об-

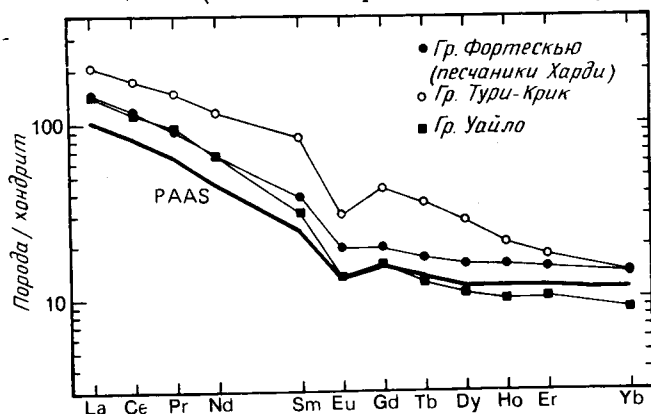


Рис. 8.6. Средние спектры р. з. э. тонкозернистых осадочных пород групп Фортескью (песчаники Харди), Тури-Крик и Уайло (по данным табл. 8.2). Для сравнения жирной линией показан спектр ПААС.

ломочных осадочных пород) найдена в основании группы Фортескью. Осадки несомненно мелководного происхождения. Нижние песчаники Харди уникальны тем, что главным компонентом в источнике сноса были граниты и отчасти вулканы ([18], см. также [30]). Переслаивающиеся с ними осадочные пачки, алевролиты Куруна и формация Тумбианс — в основном вулканокластические (туфы, лапиллиевые туфы и т. п.), с незначительными прослоями строматолитовых карбонатов. Самая верхняя, существенно глинистая формация Джирингах тесно ассоциируется с вулканическими породами, но нет четких доказательств ведущей роли вулканокластического компонента.

Хорошо изученная группа Хамерсли представляет собой серию глинистых сланцев или доломитов, переслаивающихся с полосчатыми железистыми кварцитами. Различные пачки глинистых сланцев имеют много общего, включая небольшие прослои кремнистых сланцев, карбонатов и железистых кварцитов. В верхней части сланцев Маунт-Мак-Ре содержатся тонкие прослои вулканического пепла. Полагают [8, 31], что большинство сланцев в группе Хамерсли образовалось за счет вулканокластического материала (пепла). Образование группы Тури-

Таблица 8.2. Химический состав тонкозернистых осадочных пород бассейна Хамерсли и группы Уайло [33]

Компонент	Фортескую 1	Тури-Крик 2	Уайло 3
SiO ₂	58,58	62,98	71,29
TiO ₂	0,98	0,68	0,51
Al ₂ O ₃	24,38	23,49	15,95
FeO	6,59	4,52	3,53
MnO	0,06	0,13	0,06
MgO	2,97	1,75	1,56
CaO	0,22	0,51	1,05
Na ₂ O	0,58	0,79	2,33
K ₂ O	5,65	5,12	3,71
Σ	100,01	99,97	99,99
п. п. п.	4,95	3,77	2,27
Cs	8,51	8,08	6,70
Ba	1130	1125	1200
Pb	28,4	13,8	28,7
La	54,2	77,2	52,2
Ce	113,6	166,9	108,6
Pr	12,6	20,6	13,1
Nd	47,5	82,0	47,8
Sm	8,87	14,8	7,17
Eu	1,71	2,62	1,15
Gd	5,94	13,2	4,78
Tb	0,99	2,06	0,71
Dy	5,96	10,8	4,08
Ho	1,33	1,75	0,84
Er	3,75	4,39	2,54
Yb	3,44	3,50	2,13
Σ р. з. э.	260,9	400,9	245,7
La _N /Yb _N	10,6	14,9	16,6
Eu/Eu*	0,72	0,57	0,60
Y	39,5	60,1	26,8
Th	16,2	20,4	25,6
U	3,90	5,72	3,98
Zr	211	202	196
Hf	5,24	4,91	5,57
Sn	10,8	6,91	5,48
Nb	20,4	20,0	17,1
Mo	1,16	0,38	0,22
W	1,19	1,46	0,81
Th/U	4,2	3,6	6,4
La/Th	3,3	3,8	2,0
Cr	303	81	61
V	192	110	44
Sc	21	15	8,7
Ni	198	36	21
Co	32	10	9
Cu	83	19	11
Ga	18	19	8,8
La/Sc	2,6	5,1	6,0
Th/Sc	0,77	1,4	2,9
Bi	0,42	*	0,34
B	21	64	20

1 — среднее из 5 анализов сланцев (В и микроэлементы группы железа определены в 4), песчаники Харди, низы группы Фортескую, бассейн Хамерсли; 2 — алеврит (54944) группы Тури-Крик, бассейн Хамерсли; 3 — среднее из анализов граувакки (R2100) и алеврита (R2098), формация Ашбертов, группа Уайло, синклиналь Ашбертов.

Крик указывает на возвращение к эпикластическому осадконакоплению, включающему отложение сланцев, алевролитов, граувакк и кварцитов с примесью карбонатов в верхних частях. Диамиктитовая пачка (Метеорит-Бор) может иметь ледниковое происхождение [32]. Группа Уайло несогласно перекрывает надгруппу Маунт-Брус. Первоначально она рассматривалась как часть разреза бассейна Хамерсли, однако теперь считают, что она сформировалась в более молодой и тектонически отделенной впадине Ашбертон.

Геохимия микроэлементов тонкозернистых осадочных пород надгруппы Маунт-Брус и группы Уайло была исследована Мак-Леннаном [33]; средние составы приведены в табл. 8.2. Нижние песчаники Харди группы Фортескью являются самой важной пачкой в этой серии, так как они залегают в основании и имеют континентальное происхождение (в противоположность группе Хамерсли). Образцы этой формации характеризуются рядом спектров р. з. э., однако для большинства из них $Eu/Eu^* = 0,79$. Средний спектр р. з. э. очень близок к спектру типичных постархейских сланцев со средним отношением $Eu/Eu^* = 0,72$ (рис. 8.6). Эпикластические осадки групп Тури-Крик и Уайло также имеют близкие к постархейским спектры р. з. э. (рис. 8.6).

8.3. Позднеархейская магматическая активность и эволюция коры

Спектры р. з. э. в раннепротерозойских осадочных породах свидетельствуют о том, что изменение в составе верхней коры было очень быстрым и связано с границей архей — протерозой. В гуроне и геосинклинали Пайн-Крик изменение спектров р. з. э. зафиксировано в основании толщ. Не так последовательно изменение для групп Эпуэрт и Фортескью и для постархейских пород, залегающих в основании. В раннепротерозойских осадочных породах широко представлены продукты эрозии позднеархейской верхней коры, поэтому мы должны искать объяснение этим фактам, рассматривая магматическую активность в позднем архее.

Для многих архейских комплексов период наиболее активного вулканизма приходится на поздний архей, обычно около 2,8—2,6 млрд. лет назад. В большинстве случаев вулканизм сразу же сменялся периодом широкого проявления гранодиоритового и гранитного магматизма (см. гл. 7). Химический состав этих пород рассматривается в гл. 9. Эта активность обычно связана с кратонизацией, отмечающей завершение архейской эры. Из рассмотренных здесь примеров только блок Пилбара, по-видимому, имел несколько иную историю. Здесь гранитный магматизм развивался повсеместно и непрерывно, сопровождая даже начало осадконакопления в бассейне Хамерсли [8]. Несмотря

на эти данные, Блейк [30] полагал, что главный период стабилизации блока Пилбара непосредственно предшествовал отложению надгруппы Маунт-Брус.

В противоположность раннеархейскому гранитному магматизму (см. разд. 9.5.1), представленному в основном богатыми натрием разновидностями (тоналиты — трондьемиты — гранодиориты), позднеархейский гранитный магматизм (см. разд. 9.5.2) представлен преимущественно калиевыми разновидностями (гранодиориты — кварцевые монзониты — граниты). В противоположность всем остальным архейским сериям магматических пород эти граниты характеризуются более низким содержанием (разной амплитуды) Eu и образовались в результате внутрикорового плавления, где плагиоклаз был остаточной фазой. Многие из этих гранитов имеют низкое значение начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, свидетельствующее о коротком времени пребывания в коре. Данные об изотопах Nd также подтверждают это. Происхождение большей части такого гранитного материала, вероятно, связано с переплавлением материала зеленокаменного пояса, образовавшегося из вещества мантии 2,8—2,6 млрд. лет назад. В этой модели изменение состава в верхней коре, зафиксированное в раннепротерозойских осадочных породах, обусловлено интенсивным периодом роста коры и дифференциацией в конце архея.

8.3.1. Рециклирование и осадочные массы. Быстрое изменение химического состава осадков на границе архей — протерозой также существенно ограничивает скорость роста континентальных осадочных масс [34]. Такие изменения происходят по крайней мере в три-четыре раза быстрее, чем предполагается современными моделями осадочного рециклирования (см. гл. 5). Они могут быть объяснены в стационарной системе более высокими скоростями рециклирования или значительно меньшей продуктивностью модели рециклирования (поэтому 70% незавершенности предпочтительнее, чем фиксируемые 35% [34]). Однако наиболее вероятно следующее объяснение: осадочные массы представляют собой неустойчивую систему, они растут со скоростью, которая связана со скоростью рециклирования, так что основное увеличение осадочных масс происходит на границе архей — протерозой. Осадочные массы связаны с протяженностью и высотой над уровнем моря обнаженной континентальной коры, и поэтому увеличение осадочных масс совпадает с увеличением континентальных масс [34, 35] (см. гл. 10).

8.4. Поздний архей Южной Африки

Если эта точка зрения на границу архей — протерозой корректна, то поздний архей Южной Африки представляет особый случай. В этом регионе широкомасштабный калиевый гранит-

ный магматизм проявился гораздо раньше (около 3,2 млрд. лет назад) и продолжался примерно до 2,6—2,5 млрд. лет назад [36]. Типичные архейские зеленокаменные пояса сохранились в надгруппе Свазиленд (возраст 3,5—3,3 млрд. лет) в восточной провинции Трансвааль. Осадконакопление протерозойского типа началось, вероятно, 3,1 млрд. лет назад с надгруппы Понгола, после чего формировались отложения формации Годуин и надгруппы Витватерсранд, причем последняя образовалась примерно 2,7 млрд. лет назад [37]. Таким образом, поздний архей

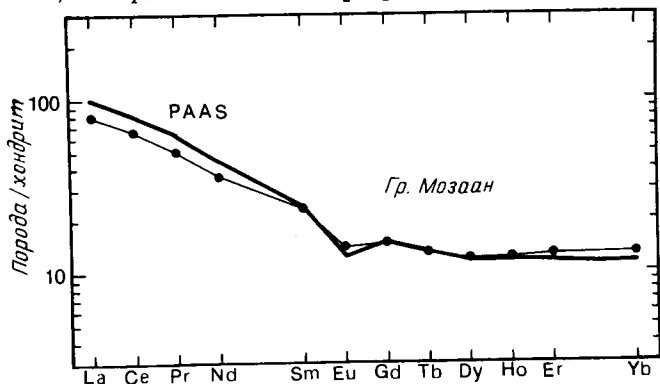


Рис. 8.7. Средний спектр р. з. э. тонкозернистых осадочных пород архейской группы Мозаан (надгруппа Понгола), Южная Африка (по данным из работы [40]). Для сравнения жирной линией показан спектр ПААС. Спектр р. з. э. группы Мозаан близок к спектру ПААС.

Южной Африки представляет собой интересный объект для проверки нашей модели эволюции коры. Так как калиевый гранитный магматизм и кратонизация происходили в Южной Африке значительно раньше (3,2—2,9 млрд. лет назад), изменение спектров р. з. э. в осадках также должно было произойти раньше.

Геохимия микроэлементов архейских терригенных осадочных пород групп Фиг-Три и Муди надгруппы Свазиленд рассмотрена в предыдущей главе, и, как было установлено, спектры р. з. э. являются типичными для архея.

Надгруппа Понгола залегает несогласно на кристаллическом основании южной части гор Барбертон. Низы группы Нзуце сложены переслаивающимися вулканитами, вулканокластическими и кварцевыми песчаниками с примесью глинистых сланцев, конгломератов и доломитов общей мощностью 4 км. Геохимические данные о вулканитах указывают на грабеноподобные условия [38] или внутрикратонный вулканизм [39]. Перекрывает ее группа Мозаан мощностью 3 км, сложенная переслаивающимися песчаниками и аргиллитами. На рис. 8.7 показан

спектр р. з. э. для среднего сланца группы Мозаан. Группа Нзуче сложена преимущественно вулканокластическим материалом, который может дать неверное представление о составе верхней коры. Образцы группы Мозаан содержат больше Eu ($Eu/Eu^* = 0,74-0,79$), нежели типичные постархейские сланцы (например, PAAS), однако эволюционируют они в том же направлении и, вероятно, представляют собой промежуточную стадию эволюции.

Данные о р. з. э. для Витватерсранда получены только для образцов кварцитов [40, 41], при этом спектры их напоминают

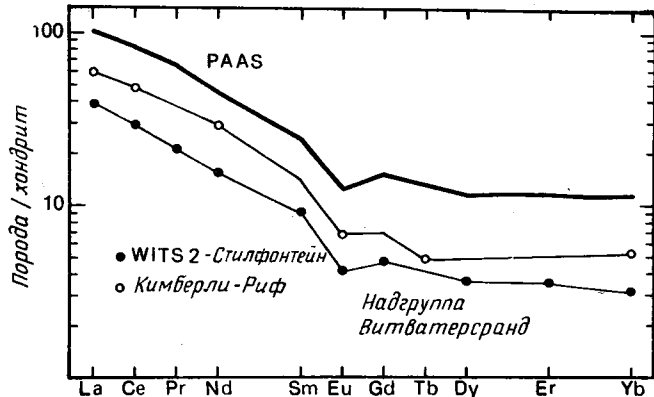


Рис. 8.8. Распределение р. з. э. в кварците (WITS2) из кварцитов Стилфонтейн [40] и среднее из 9 анализов кварцитов Кимберли-Риф [41], надгруппа Витватерсранд. Для сравнения жирной линией показан спектр PAAS. Кварциты имеют более низкое суммарное содержание р. з. э., а по характеру кривых (в том числе отрицательные Eu-аномалии) очень похожи на PAAS.

спектры PAAS (рис. 8.8). Абсолютные содержания р. з. э. значительно ниже, что отражает кварцевый состав этих осадочных пород. Таким образом, в период отложения серии Витватерсранд верхняя кора в этом районе имела, по-видимому, типичные постархейские черты.

8.5. Раннепротерозойские зеленокаменные пояса

Возраст формирования локального «зеленокаменного пояса» также менее 2,5 млрд. лет. Примеры таких поясов можно найти в Северной и Южной Америке и в Африке, однако они, по-видимому, не имеют широкого развития или невелики по размерам и к тому же плохо документированы. Данные о р. з. э. в осадочных породах поясов известны для раннего протерозоя Северной Гайаны [42]. Здесь вулканокластические осадочные породы первого цикла имеют спектры р. з. э., подобные спектрам типич-

ных архейских сланцев и постархейских осадков, отложенных в бассейнах передовых дуг, и подтверждают предположение о происхождении их из подстилающих средних — кислых вулканитов. Такие данные совпадают с нашим пониманием состава постархейской верхней коры. Спектры р. з. э. вулканогенных осадков первого цикла просто отражают спектры вулканитов-предшественников и не имеют какого-либо отношения к спектрам средней верхней коры. Это справедливо для фанерозоя, протерозоя и архея. Вулканогенные осадки также широко развиты в архее. Однако петрографические и геохимические данные, полученные при изучении многих архейских серий, свидетельствуют о том, что последние образовались из разнообразных исходных пород, включая основные и кислые вулканиты, граниты и рециклированные осадочные и метаморфические породы. Более того, вулканокластические осадки первого цикла в архее имеют спектры р. з. э., неотличимые от спектров осадков, образовавшихся за счет терригенных источников; это наблюдение показывает, что архейские вулканиты и плутониты кислого состава близки по своему происхождению. Подобный вывод не согласуется с данными о постархейских вулканогенных осадках, состав которых типично андезитовый (гл. 6) и которые имеют слабое отношение к постархейской верхней коре [43]. Не будет удивительным обнаружить спектры р. з. э., подобные архейским, в локализованных раннепротерозойских «зеленокаменных поясах», если широко распространенные калиевые гранитные интрузии не встречены в этом районе или такие породы не были эродированы.

8.6. Резюме

1. Данные о распределении р. з. э. в раннепротерозойских терригенных осадочных породах убедительно свидетельствуют о том, что верхняя континентальная кора изменялась по составу в позднем архее.

2. Изменение состава было связано с периодом роста и дифференциации континентальной коры. В частности, широкое развитие богатых калием гранитов внутрикорового происхождения явилось главной причиной образования более кислой верхней коры.

3. Данные о позднеархейских осадочных сериях Южной Африки показывают, что изменение состава верхней коры в каком-то данном месте было быстрым, однако неодновременным в разных частях мира. Изменение произошло в интервале 3,2—2,5 млрд. лет назад, но наибольшей интенсивности достигло в период 2,8—2,5 млрд. лет назад, когда было сформировано большинство позднеархейских зеленокаменных поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Logan W. E. (1849) Report on the north shore of Lake Huron. GSC; термин «Гурон» (надгруппа) был использован на геологической карте Канады, представленной на Парижской выставке в 1855 г. (Logan W. E., Sterry Hunt T. (1855) *Esquisse Geologique du Canada*, Bossange et fils, Paris). Как указали M. J. Frarey, S. M. Roscoe ((1970) GSC Pap., 70—40, 143), «Гурон (надгруппа) имеет большое историческое значение, так как представляет собой первое обоснованное стратиграфическое подразделение в пределах Канадского щита, а возможно, и в любых докембрийских комплексах».
2. Бесспорно, наиболее оригинальная схема расчленения была предложена A. F. Trendall (The Australian Geologist, 25 Mar. 1983, p. 23), который объявил «конкурс и лотерею для установления названий подразделений докембрия Австралии. Двадцать семь разделов, охватывающих промежуток времени от 0,8 до 3,4 млрд. лет с интервалом в 100 млн. лет... причем каждый победитель лотереи имеет право дать название одному из четырех последовательных разделов докембрийского времени... такие лотереи можно повторять (каждые) четыре года»... Он также заметил, что подобная лотерея — в духе австралийских традиций и «будет препятствовать исследованию докембрия не больше, чем современные жаркие дебаты о его формальном стратиграфическом расчленении».
3. Alcock F. J. (1934) Report of the National Committee on Stratigraphic Nomenclature. Trans. R. Soc. Can. (Ser. 3), Sect. IV, 28, 113.
4. Самая недавняя: Stockwell C. H. (1982) Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Part 1: A time classification of Precambrian rocks and events. GSC Pap., 80—19.
5. Метод Stockwell был недавно рассмотрен: Harland W. B. (1983) Precambrian geochronology in Canada. Geol. Mag., 120, 195.
6. James H. L. (1978) Subdivision of the Precambrian — a brief review and a report on recent decisions by the Subcommission on Precambrian stratigraphy. PCR, 7, 193.
7. Cloud P. (1976) Major features of crustal evolution. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 79, Annex.
8. Trendall A. F. (1983) The Hamersley Basin (в печати).
9. Van Schmus R. (1965) The geochronology of the Blind River-Bruce Mines area, Ontario, Canada. J. Geol., 73, 755; Fairbairn H. W. et al. (1969) Correlation of radiometric ages of Nipissing diabase and Huronian metasediments with Proterozoic orogenic events in Ontario. CJES, 6, 489.
10. Frarey M. J. et al. (1982) A U-Pb zircon age for the Creighton Granite, Ontario. GSC Pap., 81—1C, 129.
11. Card K. D. et al. (1972) General geology of the Stubbins-Elliott Lake region. 24th IGC Field Excursion C28.
12. Card K. D. et al. (1972) The Southern Province. Geol. Ass. Can. Spec. Pap., 11, 335.
13. Roscoe S. M. (1973) The Huronian Supergroup, a Paleoaphebian succession showing evidence of atmospheric evolution. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 12, 31.
14. Young G. M. (1969) Geochemistry of Early Proterozoic tillites and argillites of the Gowganda Formation, Ontario, Canada. GCA, 33, 483; (1970) An extensive early Proterozoic glaciation in North America? Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol., 7, 85; (1973) Tillites and aluminous quartzites as possible time markers for middle Precambrian (Aphebian) rocks of North America. Geol. Ass. Can. Spec. Pap., 12, 97.
15. Young G. M. (1973) Origin of carbonate-rich early Proterozoic Espanola Formation, Ontario, Canada. GSA Bull., 84, 135.

16. Young G. M. (1983) Tectono-sedimentary history of early Proterozoic rocks of the northern Great Lakes region. GSA Mem., **160**, 15.
17. Van Schmus W. R. (1976) Early and middle Proterozoic history of the Great Lakes area, North America. Phil. Trans. Roy. Soc., **A280**, 605.
18. Sims P. K. et al. (1980) The Great Lakes tectonic zone — a major crustal structure in central North America. GSA Bull., **91**, 690; (1981) Evolution of early Proterozoic basins of the Great Lakes Region. GSC Pap., **81—10**, 379.
19. McLennan S. M. et al. (1979) The geochemistry of the carbonate-rich Espinola Formation (Huronian) with emphasis on the rare earth elements. CJES, **16**, 230.
20. McLennan S. M. et al. (1979) Rare earth elements in Huronian (Lower Proterozoic) sedimentary rocks: composition and evolution of the post-Kenoran upper crust. GCA, **43**, 375.
21. Hoffman P. F. (1980) Wopmay Orogen: a Wilson Cycle of early Proterozoic age in the northwest of the Canadian Shield. Geol. Ass. Can. Spec. Pap., **20**, 523.
22. Easton R. M. (1980) Stratigraphy and geochemistry of the Akitcho Group, Hepburn Lake map area, District of Mackenzie: an initial rift succession in Wopmay Orogen (early Proterozoic) GSC Pap., **80—1B**, 47; (1981) Stratigraphy of the Akitcho Group and the development of an early Proterozoic continental margin, Wopmay Orogen, Northwest Territories. GSC Pap., **81—10**, 79; (1983) Crustal structure of rifted continental margins: geological constraints from the Proterozoic rocks of the Canadian Shield. Tectonophysics, **94**, 371.
23. Easton R. M. (1981) REE, U and Th contents of Proterozoic and Archean sedimentary rocks from the Bear and Slave structural provinces, NWT, Canada (abst.). Geol. Ass. Can. Prog. Abst., **6**, A-16.
24. Page R. W. et al. (1980) Geochronology and evolution of the late-Archean basement and Proterozoic rocks in the Alligator Rivers Uranium Field, Northern Territory, Australia. In: Ferguson J., Goleby A. B. (eds), Uranium in the Pine Creek Geosyncline. IAEA, 39.
25. Needham R. S. et al. (1980) Regional geology of the Pine Creek Geosyncline. Ibid., 1.
26. Stuart-Smith P. G. (1980) Evolution of the Pine Creek Geosyncline, Ibid., 23.
27. McLennan S. M., Taylor S. R. (1980) Rare earth elements in sedimentary rocks, granites and uranium deposits of the Pine Creek Geosyncline. Ibid., 175.
28. Trendall A. F. (1979) A revision of the Mount Bruce Supergroup, W. Aust. Geol. Surv. Ann. Rept. 1978; (1980) A progress review of the Hamersley Basin of Western Australia. Geol. Surv. Finland, Bull., **307**, 113.
29. Compston W. et al. (1981) A revised age for the Hamersley Group (abst.). Geol. Soc. Austr. Ann. Conv. Abst., **3**, 40; Pidgeon R. T. (1984) Geochronological constraints of early crustal volcanic evolution of the Pilbara Block, Western Australia. Aust. J. Earth Sci., **31**, 237.
30. Blake T. S. (1984) Evidence for stabilization of the Pilbara Block, Australia, Nature, **307**, 721.
31. La Berge G. L. (1966) Altered pyroclastic rocks in iron-formations in the Hamersley Range, Western Australia. Econ. Geol., **61**, 147; MacDonald J. A., Grubb P. L. C. (1971) Genetic implications of shales in the Brockman iron formation from Mount Tom Price and Wittenoom Gorge, Western Australia. J. Geol. Soc. Austr., **18**, 81; Button A. (1975) The Gondwanaland Precambrian project. Econ. Geol. Res. Unit, Univ. Witwatersrand, 16th Ann. Rept., 37.
32. Trendall A. F. (1981) The Lower Proterozoic Meteorite Bore Member, Western Australia. In: Hambrey M. J., Harland W. B. (eds), Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press. 555.

33. McLennan S. M. (1981) Trace Element Geochemistry of Sedimentary Rocks: Implications for the Composition and Evolution of the Continental Crust. Ph. D. Thesis, Australian National University.
34. Veizer J. (1984) Recycling on the evolving earth: geochemical record in sediments. *Proc. IGC*, **11**, 325.
35. Veizer J., Jansen S. L. (1979) Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *J. Geol.*, **87**, 341.
36. Hunter D. R. (1974) Crustal development in the Kaapvaal craton. 1. The Archean PCR, **1**, 259; Anhaeusser C. R., Robb L. J. (1981) Magmatic cycles and the evolution of the Archean granitic crust in the eastern Transvaal and Swaziland. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 467.
37. Обзор геохронологических данных можно найти в работе [40].
38. Hegner E. et al. (1981) Geochemie und petrogenese archaischer vulkanite der Pongola-Gruppe in Natal, Südafrika. *Chem. Erde*, **40**, 23.
39. Armstrong N. V. et al. (1982) Stratigraphy and petrology of the Archean Nsuze Group, northern Natal and southeastern Transvaal, South Africa. *PCR*, **19**, 75.
40. McLennan S. M. et al. (1983) Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups. *PCR*, **22**, 93.
41. Rasmussen S. E. (1977) Activation analysis and classification to source of samples from the Kimberley Reef conglomerate. *Nat. Inst. Metall., Randburg, S. Afr., Rep.* 1874.
42. O'Day P. A., Gibbs A. K. (1982) Volcanic provenance of metapelites from Proterozoic greenstone belts, Guyana: rare-earth element evidence (abst.). *GSA Abst. Progr.*, **14**, 578.
43. Мы исходим из предположения, что фанерозойские вулканогенные осадки, образовавшиеся за счет игнимбритов вулканических дуг, должны быть близки ПААС и иметь отрицательную Eu-аномалию, характерную для кислых вулканитов внутрикорового происхождения (Mahood G., Hildreth W. (1983) Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *GCA*, **47**, 11).

МОДЕЛИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

9.1. Введение

В предыдущих главах мы оценили имеющуюся информацию о составе архейской и постархейской верхней коры и размышляли о природе и составе нижней коры. Ясно, что имеется важное изменение в составе верхней коры, отмеченное границей архей — протерозой. В этой главе мы исследуем модели роста коры и рассмотрим причины эпизодического изменения состава верхней коры. Начнем главу с обсуждения механизмов роста архейской коры, а затем исследуем причины, обусловившие изменение состава верхней коры в позднем архее; закончим главу рассмотрением современных процессов, с которыми связано увеличение континентальной коры. Попутно мы обсудим образование гранитов, учитывая их важность в верхней коре. Мы посвятим также несколько строк массивам анортозитов, которые являются крупными, но недостаточно понятными компонентами коры. Скорости роста коры посвящена следующая глава, а взаимоотношения кора — мантия рассмотрены в гл. 11. Вопрос о ранних корях исследован в гл. 12.

9.2. Архейская кора

Данные о распределении р.з.э., оцененные в гл. 7, могут на первый взгляд соответствовать представлению о происхождении архейской коры за счет известково-щелочных вулканических пород островных дуг. Служит ли это доказательством униформизма, а именно что современные магматические процессы при субдукции окраин плит также проявлялись в архее? Ответ отрицательный. Тщательное изучение спектров р.з.э. архейских осадочных пород показывает, что в отличие от постархейских они очень разнообразны. Хотя средний спектр р.з.э. напоминает спектры современных известково-щелочных вулканических пород, отмечаются широкие вариации спектров: от крутых (обогащение легкими р.з.э.) до горизонтальных, что указывает на происхождение этих обломочных осадков из двух главных магматических источников — основного и кислого.

Неубедительны данные о широком развитии «известково-щелочного» вулканизма обычного типа. Можно сослаться на ряд примеров [1], однако представляется, что они не охватывают большую часть вскрытых в настоящее время архейских изверженных пород. Современные стратовулканы, извергающие андезитовые лавы, быстро разрушаются, образуя вулканогенные песчаники, и, следовательно, андезиты могут быть представлены в геологической летописи. Однако имеющиеся данные о зелено-

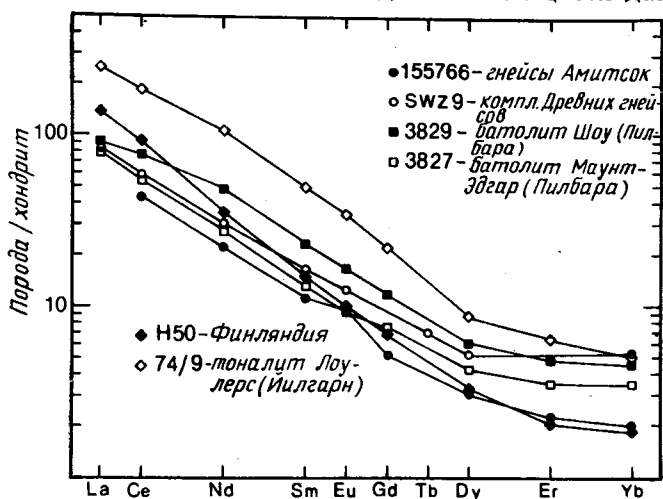


Рис. 9.1. Распределение р. з. э. в типичных архейских тоналитах и трондьемитах и Na-гранодиоритах. Характерны наклон спектров и отсутствие Eu-аномалий (по данным из работ [5, 6]).

каменных поясах и архейских «гранитных» комплексах свидетельствуют о бимодальной серии двух главных типов пород [2—4]. Это толеитовые базальты и кислые вулканы, гранитоиды тоналитового или трондьемитового состава. Первые имеют в основном горизонтальные типы спектров р. з. э. (см. рис. 7.3, 7.4), в то время как для последних типичны наклонные (обогащение легкими и обеднение тяжелыми р. з. э.) спектры, обычно без Eu-аномалий (рис. 9.1; см. также рис. 7.6). Спектры р. з. э. осадочных пород местного происхождения наследуют эти характерные спектры.

Мы допускаем, что преобладающими типами пород в архее были бимодальные серии [2—4] с подчиненным значением известково-щелочных пород, неотличимых от их современных аналогов (рис. 9.2; см. также рис. 7.5). Количественные оценки пород различного состава весьма приблизительны, однако можно сделать некоторые выводы. В гл. 7 были использованы данные

о микроэлементах в осадочных породах, согласно которым соотношение основного и кислого членов серии близко к 1:1. Для получения сведений о содержании радиоактивных элементов (K, Th, U) в коре в целом были использованы данные о тепловом потоке; эти сведения показывают, что соотношение основного и кислого членов серии равно 2:1. Полученные результаты свидетельствуют о концентрации кислого материала в верхах архейской коры (см. разд. 7.10).

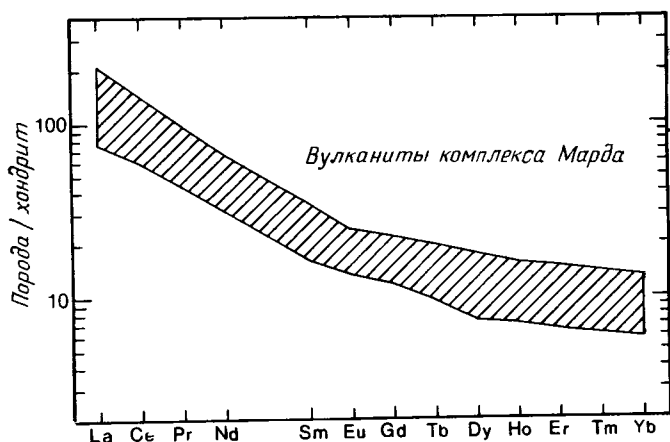


Рис. 9.2. Распределение р. з. э. в архейских андезитах и дацитах комплекса Марда, Западная Австралия [1]. Спектры неотличимы от спектров современных андезитов (рис. 3.2) и имеют значительно меньший наклон, чем спектры на рис. 9.1.

Эти расчеты позволяют провести некоторые проверки существующих моделей роста и эволюции коры. Харгрейвз [7] предположил, что примерно 3,5 млрд. лет назад Земля имела сиалическую кору, находившуюся ниже уровня океана. В период 3,5—2,5 млрд. лет назад зеленокаменные массы возвышались над уровнем моря, образуя участки суши. Эта модель была поддержана Файфом [8]. Однако такие представления противостоят распределению р. з. э. в осадочных породах. Ясно, что значительные объемы продуктов разрушения зеленокаменных и гранитных пород входили в состав осадочных пород на протяжении всего архея, и, таким образом, вскрытая верхняя кора, судя по осадочным породам, была весьма сложной как химически, так и петрографически.

Какие же геологические условия привели к росту архейской коры? Представляется, что экструзии базальтов происходили в условиях, отличающихся от современных более высоким тепловым потоком и большей скоростью конвекции в мантии. Един-

ственный реальный путь рассеяния этого дополнительного тепла — через океаническую кору. В настоящее время 50% всех тепловых потерь приходится на область спрединга [9, 10]. Следовательно, можно говорить о существовании большого числа микроплит в архее. Допускается, что наиболее приемлемым процессом для раннего архея было формирование базальтовой океанической коры и субдукция ее в мантию. Высокий тепловой поток обеспечивал высокую степень парциального плавления и, следовательно, образование богатых магнием базальтов или коматиитов. Такие условия означают, что имеет место спрединг; эта точка зрения подтверждается латеральной протяженностью зеленокаменных комплексов. Возможно также широкое развитие вулканических куполов. Погружение плотного базальтового вещества могло приводить к образованию мафических амфиболитов, гранатовых гранулитов или эклогитов в зависимости от *РТ*-условий. Парциальное плавление таких материалов на глубине приводило к образованию интрузий тоналитов и трондьемитов. Их крутые спектры (обеднение тяжелыми р.з.э.) являются результатом равновесного плавления при наличии граната в качестве остаточной фазы. Более пологие спектры (с меньшим обеднением тяжелыми р.з.э.) указывают на меньшие количества граната. Выветривание и эрозия обоих этих комплексов (которые, вероятно, находились над уровнем моря) привели к образованию типичных спектров р.з.э. архейских осадочных пород. Такая модель предполагает определенный тектонический режим, начинавшийся с излияния толеитовых базальтов, возможно с последующим спредингом, нагромождением толеитовых масс, их погружением и возникновением в результате парциального плавления вулканических и плутонических пород более кислого состава. Интрузивные массы срачивались или сдвигались с образованием ядра архейского кратона.

Такая модель показывает, что весь материал архейской коры произошел из мантийных источников в один этап парциального плавления (для основной серии) или в два этапа (для кислой серии); последняя образовалась в результате парциального плавления базальтовых предшественников на глубинах, где устойчив гранат, и ниже глубин устойчивости плагиоклаза.

На тектоническое размещение этого материала оказывала влияние повышенная величина теплового потока в архее. Как отмечалось ранее, температурные градиенты в породах архейской коры, вероятно, не очень отличались от таковых позднейших геологических периодов, о чем свидетельствуют данные о метаморфических процессах. Поэтому главная потеря тепла происходила, по-видимому, через ложе океана [11]. Этот процесс имел место главным образом в области спрединга, и, следовательно, плиты должны быть значительно меньше [10, 11].

Таким образом, предположения об условиях, существовавших в раннем архее, предусматривают схему строения океанической базальтовой коры, состоящей из многочисленных небольших плит с вероятной продолжительностью жизни 10—20 млн. лет [10]. Погружение этого материала в мантию облегчалось более высоким тепловым потоком.

Вероятно, кислый материал формировался локально. Почему архейские континентальные ядра были разбиты на многочисленные дискретные центры? Потому что в противном случае обширные ранние сиалические коры должны были бы развиваться очень быстро; тогда, как и теперь, для процессов выплавления из континентальной коры вторичных кислых расплавов требовалось на порядок меньше энергии, чем для образования первичных базальтовых магм. Распределение континентальных ядер было, вероятно, спорадическим. Имели ли место вариации в распределении радиоактивных элементов в мантии, которые привели к локализации областей вторичного плавления погружавшихся эклогитовых масс? Если происходило быстрое рециклирование базальта (время жизни средней плиты, по расчетам Поллака [10], составляет около 10—20 млн. лет), то большая его часть должна была рециклироваться в мантии и поглощаться ею, не испытав вторичного плавления, приводящего к образованию тоналитов, трондьемитов и их эффузивных аналогов.

Эти условия существовали на протяжении всего архея начиная с 3,8 млрд. лет назад, и площадь коры медленно увеличивалась. С самого начала часть коры была над уровнем моря, так как обломочные осадочные толщи встречаются в наиболее древних комплексах. Кислый плавающий материал образовывал небольшие локальные участки мощной коры, которые при энергичных движениях плит были собраны вместе. Более легкие кислые компоненты, вероятно, доминируют в верхах коры, обуславливая вариации спектров р.з.э., что было отмечено ранее. В некоторых районах при частичном внутрикоровом плавлении образовались граниты. Такие породы со свойственным им обеднением европием были зафиксированы в ряде мест (например, в Западной Гренландии), однако они никогда не составляли более 5—10% верхней коры, ибо иначе обеднение европием было бы широко зарегистрировано в осадочной летописи. Действительно, известные осадочные или метаосадочные архейские породы с низким содержанием европия весьма редки и отмечаются только в Гренландии (разд. 7.8.3).

Таким образом, очевидно, что тектоническая и магматическая активность в архее отличалась от современного режима тектоники плит. Общепринятые доказательства проявления тектоники плит не распространяются более чем на 1000 млн. лет назад, хотя нахождение известково-щелочных пород в среднем

протерозое [12] подтверждает, что такие процессы имели место несколько раньше. Однако в архее отсутствуют характерные черты зоны схождения плит — парные метаморфические пояса, офиолиты и голубые сланцы. Принимаемая здесь модель, предполагающая существование многочисленных мелких плит, погружение базальтовых и коматитовых лав и образование кислых магматических пород, основывается на данных об осадочных породах. К концу архея в этом сценарии происходят изменения. В следующем разделе мы рассмотрим причины этого изменения и выскажем некоторые доводы в его пользу.

9.3. Переход архей — протерозой

Тема этого обсуждения касается различий между спектрами р. з. э. осадочных образований архея и постархея и как вывод — различий в составе верхней коры. В настоящее время мы располагаем некоторыми данными для понимания этих различий. Детальные исследования нижнепротерозойских серий Канады и Австралии обнаружили быструю эволюцию спектров р. з. э. осадочных пород на границе архей — протерозой. Более подробно об этом изложено в гл. 8, где показано весьма резкое изменение спектров р. з. э. от архейских осадочных пород к постархейским. Ключом к разгадке причины этого явления служит уменьшение содержания европия в постархейских осадочных породах. Такое обеднение Eu должно быть внутрикоровым по происхождению. Ни одна из вулканических пород мантийного происхождения не показывает истощения Eu порядка $Eu/Eu^* = 0,65$, типичного для среднего состава верхней коры. Для базальтов срединно-океанических хребтов, внутриплитных вулканитов и вулканитов островных дуг одинаково редки положительные или отрицательные Eu-аномалии [13]. Если они имеются, то это связано с присутствием или отсутствием кумулатного плагноклаза.

Главная причина разного поведения европия и других редкоземельных элементов обусловлена разницей в валентности и ионных радиусах Eu^{3+} и Eu^{2+} [14]. Радиус трехвалентного Eu занимает определенное положение в монотонно уменьшающемся ряду радиусов других трехвалентных р. з. э. Европий, располагающийся в середине серии р. з. э., быстрее восстанавливается, чем соседние р. з. э. Увеличение радиуса и изменение валентности двухвалентного иона позволяют Eu занимать различные позиции в кристаллической решетке, которые не доступны для меньших по размеру трехвалентных ионов. Кальциевая серия полевых шпатов охотно принимает Eu^{2+} , который близок по радиусу к Sr^{2+} . Наиболее вероятный механизм, приводящий к

обеднению европием, — это парциальное плавление, при котором полевой шпат является остаточной фазой. Плагноклаз, как известно, неустойчив на глубинах более 40 км (10 кбар), поэтому Eu-аномалии должны быть обусловлены внутрикоровыми процессами на небольших глубинах. Это объяснение, включающее равновесие кристалл — жидкость, более предпочтительно, нежели другие процессы (например, водный перенос). Следовательно, обеднение европием постархейских осадочных пород указывает на явления внутрикорового плавления.

Изменение в составе постархейской верхней коры, как это показано спектрами р.з.э., является следствием внутрикорового парциального плавления больших масс, что приводит к образованию магм преимущественно гранодиоритового состава, которые поднимаются и внедряются в верхнюю кору, образуя в основном батолиты. В процессе внутрикорового плавления расплав обогащается легкими р.з.э. и обедняется европием. Как показано выше, Eu^{2+} предпочтительно входит в полевые шпаты, особенно в плагноклазы. Трудности в достижении баланса зарядов и меньший ионный радиус препятствуют вхождению в них трехвалентных р.з.э. Таким образом, гранодиоритовые расплавы, формирующиеся за счет вещества островных дуг, в пределах поля стабильности плагноклаза (<10 кбар) будут вызывать значительное обеднение европием.

Экспериментальные данные показывают, что образование гранитных расплавов происходит в *PT*-условиях, типичных скорее для коры, чем для мантии (рис. 9.3) (разд. 4.2). Модели образования гранодиоритов в верхней коре детально не рассматриваются, поскольку установлено, что эти породы образовались в результате парциального плавления. Примечательно, что увеличение давления благоприятствует образованию гранодиоритов, а не гранитов.

Экспериментальные данные показывают, что «расплавы тоналитового состава не могут быть генерированы при коровом анатексисе в условиях нормального регионального метаморфизма» [16], поэтому внутрикоровое плавление не является подходящим механизмом для образования архейских тоналитовых серий. Последние имеют своим источником мантийные глубины. Трудно оценить относительную роль флюидных фаз или процессов метаморфизма в выносе элементов из нижней коры (см. разд. 4.2). Процессы, ответственные за генерацию верхней коры, должны включать равновесие кристалл — жидкость для реализации установленного обогащения легкими р.з.э. и обеднения Eu, а также образование больших объемов гранодиоритов. Такое обеднение Eu выявлено по составу образовавшихся за счет гранодиоритовой коры осадочных пород, несмотря на то, что европий мог быть окислен до Eu^{3+} в процессе выветривания.

Решающий момент состоит в том, что истощение европием верхней коры является *внутрикоровым* по происхождению.

Данные по р.з.э., свидетельствующие о наличии главного этапного изменения на границе архей — протерозой, подтверждаются и Sm — Nd-изотопными исследованиями пород коры, указывающими на заметное увеличение ее роста в это время. Показательно также наблюдение, согласно которому отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах (отражающее состав морской воды)

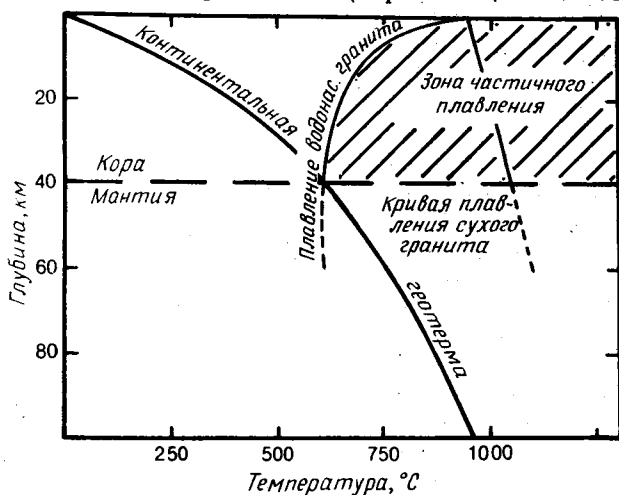


Рис. 9.3. Кривые плавления сухих и водонасыщенных гранитов [17] и зона частичного плавления. Показана также типичная континентальная геотерма.

было относительно низким в архее, но существенно возросло (0,0025) за короткий период на рубеже около 2,5 млрд. лет назад; затем оно возрастало более постепенно вплоть до настоящего времени. Эти тренды согласуются с поступлением большого количества Rb при выветривании верхней коры в позднем архее (см. гл. 10). Изменение состава верхней коры не было одновременным повсеместно, а происходило в разное время (в пределах 0,5 млрд. лет) в различных регионах. Изменение спектров р.з.э. в осадочных породах следовало за вскрытием гранитных батолитов, что зависит от местных скоростей подъема и эрозии.

Богатые калием граниты и гранодиориты появляются спорадически в архее. Много ли гранитов такого типа было в раннеархейской коре? Наряду с обогащением легкими р.з.э. наиболее важной диагностической чертой этих пород является обеднение европием; эти особенности свойственны и архейским осадкам, что обусловлено поступлением в них гранитного обломоч-

ного материала. Присутствие более чем 10% калиевых гранитов будет приводить к заметному обеднению европеем осадочных пород. Отсутствие, как правило, такого признака в архейских осадках позволяет установить верхний предел (около 10%) обнаженности богатых калием гранодиоритов и гранитов в архее.

В принимаемой здесь модели обширное внутрикоровое плавление привело к образованию гранодиоритовой верхней коры, и континентальная кора к концу архея приняла свой современный характер. Это событие обычно датируется в 2500 млн. лет, хотя действительный возраст изменяется для каждого архейского ядра (см. гл. 8). Плавающие континентальные регионы вследствие увеличения их размера ныне образуют массивные барьеры в области спрединга. Современные режимы линейной тектонической субдукции наступали тогда, когда расходящиеся от хребтов участки океанической литосферы при спрединге сталкивались с плавающими континентальными массивами.

Архейская кора, более древняя чем 2,8—2,7 млрд. лет, занимала только около 15% объема современной коры (см. гл. 10). Важнейшим является вопрос об источнике материала, который подвергался внутрикоровому плавлению в позднем архее. Изменение в составе верхней коры сопровождалось заметным увеличением объема континентальной коры (гл. 10). Изотопные исследования показывают, что материал коры был извлечен из мантии незадолго (<100 —200 млн. лет) перед тем, как имело место внутрикоровое плавление. Какова была природа этого мантийного поступления? Возможны различные процессы. Два из них представляются наиболее приемлемыми: 1) начало орогенного известково-щелочного вулканизма; 2) увеличение магматической активности контрастного (основной — кислый) состава, типичного для более раннего архея.

Мы допускаем, что последний процесс наиболее вероятен (см. гл. 3). Следствием его является то, что в современном валовом составе коры большую роль играет компонента, состав которой эквивалентен составу архейской коры. Как отмечалось ранее, ее состав близок к среднему составу современных известково-щелочных пород, за исключением того, что концентрации Sr и Ni в ней более высокие (см. разд. 3.2.1).

9.4. Постархейская кора

Современное поступление нового материала в континентальную кору определяется доминирующей ролью магматизма островных дуг и орогенических зон. В ходе таких процессов, как столкновение континент — континент (например, столкновение Индия — Азия привело к образованию утолщенной коры Тибета и Гималаев или к латеральному приращению «подозреваемых

комплексов»), не наблюдается ни образования новой коры, ни поддвигания слоев коры (разд. 1.2). Хотя океаническая кора может быть отчасти вовлечена в такие тектонические события, все же участвующая в них континентальная кора сложена преимущественно существовавшим ранее материалом. Поддвигание тоналитовых интрузивов — возможный способ роста коры в архее, однако присутствие метаосадков во многих глубоких разрезах коры делает поддвигание малопримлемой концепцией. При внедрении тоналитов, по составу близких к андезитам, образуется кора того же состава. Таким образом, модели, согласно которым поддвигание тоналитовых интрузивов является причиной роста коры, не отличаются принципиально от «андезитовой» модели (см. гл. 3), согласно которой всегда возможно добавление к коре интрузивного и вулканического материала. В целом по нашей модели роста коры допускаются относительно небольшие добавления вещества к коре в постархейское время. Возможно, 25% вещества коры было добавлено таким образом; для расчета этого роста кажется адекватным добавление вещества известково-щелочного вулканизма при субдукции границ плит. Существенно латеральное приращение островных дуг к существующим континентальным массам, особенно в фанерозое, согласуется со многими геологическими фактами. Такое рассмотрение действительно создает основу для «андезитовой» модели. Более того, образование гранитов и гранодиоритов при внутрикоровом плавлении остается обычным в течение постархейского времени; следовательно, добавление вещества к верхней коре оставалось на том же уровне в этот период, о чем свидетельствуют спектры р.з.э. обломочных осадочных пород (см. гл. 2). Sm — Nd-данные для осадочных пород — весьма недвусмысленны в этом отношении (см. разд. 2.5 и 10.4.3).

Если такая модель корректна, то позднейшая кора должна быть в конечном счете несколько менее основной. Содержания и Ni и Cr заметно ниже в вулканических породах современных островных дуг, и их концентрации недостаточны для расчета наблюдаемых содержаний этих элементов в коре в целом. Оба элемента должны концентрироваться в нижней коре в остаточных фазах, образующихся при парциальном плавлении (см. разд. 3.3.1). Если добавление вещества к континентам продолжалось путем латерального приращения островных дуг, то в итоге должно наблюдаться уменьшение в коре концентраций Ni и Cr.

9.5. Образование гранитов

Происхождение гранитов было одним из наиболее важных геологических вопросов, дебатировавшихся в XX столетии (на-

пример, [18]). Проблема образования *in situ* или интрузивным путем была определенно решена в пользу последнего. На смену моделям образования гранитов путем фракционной кристаллизации базальтов пришли модели парциального плавления, включая коровый анатексис (например, [16]). Однако в противоположность общепризнанному представлению о происхождении гранитов в результате внутрикорового плавления возродились многие аргументы в пользу их мантийного происхождения (например, [19]). В целом — это вопрос огромной важности, ибо богатые калием гранодиориты и граниты с отрицательными Eu-аномалиями слагают основную массу верхней земной коры (гл. 2). Общий состав верхней континентальной коры приближается к гранодиоритовому. Такие породы являются главным источником внутрикорового тепла, так как гранулиты нижней коры в целом содержат очень мало радиоактивных элементов (K, Th, U), что обусловлено удалением их с расплавами и (или) потерей во флюидной фазе. В фанерозое образование гранодиоритов было сконцентрировано в континентальной коре на окраинах плит. Возможно, это следствие роста коры за счет вещества островных дуг.

Мы рассмотрим пять наиболее уместных здесь наблюдений о роли гранитов в эволюции коры:

1. Имеется временной тренд изменения валового состава гранитных пород. Широко развиты богатые Na разновидности (тоналиты — трондьемиты — гранодиориты), которые, возможно, доминировали в раннем архее. В позднем архее и в последующее время доминирующими становятся богатые калием разновидности (гранодиориты — монцониты — адамеллиты — граниты).

2. Вероятно, существует временной тренд ареалов распространения гранитных пород [20]. Архейские гранитные батолиты имеют тенденцию к округлой форме; постархейские батолиты чаще выходят на поверхность в виде тел удлиненной формы. Это отражает изменение в обстановках генерации гранитов от внутриконтинентальных до окраин континентов [20] и интерпретируется здесь как результат фундаментального изменения корообразовательных процессов в архее и в более поздние времена.

3. Многие гранитоиды имеют близкие к мантийным или только слабо эволюционировавшие изотопные характеристики [21—25], указывающие на краткое время пребывания в коре вещества, за счет которого они сформировались. Гранитоиды, которые определенно образовались за счет переработанной более древней континентальной коры, обычно моложе позднеархейских (например, [26, 27]).

4. Представляется, что главные эпохи образования богатых

калием гранитов имели место в отдельные, относительно кратковременные периоды развития Земли: 2,8—2,5; 2,0—1,6; 1,2—0,9 и менее 0,5 млрд. лет назад [22].

5. Экспериментальные и геохимические данные показывают, что большинство богатых калием гранитоидов формировались в коре на глубинах менее 40 км, где Са-плагиоглаз был устойчивой остаточной фазой (например, [16, 28—30]). Меньше данных относительно происхождения раннеархейских богатых натрием гранитных серий, однако более высокие *РТ*-условия, где гранат является остаточной фазой, указывают на мантийные глубины их образования.

9.5.1. Раннеархейские граниты. Признание того, что натровые гранитоиды являются главным компонентом раннеархейских (>3 млрд. лет) высоко- и низкометаморфизованных комплексов, позволяет глубоко проникнуть в геологию архея (например, [2—4, 31—34]). Эти породы вместе с эффузивными дацитами образуют один конечный член архейской бимодальной серии, другой конечный член которой представляют основные вулканы. Эта бимодальная серия с подчиненным количеством пород промежуточного состава доминирует в раннеархейских комплексах.

Гликсон [34] критически рассмотрел имеющиеся геологические и геохимические данные, однако многие его интерпретации противоречивы (например, [35]). Было установлено, что р.з.э. являются наиболее характерным показателем. На рис. 9.4 показаны некоторые типичные спектры р.з.э.; они характеризуются сильным наклоном и изменчивыми Eu-аномалиями. Геохимическое моделирование спектров калиевых гранитов (например, [2—4, 33, 37]) показывает, что последние образовались при 10—20%-ном парциальном плавлении основных пород в условиях амфиболит-гранулит-экологитовой фации с гранатом и клинопироксеном в качестве реститовых фаз, что указывает на глубины, вероятно превышающие 60 км. В некоторых случаях можно привлечь фракционную кристаллизацию базальтовых расплавов, когда фракционируемой фазой является роговая обманка. Такие модели, вероятно, непригодны для объяснения образования значительных гранитных масс, так как фракционная кристаллизация требует больших объемов расплава (например, [34, 37]). Эти модели основываются на экспериментальных данных и изотопных данных по кислороду [38]. Недавно Кемпбелл и Джарвис [39] предложили коматитовые составы в качестве более вероятного источника.

Изотопные данные [25, 34] свидетельствуют о примитивных (близких к мантийным) начальных изотопных отношениях и показывают, что раннеархейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гнейсы и плутоны произошли или непосредственно из ман-

тии, или, что более вероятно, из источников с кратковременной коровой историей (см. [34]). Таким образом, эти породы представляют собой добавление нового материала к континентам (см. [40] как альтернативу).

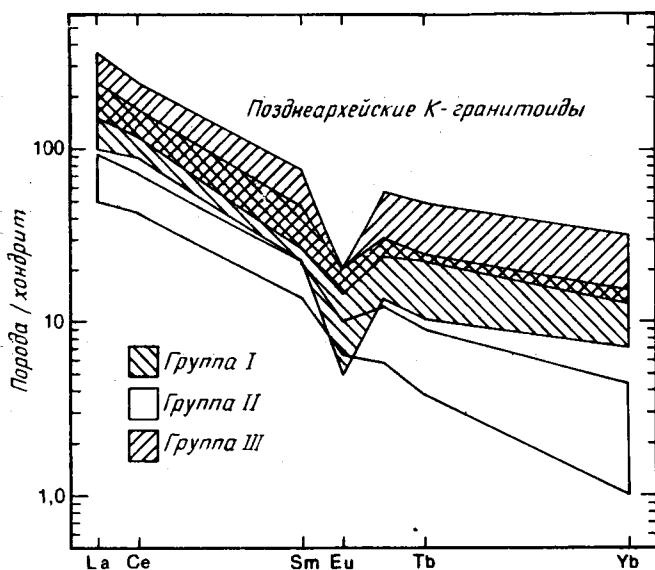


Рис. 9.4. Распределение р. з. э. в позднеархейских калиевых гранитоидах. Хорошо выражен Eu-минимум. Необычна группа II, обедненная тяжелыми р. з. э. [43].

Данные по изотопам Nd и Hf, по существу, приводят к тем же заключениям (например, [25]). Следует отметить, что многие гнейсовые комплексы имеют $\epsilon_{Nd} > 0$, что указывает на их происхождение из мантийного источника, уже истощенного Nd относительно Sm (т. е. экстракция предшествующим расплавом). Кроме того, в некоторых более молодых гнейсовых комплексах отмечаются признаки заметной коровой переработки. Коллерсон и Мак-Каллох [41] установили, что более древние гнейсы Лабрадора (гнейсы Уивак) образовались из слабо истощенного мантийного источника с короткой коровой предысторией около 3,6—3,7 млрд. лет назад, а более молодые богатые калием гнейсы с возрастом 2,8—3,0 млрд. лет из того же района (гнейсы Кийуюток) — при смещении материала ювенильного мантийного происхождения с переработанной корой, имевшей возраст 3,6—3,7 млрд. лет.

9.5.2. Позднеархейские калиевые граниты. Характерной чер-

той позднеархейского магматизма является развитие калиевых гранит-зеленокаменных комплексов, появившихся в период 2,8—2,5 млрд. лет назад, а в некоторых областях Южного полушария на рубеже 3,4 млрд. лет назад. В этот период Na-гранитоиды (тоналиты — трондьемиты) были менее распространены и составляли, как правило, 10% (иногда до 15—25%) таких комплексов. Особенно широко были развиты калиевые гранитоиды (гранодиориты — монцониты — адалеллиты — граниты). По объему эти породы наиболее представительны на щитах. Например, в горах Барбертон гранитный магматизм «...рассматривается как главное событие, содействовавшее кратонизации ранних континентальных масс, — событие, во время которого и позднее преобладала тектоническая стабильность» [42].

Калиевые граниты этого типа внедрились в период 3,4—2,5 млрд. лет назад [43, 44]. В целом они наследовали развитие Na-гранитоидов и зеленокаменных поясов. Эти породы были интродуцированы в верхнюю кору или в самом конце развития зеленокаменных поясов, или после их становления.

На рис. 9.4 представлены типичные спектры р.з.э. Они характеризуются высоким, но варьирующим отношением La/Yb, устойчивым наклоном в сторону тяжелых р.з.э. и заметным Eu-истощением. Такие спектры хорошо объясняются умеренным парциальным плавлением (20%) корового материала либо более ранних Na-гранитоидов или материала зеленокаменного пояса (например, осадочных пород), когда плагиоклаз является доминирующей реститовой фазой [36, 43]. Данные по изотопам кислорода также указывают на коровое происхождение [43, 45].

Изотопные данные по Sr для богатых калием архейских гранитов и кварцевых монцонитов находятся на кривой мантийного развития или близко от нее, что подтверждает их происхождение из исходных пород с очень короткой коровой предысторией [43]. Эти граниты являются первыми, в которых многие первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения четко оказываются выше кривой мантийного развития, что указывает на значительную коровую историю или в случае некоторых крайне высоких значений на селективную контаминацию радиогенным Sr. Большая подвижность Rb снижает надежность Rb — Sr-метода по сравнению с Sm — Nd-методом. Однако Nd-изотопных датировок меньше. Мак-Каллох и Вассербург [46] изучили объединенные пробы, представляющие значительные площади Канадского щита. Гранитный материал составляет большую часть этих смесей (см. гл. 10, табл. 10.6). Результаты определения Nd-возраста показывают, что источником большинства пород поверхности провинций Сьюпириор, Слейв и Черчилл была мантия; время образования этих пород 2,7—2,5 млрд. лет назад.

Позднеархейский гранитный магматизм является наиболее

важным периодом гранитообразования в истории Земли (например, [25, 46, 47]).

9.5.3. Протерозойские граниты. Общей чертой протерозоя является широкое развитие высокометаморфизованных (так называемых мобильных) поясов, в которых имеются многочисленные доказательства коровой переработки. Тектонические модели, удовлетворительно объясняющие происхождение таких комплексов, практически отсутствуют. Калиевые гранитоиды обычны

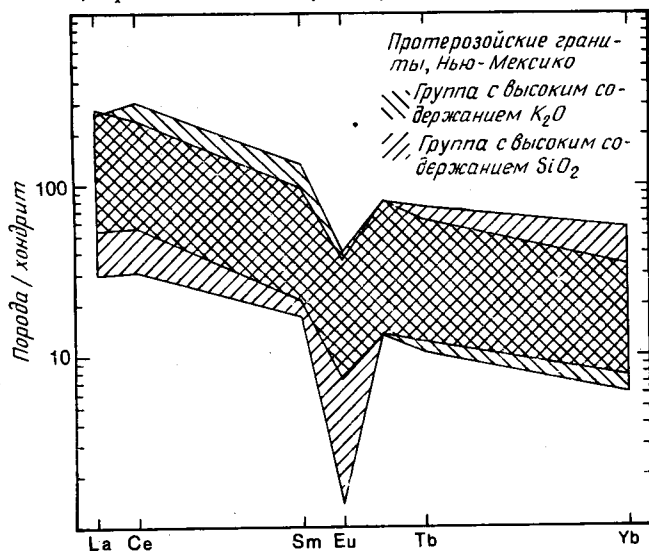


Рис. 9.5. Распределение р. з. э. в среднепротерозойских обогащенных калием гранитах из штата Нью-Мексико [48]. Хорошо выражено значительное обеднение европием.

в протерозое, однако тектоническое положение их проблематично. Примечательно широкое развитие гранитов рапакиви в среднем протерозое, ассоциирующихся часто с анортозитами.

Микроэлементы в протерозойских гранитах изучены крайне недостаточно. На рис. 9.5 представлены спектры р. з. э. пород из серии протерозойских плутонов, шт. Нью-Мексико, США, которые внедрились 1,8—1,3 млрд. лет назад [48]. Состав пород изменяется от гранодиоритового до гранитного, подчиненное значение имеют трондjemиты. Хотя история этой гранитной провинции сложная, геохимические и изотопные данные указывают на коровое происхождение из источника основного состава с короткой коровой предысторией ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,702\text{—}0,705$).

Изотопные данные также ограничены, однако недавно были выполнены два исследования [26, 49]. Исследования Де-Паоло

Таблица 9.1. Минералогические и химические различия гранитов I- и S-типа [51]

Минералогические критерии

I-тип	S-тип
1. Присутствует роговая обманка 2. Мусковит редок 3. Отсутствуют кордиерит, гранат, андалузит и силлиманит	1. Отсутствует роговая обманка 2. Мусковит обычен 3. Могут присутствовать кордиерит, гранат, андалузит и силлиманит

Геохимические критерии

Параметр	I-тип		S-тип	
	Количественная характеристика	Объяснение	Количественная характеристика	Объяснение
1. Содержание SiO_2	Колеблется в пределах 53—76%	Относительно мафические исходные породы	Колеблется в пределах 64—74%	Образовались из обогащенного SiO_2 материала
2. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	Низкое	Na не был вынесен при выветривании	Высокое	K адсорбирован глинами при выветривании, а Na удален

Параметр	I-тип		S-тип	
	Количественная характеристика	Объяснение	Количественная характеристика	Объяснение
3. Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO	Нормально низкое	Только низкотемпературные выплавки и фракционированные породы типа I могут быть пересыщены глиноземом	Высокое ($>1,05$) и возрастает при повышении основности пород	При выветривании количество Al возрастает относительно $Na+K+Ca$
4. $\delta^{18}O$	Низкое	Обусловлено содержанием в исходных породах	Высокое	Изотопы кислорода фракционируются при образовании глин в процессе низкотемпературного выветривания
5. $^{87}Sr/^{86}Sr$	Обычно низкое	Произошедшие из мантийного источника изверженные породы. Иногда высокие значения у гранитоидов, образовавшихся из древних исходных пород с высоким Rb/Sr-отношением	Высокое (нормально $>0,708$)	Rb концентрируется относительно Sr в ходе выветривания и седиментации
6. Содержание Cr и Ni	Низкое	В исходных породах относительно мало Cr и Ni, что указывает на предшествующее фракционирование	Высокое по сравнению с гранитами I-типа	Cr и Ni входят в состав слюд в ходе выветривания

Таблица 9.2. Средний химический состав гранитов I- и S-типа [51]

Компонент	I-тип	S-тип
п	532	316
SiO ₂	69,1	70,5
TiO ₂	0,46	0,56
Al ₂ O ₃	14,8	14,6
FeO	3,78	3,97
MgO	1,78	1,86
CaO	3,85	2,54
Na ₂ O	3,00	2,24
K ₂ O	3,11	3,70
Σ	99,9	100,0
	млн ⁻¹	млн ⁻¹
Ba	520	480
Rb	132	180
Sr	253	139
Pb	16	27
La	29	31
Ce	63	69
Nd	23	25
Y	27	32
Zr	143	170
Nb	9	11
Cr	27	46
V	74	72
Sc	15	14
Ni	9	17
Co	12	13
Cu	11	12
Zn	52	64
Ga	16	17

[49] в Колорадо-Фронт-Рейндж показывают, что группа плутонов гранодиорит-гранитного состава с возрастом 1670, 1400 и 1000 млн. лет внедрилась в серию метавулканитов. Это прекрасный пример происхождения гранитоидов из единого источника (основные вулканические вмещающие породы), экстрагированных из истощенного мантийного источника около 1800 млн. лет назад.

9.5.4. Фанерозойские граниты. Формирование гранитных батолитов в фанерозойское время было приурочено преимущественно к линейным поясам, где кора мощная и высокий геотермический градиент. Самые крупные объемы современных гранитоидов обнаружены в кордильерских тектонических обстановках [20]. Для батолитов кордильерского типа характерны следующие соотношения пород: габбро — диориты (7—16%), тоналиты (50—58%), гранодиориты — адалеллиты (25—35%),

граниты ($<1-4\%$) [50]. В других орогенных поясах преобладают гранодиориты и граниты.

Палеозойские гранитные батолиты юго-восточной Австралии были подразделены на два главных типа на основе их геохимии, минералогии и геологических взаимоотношений (табл. 9.1) [51]. Средние химические составы гранитов I- и S-типа юго-восточ-

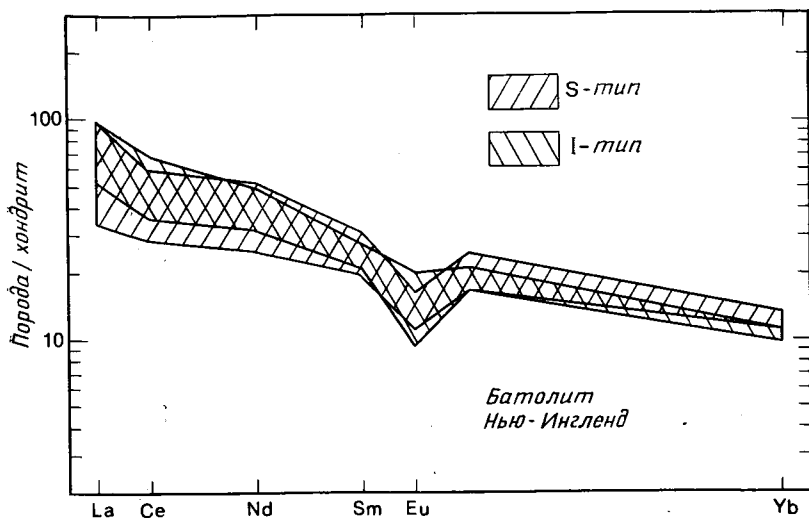


Рис. 9.6. Распределение р. з. э. в гранитах I- и S-типа палеозойского батолита Нью-Ингленд, Восточная Австралия [52].

ной Австралии приведены в табл. 9.2. Полагают, что гранитоиды типа I произошли из нижней коры за счет материала магматического происхождения, а гранитоиды типа S — из источника, который прошел по крайней мере один цикл выветривания, и, таким образом, несут в себе черты осадочных образований. Однако применимость этой классификации к гранитоидам других регионов еще необходимо доказать. Данные по р. з. э. для гранитов I- и S-типа позднепалеозойского батолита Нью-Ингленд в Восточной Австралии показаны на рис. 9.6 [52]. Гранитоиды типа I заметно выделяются по более изменчивым спектрам р. з. э. в отношении значений La/Yb и по величине отрицательных Eu-аномалий.

В результате изотопных исследований фанерозойских гранитоидов [26, 27, 49, 53] получено много Sr- и Nd-изотопных характеристик (рис. 9.7). Они соответствуют смешению компонента древней континентальной коры и истощенного и (или) неистощенного мантийного компонента. Количество каждого компонента в высшей степени изменчиво при сопоставлении как раз-

ных батолитов [27], так и в пределах одного батолита [53]. Присутствие компонента с близкими к мантийным изотопными соотношениями свидетельствует не о мантийном происхождении, а о коротком времени пребывания в коре образовавшегося из мантии магматического материала.

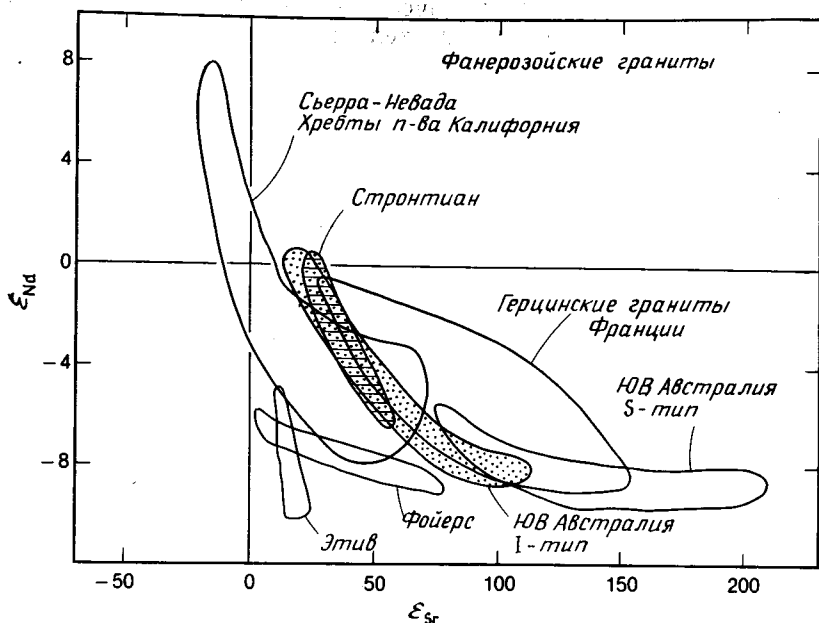


Рис. 9.7. Диаграмма ϵ_{Nd} — ϵ_{Sr} для фанерозойских гранитов [53]. Большинство гранитов находится в правом нижнем квадранте, что указывает на их происхождение из источников, представленных в основном древним коровым веществом. Только «гранитные» породы Сьерра-Невады и хребтов полуострова Калифорния расположены вверх слева, что свидетельствует об их образовании за счет материала островных дуг.

Гранитоиды типа S характеризуются низкими отношениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ и высокими, но варьирующими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ [53]. Для типа I характерны противоположные соотношения (рис. 9.7). Эти данные свидетельствуют о том, что гранитоиды типа S образовались преимущественно (примерно 70—100%) из древнего (~1,0 млрд. лет) корового источника. Данные для I-типа также указывают на значительную долю корового компонента (25—80%), что однако противоречит геохимическим данным [53]. Разрешение этого противоречия может заключаться в том, что гранитоиды I-типа образовались из разновозрастных магматических источников.

Обобщенная диаграмма, основанная на Sm — Nd-изотопных данных (рис. 9.8), свидетельствует о значительном расхождении с геологическим возрастом [26]. Более древние граниты имеют исходные Nd-отношения, весьма близкие к линии эволюции хондритов, а отношения в более молодых гранитах указывают на участие возрастающих количеств более древней континентальной коры. Эти данные свидетельствуют в пользу моделей,

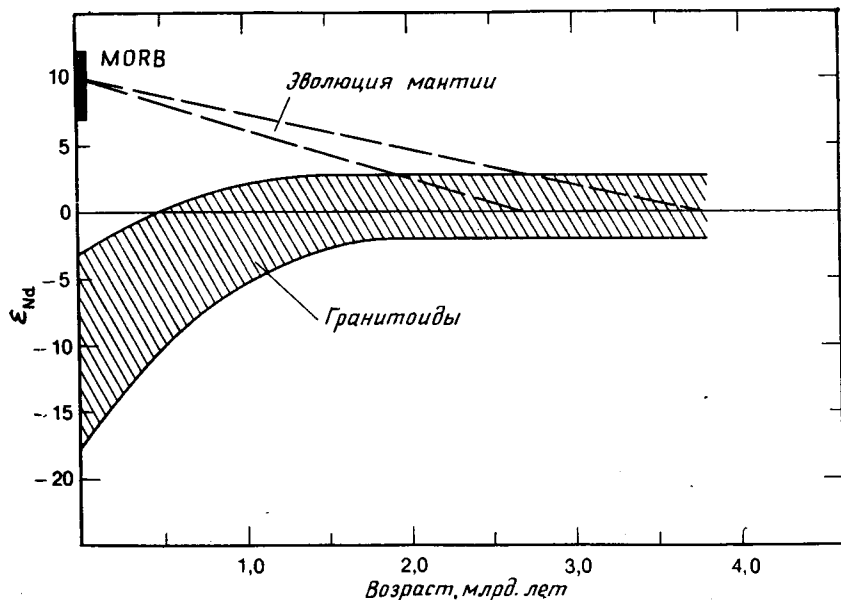


Рис. 9.8. Диаграмма ϵ_{Nd} — геологический возраст, представляющая хондритовую ($\epsilon_{Nd}=0$) и мантийную эволюционные линии и значения ϵ_{Nd} для современных MORB. Данные по гранитоидам свидетельствуют о возрастании доли древнего корового материала при генерации более молодых гранитов [26, 27].

устанавливающих рост континентальной коры во времени при внутрикоровом парциальном плавлении, в которое в более позднее время вовлекалась ранее сформированная континентальная кора. Не имеется неоспоримых фактов непосредственного образования гранитов из мантии.

9.6. Анортозиты и рост коры

Анортозиты образуют важный, но не вполне понятный компонент континентальной коры. Массы анортозитов — это батолиты, имеющие площадь выхода на поверхности свыше 10 000 км². Их источник и происхождение связаны с проблемой

Таблица 9.3. Типичные составы анортозитов

Компонент	Архейские			Протерозойские	
			3	4	5
SiO ₂	50,2	50,1	47,2	55,1	54,0
TiO ₂	0,11	0,56	0,41	0,15	1,70
Al ₂ O ₃	30,8	19,7	23,5	27,1	21,5
FeO	0,99	8,1	6,4	1,97	6,66
MgO	1,12	6,9	6,4	1,14	2,55
CaO	12,5	11,5	14,3	10,3	9,49
Na ₂ O	3,49	2,45	1,6	4,50	4,14
K ₂ O	0,85	0,18	0,2	0,43	0,71
Σ	100,1	99,5	100,0	100,6	100,8
	млн ⁻¹	млн ⁻¹		млн ⁻¹	млн ⁻¹
Cs	3,1	0,6	—	—	—
Ba	—	—	—	265	374
Rb	—	—	—	1,72	8,90
Sr	300	—	—	695	515
La	0,87	—	—	—	—
Ce	1,78	7,7	—	7,81	19,8
Nd	0,72	—	—	3,42	10,6
Sm	0,19	1,41	—	0,53	2,14
Eu	0,37	0,54	—	0,754	1,53
Gd	—	—	—	0,429	2,07
Tb	0,033	0,26	—	—	—
Dy	—	—	—	0,305	1,88
Er	—	—	—	0,15	1,07
Yb	0,09	—	—	0,138	0,985
Lu	0,014	0,16	—	0,022	0,15
Th	0,05	—	—	—	—
U	0,1	—	—	—	—
Hf	0,1	0,9	—	—	—
Ta	0,6	1,1	—	—	—
Cr	1,0	220	—	—	—
Sc	1,4	27	—	—	—
Ni	14	—	—	—	—
Co	12,2	50	—	—	—

1 — архейский анортозит 148В, Бед-Вермилион-Лейк, Онтарио [54]; 2 — рассчитанный валовой состав комплекса Бед-Вермилион-Лейк [54]; 3 — валовой состав, архейский комплекс Фискенесет, Лабрадор [54]; 4 — массивный тип протерозойских анортозитов, комплекс Найн, Лабрадор, CS 53А [55]; 5 — габброидный анортозит, CS 54В [55].

эволюции континентальной коры. Между архейскими и протерозойскими анортозитами наблюдается четкое различие, подтверждающее свидетельства из других источников, что граница архей — протерозой отмечает главный рубеж в истории Земли.

9.6.1. Архейские анортозиты. Эти образования встречаются в основном в ассоциации с другими породами в расслоенных интрузивных комплексах основного состава. Типичным примером является комплекс Фискенесет в Гренландии, занимающий площадь около 500 км². Возможно, наиболее характер-

ным признаком происхождения этих анортозитов является их обычная ассоциация с пластами хромита (до 20 м мощностью); отмечаются также и другие черты, типичные для расслоенных интрузий основного состава. Кристаллы плагиоклаза в них обычно крупные (до 30 см) и имеют состав в пределах Ap_{80-95} , поэтому они могут рассматриваться как анортозиты в отличие от их протерозойских аналогов. Такой состав подобен составу полевых шпатов, кристаллизующихся в расслоенных интрузивах вслед за оливином и клинопироксеном. Для валового состава комплексов, приведенных в табл. 9.3, характерно содержание 20% Al_2O_3 . Согласно оценке, возможный родоначальный расплав содержал менее 20% Al_2O_3 [54].

Происхождение архейских анортозитовых комплексов, таким образом, хорошо установлено. Они образуются при фракционной кристаллизации базальтовых расплавов несколько повышенной глиноземистости. Хотя они и не составляют значительной части коры, однако рассматриваются здесь, что обусловлено двумя причинами: во-первых, чтобы отделить их от важных в объемном отношении протерозойских анортозитов и, во-вторых, чтобы подчеркнуть, что они не являются ни аналогами коры лунных плоскогорий, ни остатками ранней земной анортозитовой коры (см. гл. 12) [56].

9.6.2. Протерозойские анортозиты. В отличие от своих архейских аналогов анортозиты протерозойского возраста представляют собой главный компонент континентальной коры [57—61]. Термин *анортозит* установился довольно прочно, однако в данном случае он неправильный, так как типичный состав плагиоклаза в протерозойских анортозитах изменяется в пределах $Ap_{40} — Ap_{65}$ [62]. Таким образом, полевые шпаты в протерозойских анортозитах — менее основные, чем в архейских. Значение отношения $Mg/(Mg+Fe)$ для комплекса в целом также другое и варьирует в пределах 40—50. Анортозиты сложены в основном плагиоклазами; содержание Al_2O_3 обычно превышает 20% (табл. 9.3). Имеются четкие доказательства внедрения анортозитов в виде расплава [59]. Примечательно отсутствие в них воды, а температура этих магм по характеру контактового метаморфизма [60] оценивается примерно в 1300°C.

Вопрос о происхождении таких сухих полевошпатовых расплавов давно был загадкой для петрографов, и пока не удалось достичь приемлемого решения. Анортозиты образуют батолитовые массы с площадью выхода на поверхности до 30 000 км² [63]. Находятся ли они в форме пластов мощностью до 5 км или имеют корни более основного состава, зависит отчасти от интерпретации геофизических данных. Их внедрение не связано с этапами орогенеза. Глубина кристаллизации, как

показывает изучение изотопов кислорода [64], небольшая, обычно в пределах 5—13 км, хотя иногда и больше. Ассоциация их с «гранитными» породами (мангериты, чарнокиты, граниты рапакиви), по-видимому, не генетическая, а гранитные расплавы, как показывают полевые, химические и изотопные данные [51, 65], были генерированы независимо, что не согласуется

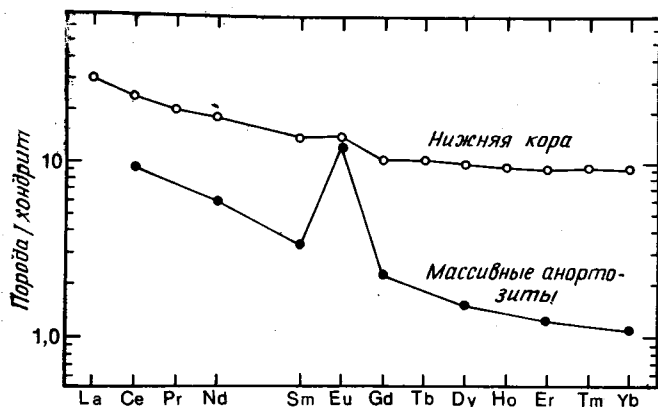


Рис. 9.9. Распределение р. з. э. в нижней коре (гл. 4) и типичных протерозойских массивных анортозитах (табл. 9.3, колонка 4).

с гипотезами о прямых комплементарных соотношениях между анортозитами и гранитами.

Уникальная особенность массивов анортозитов состоит в том, что они приурочены к среднему протерозою. Их возраст трудно определить из-за очень низких Rb/Sr-отношений; он колеблется от 2300 млн. лет до нижнепалеозойского для интрузивов, расположенных в районе Сет-Иль, Квебек. Большинство из них внедрились между 1,7 и 0,9 млрд. лет назад и, таким образом, представляют собой главный эпизод в эволюции континентальной коры [57, 60]. Они существенно обеднены Rb, имеют низкие Rb/Sr-отношения, однако отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у них такие же, как у базальтоидов, т. е. 0,704—0,705 [65]. Nd-изотопные данные дают разброс значений ϵ_{Nd} от —6 до +4 (см. обзор в работе [66]). Для них типично обогащение Eu. Вероятно, это исходная особенность магмы, не связанная с локальным накоплением полевого шпата (рис. 9.9).

Этот интересный набор данных поднимает вопрос о происхождении массивов анортозитов до статуса, занимаемого прежде «гранитной проблемой». Для объяснения подобных геологических загадок выдвигалось много теорий. Все они явно магматические, поэтому главной проблемой является место и источник расплавов. Отсутствие вулканических аналогов, приурочен-

ность их к континентальной коре и к особому, хотя и длительному, периоду геологического времени — все это ставит существенные ограничения. Из других важных ограничений следует отметить обогащение Eu, истощение Rb, низкие значения отношения $Mg/(Mg+Fe)$ и отсутствие воды. Маловероятно, чтобы фракционная кристаллизация базальтовой магмы дала мономинеральные массы анортозитов, а видимое отсутствие больших масс базитовых и ультрабазитовых кумулатов внизу анортозитовых плутонов делает существование первичной анортозитовой магмы более правдоподобным. Происхождение таких магм из мантии маловероятно, если принять во внимание отсутствие их в океанических областях и низкое содержание Mg. В глобальном аспекте привлекаются континентальные тектонические обстановки, в том числе рифтогенез или «неудавшийся рифтогенез», при объяснении в определенной степени локального масштаба образования массивов анортозитов.

Популярно также парциальное плавление высокоалюминиевых базальтоидных пород, хотя это объяснение слишком упрощает вопрос об источнике такого большого объема исходного материала. Контаминация пород коры обычно привлекалась для объяснения неподтвержденных содержаний радиогенного ^{87}Sr относительно современных очень низких Rb/Sr-отношений, однако крайне низкие содержания Rb и высокие концентрации Sr, несомненно, исключают значительное добавление типичного материала верхней коры. Таким образом, для решения этого вопроса представляется необходимым рассмотреть образование первичной анортозитовой магмы.

«Такая уникальная магматическая ассоциация позволяет предполагать, что за генерацию протерозойских анортозитовых массивов были ответственны уникальные тектонические и термальные условия» [59, с. 567]. Единственная область, из которой могли быть получены такие расплавы, — это нижняя континентальная кора. В областях, испытавших массовое удаление гранитных расплавов около 2,5 млрд. лет назад, должны существовать остаточные составы с низким содержанием Si и Rb (но с высокими $^{87}Sr/^{86}Sr$ -отношениями), высоким содержанием Al, Eu и Sr и с переменными значениями ϵ_{Nd} . Частые находки ксенолитов с такими характеристиками состава (см. гл. 4) подтверждают это предположение. Образование глиноземистых магм из такого источника позднее в протерозое, во время рифтогенеза, позволяет объяснить многие временные, пространственные, химические и изотопные особенности анортозитовых массивов. В этом сценарии происхождению анортозитов должно было предшествовать развитие очага магнезиального магмаобразования с подходящими химическими и изотопными характеристиками. Однако такие очаги должны быть истощены радиоактивными

элементами K, U и Th вследствие предшествующей экстракции. Соответственно требовался мантийный источник тепла для генерации анортозитовых магм. По-видимому, такое событие, как миграция под континент срединно-океанического хребта, может обеспечить необходимое тепло и, кроме того, не будет противоречить упомянутым выше концепциям рифтогенеза или «неудавшегося рифтогенеза» [66].

9.7. Развитие современного режима тектоники плит

Внезапное увеличение объема континентов к концу архея привело к изменению мировой географии: если раньше преобладал океан с немногими разбросанными в нем большими континентальными островами, то затем отношение континент/океан стало близко к современному, т. е. произошло увеличение ареала распространения плавающих, нетонущих, иначе говоря, несубдуцируемых континентальных масс. Этим обстоятельством обусловлен ряд следствий. Во-первых — изолирующий эффект мантии, связанный с ее низкой теплопроводностью. Во-вторых — массовый привнос радиоактивных элементов из мантии в континентальную кору. В-третьих — многочисленные плиты архея трансформировались в большие континентальные блоки. Заманчиво начать рассмотрение развития современной тектоники плит именно с этого момента. Спрединг базальтового океанического дна и погружение плит при субдукции в мантию происходили по линейным зонам — предвестникам современных островных дуг.

Возможно, весь континентальный материал был сдвинут в единую массу во время раннего протерозоя. Существование протерозойской Пангеи подтверждается палеомагнитными данными [67], хотя это не единственная их интерпретация [68]. Согласно этой реконструкции, образовалось и оставалось стабильным линзообразной формы тело континентальной коры от примерно 2600 млн. лет назад и до кембрия, т. е. до 570 млн. лет назад. Эта точка зрения не совпадает с представлением о многоконтинентальной плитной тектонике в протерозое. По этой модели, образование континентами [67] устойчивого единого целого происходило до конца протерозоя; затем началось разламывание, связанное, вероятно, с термальными напряжениями, после чего установился современный режим континентального дрейфа. Согласно этой реконструкции, традиционная тектоника плит представляет собой существенно позднепротерозойское и фанерозойское явления. Отвечает ли это представление действительности или современные режимы тектоники плит имели место в более ранние периоды протерозойской эры, покажут дальнейшие исследования.

9.8. Резюме

1. Доминирующим механизмом образования архейской коры было происхождение из мантийных источников бимодальной основной — кислой магматической серии. Известково-щелочная (островодужная) магматическая активность была минимальной, и сходство спектра р.з.э. валовой архейской коры со спектром современных андезитов является случайным.

2. Отношение основные/кислые изверженные породы изменяется от 1:1 для архейской верхней коры до 2:1 для всей коры.

3. Граниты и гранодиориты с заметным Eu-истощением составляют менее 10% обнаженной раннеархейской коры.

4. Причиной изменения в составе архейской и постархейской верхней коры было массовое внутрикоровое плавление что привело к образованию интрузивов гранитов и гранодиоритов, существенно истощенных европием (среднее отношение $Eu/Eu^* \sim 0,65$).

5. Дополнительное поступление материала из мантии в континентальную кору начиная с архея осуществлялось главным образом посредством магматизма орогенных зон.

6. Формирование гранитоидов играло решающую роль в эволюции коры. В раннеархейской коре преобладали натровые граниты мантийного происхождения. В позднем архее массовое внутрикоровое плавление привело к доминированию в верхней коре обогащенных калием гранитоидов. В более молодых гранитах возрастает очевидность корового рециклирования.

7. Массивы анортозитов являются важным компонентом коры в протерозое. Архейские анортозиты представляют собой в основном части небольших расслоенных интрузивов. Предполагается, что анортозитовые массивы образовались в результате кристаллизации внутрикоровых расплавов, возникших за счет богатой алюминием нижней коры, сформировавшейся после удаления гранитоидного расплава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Taylor S. R., Hallberg J. A. (1977) Rare-earth elements in the Marda calc-alkaline suite: An Archean geochemical analogue of Andean-type volcanism. *GCA*, **41**, 1125.
2. Barker F., Arth J. (1976) Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**, 596.
3. Arth J. G., Hanson G. N. (1975) Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *GCA*, **39**, 325.
4. Barker F., Peterman Z. E. (1974) Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust. *PCR*, **1**, 1.
5. O'Nions R. K., Pankhurst R. J. (1974) Rare-earth element distribution in Archean gneisses and anorthosites, Godthaab area, West Greenland. *EPSL*,

- 22, 328; *Martin H. et al.* (1983) Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archean granodioritic rocks from eastern Finland. *PCR*, **21**, 159; *Hunter D. R. et al.* (1978) The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and granodiorite suite, Swaziland, *PCR*, **7**, 105.
6. *Jahn B. M. et al.* (1981) REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for early crustal evolution. *GCA*, **45**, 1633; *Foden J. D. et al.* (1984) The geochemistry and crustal origin of the Archean acid intrusive rocks of the Agnew Dome, Lawlers, Western Australia. *PCR*, **23**, 247.
7. *Hargraves R. B.* (1976) Precambrian geologic history. *Science*, **19**, 363 (см. гл. 7, ссылка на работу [78]).
8. *Fyfe W. S.* (1978) The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chem. Geol.*, **23**, 89.
9. *Sclater J. G. et al.* (1980) The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss from the Earth. *RGSP*, **18**, 269.
10. *Pollack H. N.* (1980) The heat flow from the Earth: a review. In: *Davies P. A., Runcorn S. K.* (eds), *Mechanisms of Continental Drift and Plate Tectonics*. Academic Press. 183.
11. *Bickle M. J.* (1978) Heat loss from the Earth: a constraint on Archean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production. *EPSL*, **40**, 301.
12. *Wilson L. H.* (1982) *Petrology and Geochemistry of Selected Proterozoic Volcanics from the Mt. Isa Inlier, Queensland*. Ph. D. Thesis, University of Queensland.
13. *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets* (1981) Pergamon.
14. См. приложение 3.
15. *Fyfe W. S.* (1973) The granulite facies, partial melting and the Archean crust. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A273**, 457.
16. *Wyllie P. J.* (1977) Crustal anatexis: An experimental review. *Tectonophysics*, **43**, 66.
17. *Brown G. C., Mussett A. E.* (1981) *The Inaccessible Earth*. Allen and Unwin.
18. *Gilluly J.* (1948) Origin of granite. *GSA Mem.*, **28**; *Read H. H.* (1957) *The Granite Controversy*. Thomas Murby, London.
19. *Brown G. C.* (1977) Mantle origin of Cordilleran granites. *Nature*, **265**, 21.
20. *Brown G. C., Hennessy J.* (1978) The initiation and thermal diversity of granite magmatism. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A288**, 631.
21. *Moorbath S.* (1975) Evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence. *Nature*, **254**, 395.
22. *Moorbath S.* (1976) Age and isotope constraints for the evolution of Archean crust. In: *Windley B. F.* (ed.), *The Early History of the Earth*. Wiley. 351.
23. *Moorbath S.* (1977) Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust. *Chem. Geol.*, **20**, 151.
24. *Moorbath S.* (1978) Age and isotope evidence for the evolution of the continental crust. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A288**, 401.
25. *Moorbath S., Taylor P. N.* (1981) Isotopic evidence for continental growth in the Precambrian. In: *Kroner A.* (ed.), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier. 491.
26. *Allegre C. J., Ben Othman D.* (1980) Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: A chemical approach to orogenesis. *Nature*, **286**, 335.
27. *Hamilton P. J. et al.* (1980) Isotopic evidence for the provenance of some Caledonian granites. *Nature*, **287**, 279.
28. *Brown G. C., Fyfe W. S.* (1970) The production of granitic melts during ultrametamorphism. *CMP*, **28**, 310.
29. *Hanson G. N.* (1980) Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**, 371.
30. См. также разд. 4.2.

31. *McGregor V. R.* (1973) The early Precambrian gneisses of the Godthaab district, West Greenland. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A273**, 343.
32. *Viljoen M. J., Viljoen M. P.* (1969) *Geol. Soc. South Africa Spec. Pub.*, **2** (в этом сборнике можно найти многочисленные статьи на данную тему).
33. *Barker F. et al.* (1981) Tonalites in crustal evolution. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A301**, 293.
34. *Glikson A. Y.* (1979) Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. *Earth Sci. Rev.*, **15**, 1.
35. *Bettenay L. F. et al.* (1981) Evolution of the Shaw Batholith — an Archean granitoid gneiss dome in the eastern Pilbara. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 361.
36. *Hanson G. N.* (1978) The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *EPSL*, **38**, 26.
37. *O'Nions R. K., Pankhurst R. J.* (1978) Early Archean rocks and geochemical evolution of the Earth's crust. *EPSL*, **38**, 211.
38. *Barker F. et al.* (1976) Oxygen isotopes of some trondhjemites, siliceous gneisses and associated mafic rocks. *PCR*, **3**, 547.
39. *Campbell I. H., Jarvis G. T.* (1984) Mantle convection and early crustal evolution. *PCR*, **26**, 15.
40. *Collerson K. D., Fryer B. J.* (1978) The role of fluids in formation and subsequent development of early continental crust. *CMP*, **67**, 151.
41. *Collerson K. D., McCulloch M. T.* (1982) The origin and evolution of Archean crust as inferred from Nd, Sr and Pb isotopic studies in Labrador (abst.). 5th Int. Conf. Geochron. Cosmochron. *Isotope Geol. Abst.*, **61**.
42. *Anhaeusser C. R., Robb L. J.* (1981) Magmatic cycles and the evolution of the Archean granitic crust in the eastern Transvaal and Swaziland. *Geol. Soc. Austr.*, **7**, 457.
43. *Condie K. C.* (1981) Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archean granites. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 469; (1981) *Archean Greenstone Belts*. Elsevier.
44. *Ayres L. D., Cerny P.* (1982) Metallogeny of granitoid rocks in the Canadian shield. *Can. Mineral.*, **20**, 439.
45. *Taylor H. P.* (1977) Water/rock interaction and the origin of H₂O in granitic batholiths. *J. Geol. Soc. Lond.*, **133**, 509.
46. *McCulloch M. T., Wasserburg G. J.* (1978) Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, **200**, 1003.
47. *O'Nions R. K. et al.* (1979) Geochemical modelling of mantle differentiation and crustal growth. *JGR*, **84**, 6091.
48. *Condie K. C.* (1978) Geochemistry of Proterozoic granitic plutons from New Mexico, USA. *Chem. Geol.*, **21**, 131.
49. *DePaolo D. J.* (1980) Sources of continental crust: neodymium isotope evidence from the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. *Science*, **209**, 684; (1981) Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**, 193.
50. *Cobbing E. J., Pitcher W.* (1972) The Coastal Batholith of Peru. *J. Geol. Soc. London*, **128**, 421.
51. *Chappell B. W., White A. J. R.* (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *GSA Mem.*, **159**, 21.
52. *Shaw S. E., Flood R. H.* (1981) The New England Batholith, eastern Australia: geochemical variations in time and space. *JGR*, **86**, 10530.
53. *McCulloch M. T., Chappell B. W.* (1982) Nd isotope characteristics of S and I-type granites. *EPSL*, **58**, 51.
54. *Ashwal L. D. et al.* (1983) Origin of Archean anorthosites: Evidence from the Bad Vermilion Lake anorthosite complex, Ontario. *CMP*, **82**, 259.
55. *Simmons E. C., Hanson G. N.* (1978) Geochemistry and origin of massif-type anorthosites. *CMP*, **66**, 119.
56. *Phinney W. C.* (1982) Petrogenesis of Archean anorthosites. *LPI Tech. Rpt.* 82-01, Lunar Planet. Inst., Houston, Texas, 121.

57. Herz N. (1969) Anorthosite belts, continental drift and the anorthosite event. *Science*, 164, 944.
58. Emslie R. F. (1978) Anorthosite massifs, Rapakivi granites and Late Proterozoic rifting of North America. *PCR*, 7, 61.
59. Wiebe R. A. (1980) Anorthositic magmas and the origin of Proterozoic anorthosite massifs. *Nature*, 286, 564.
60. Morse S. A. (1982) A partisan review of Proterozoic anorthosites. *Am. Mineral.*, 67, 1087.
61. Ashwal L. D. (1982) Proterozoic anorthosite massifs: a review. LPI Tech. Rpt. 82-01, Lunar Planet. Inst., Houston, Texas, 40.
62. Средний состав плагиоклаза ($Ап_{50}$) в массивах анортозитов находится на границе андезинит — лабрадор. Тем не менее даже петрографы избегают названий андезинит, лабрадорит или андезинит-лабрадорит. Установлено, что название массивных протерозойских анортозитов происходит не от названия деревушки, расположенной среди анортозитов. По-видимому, как случайное совпадение следует рассматривать тот факт, что поселения членов фундаменталистских сект в Норвегии находятся в районах развития анортозитов (устное сообщение Генриха Неймана).
63. Emslie R. F. (1980) Geology and petrology of the Harp Lake complex, Central Labrador. *GSC Bull.*, 293.
64. Valley J. W., O'Neill J. R. (1982) Oxygen isotope evidence for shallow emplacement of Adirondack anorthosite. *Nature*, 300, 497.
65. Duchesne J. C., Demaiffe D. (1978) Trace elements and anorthosite genesis. *EPSL*, 38, 249.
66. Taylor S. R. et al. (1984) The origin of massif-type anorthosites. *Nature*, 311, 372.
67. Piper J. D. A. (1982) The Precambrian palaeomagnetic record: the case for the Proterozoic supercontinent. *EPSL*, 59, 61.
68. McElhinny M. W., McWilliams M. O. (1977) Precambrian geodynamics — a palaeomagnetic view. *Tectonophysics*, 40, 137.

СКОРОСТЬ РОСТА КОРЫ

10.1. Сущность проблемы

Задача количественной оценки скорости роста континентальной коры исторически выпала на долю геохимиков-изотопистов. Сравнительно недавно были предприняты попытки непосредственно измерить скорости роста фанерозойской коры [1, 2], однако этот подход сопряжен с трудностями из-за неопределенности в скоростях рециклирования и в экстраполяции скоростей как роста, так и рециклирования в более раннее время. Породы коры, в которых начальные изотопные отношения элементов (Sr, Nd, Hf, Pb) близки к мантийным, условно принимаются как новые поступления материала из мантии [3]. Даже когда внутрикоровое происхождение таких пород очевидно (например, калиевые граниты с большими отрицательными Eu-аномалиями), это обычно доказывает только краткий период пребывания в коре (высокие значения Rb/Sr-, U/Pb- и Th/Pb-отношений; низкие значения Sm/Nd- и Lu/Hf-отношений) экстрагированного из мантии вещества [3]. В этой модели роста коры континентальная кора, однажды сформированная, необратимо дифференцируется и вследствие низкой плотности не может быть возвращена в мантию и вновь смешаться с ней в больших количествах.

Возможна и другая интерпретация изотопных данных [4—6]. Если принять, что коровый материал может быть возвращен в мантию и тщательно перемешан с ней в необходимом количестве, то изотопные данные будут соответствовать модели, согласно которой кора сформировалась в начале истории Земли (>4,0 млрд. лет назад) и постоянно рециклировалась при участии мантии, никогда полностью не переходя в коровую массу. Это можно назвать моделью устойчивого состояния или моделью корового рециклирования.

Изотопные данные дают принципиально различную информацию для этих двух моделей. В модели роста коры изотопные отношения позволяют оценить скорости роста, в то время как в модели устойчивого состояния они позволяют оценить скоро-

сти корового рециклирования. Очевидно, комбинация этих моделей, где и рост, и рециклирование принимаются во внимание, также возможна. Интерпретация изотопных данных трудна для такого сценария [7—11], и необходима независимая оценка или скорости роста или скорости рециклирования. Из-за этой двойственности в интерпретации изотопных результатов мы нуждаемся в независимых доказательствах для того, чтобы ограничить скорости роста коры или исключить одну из моделей эволюции коры (т. е. рост против устойчивого состояния). В данной главе мы исследуем некоторые доказательства, относящиеся к этой проблеме.

10.2. Модели роста коры

Было предложено большое число моделей формирования ранней коры. Согласно одной из них, континенты представляют собой обломки, выброшенные из гигантских метеоритных кратеров. Теперь это океанические бассейны, формирование которых до известной степени аналогично формированию лунных многокольцевых впадин [12]. Согласно другой модели [13], континенты представляют собой остатки метеоритного материала (соответственно кислого состава), захваченного Землей на последних стадиях ее формирования. Такие модели катастроф фактически не получили признания. Более популярны модели, согласно которым большинство континентов отдифференцировались от мантии на ранних этапах истории Земли и с тех пор непрерывно рециклировались при участии мантии [4, 5]. Скорость рециклирования связана с генерируемым Землей теплом и уменьшается со временем, поскольку Земля остывает [6, 14—16]. Вариантом этой модели является представление, что масса континентов уменьшалась во времени [15].

Концепция непрерывного или квазинепрерывного роста континентальной коры получила большую поддержку со стороны геохимиков-изотопистов. На основе раннего моделирования изотопов Sr предполагалось [17], что скорость роста за последние 3—4 млрд. лет оставалась постоянной. С увеличением данных, полученных для коры Rb—Sr- и K—Ar-методами, эта модель быстро переросла в модель ускорения роста коры в течение геологического времени [18]. Эти модели были пересмотрены с учетом потенциальной калибровки K—Ar- и Rb—Sr-изотопных систем и внутренне замкнутого, самопоглощающего, характера седиментации [19—22]. В настоящее время приверженцы моделей роста коры согласны с тем, что большая ее часть (до 90%) была сформирована к концу архея, т. е. примерно 2,5 млрд. лет назад. На рис. 10.1 представлены различные модели роста коры.

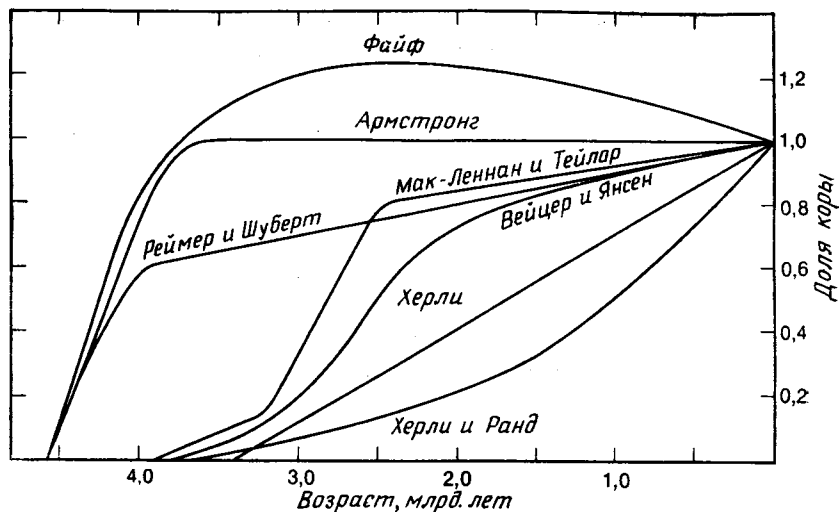


Рис. 10.1. Некоторые модели роста коры. Представлены модели Реймера и Шуберта [2], Армстронга [5], Файфа [15], Херли [17], Херли и Ранда [18], Вейцера и Янсена [20, 23], Мак-Леннана и Тейлора [24].

10.3. Геологические ограничения

10.3.1. Аргументация на основе фриборда. Континентальный фриборд — это возвышение континентов относительно среднего уровня моря. Эдвед [25] первым составил кривую возвышения континентов относительно среднего уровня моря для фанерозоя, основанную на глобальных палеогеографических картах [26, 27]. Кривая свидетельствует о непрерывном подъеме континентов в фанерозое, что позднее было использовано в качестве доказательства гипотезы расширяющейся Земли [25, 28] (см. разд. 12.8). Позднее было установлено, что интервалы времени, использованные для палеогеографических реконструкций, возрастали с изменением возраста, что могло выразиться в большем континентальном затоплении с увеличением интервалов времени [29]. Вайс [30] предположил, что такая необъективность сводит на нет построения Эдведа. В качестве альтернативы он использовал палеогеографические данные для одного континента (Северной Америки) [30], где протяженность временных интервалов была более однообразной, а палеогеографические данные более надежными. При таком анализе большинство доказательств об изменении фриборда исчезло (рис. 10.2), причем данные показали, что фриборд континентов был в пределах 60 м от базисного уровня (20 м над современным средним уровнем моря)

в течение 80% фанерозойского времени. На рис. 10.3 даны графические решения уравнений постоянного фриборда [30] для общепринятых моделей строения коры [31].

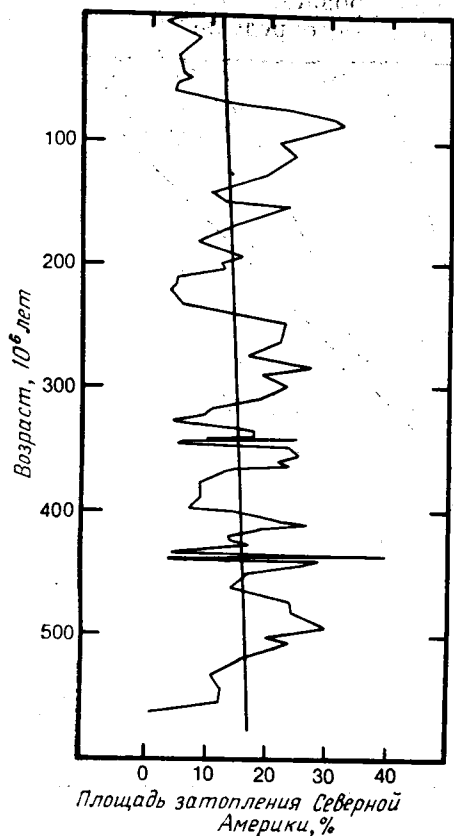


Рис. 10.2. Кривая фриборда Шуберта — Вайса для Северной Америки [30]. Показано затопление этого материка во времени (построено по палеогеографическим картам). Представляется, что некоторое увеличение фриборда с возрастом связано с уменьшением достоверности данных о более древних эпохах. Эта кривая положена в основу гипотезы постоянства фриборда континентов в фанерозойское время.

Пересмотр данных [32, 33] о континентальном фриборде с использованием самых поздних палеогеографических данных для СССР [34] и Северной Америки [35] подтверждает, что континенты всплывали в фанерозое (рис. 10.4). Такое доказательство не исключает аргументов длительного постоянства высоты континентов над уровнем моря, поскольку обширное континен-

тальное всплывание также документировано (но не четко количественно) для позднего докембрия [30, 34, 36] (см. рис. 10.4) и раннего протерозоя [5, 37, 38]. Долговременное изменение высоты континентов над уровнем моря в фанерозое может быть явлением второго порядка, определяемым объемом

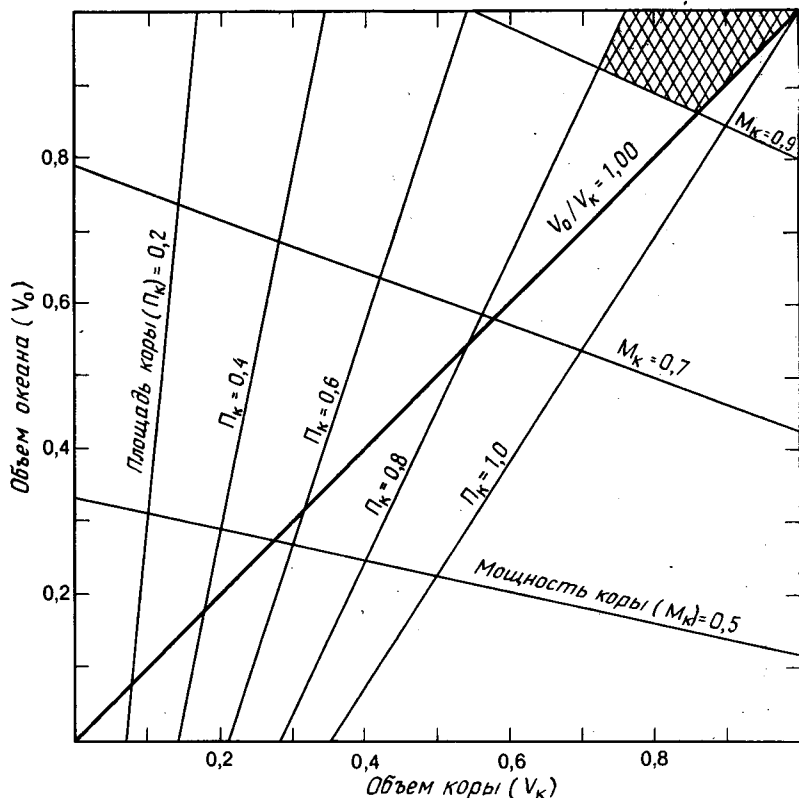


Рис. 10.3. Графическое решение уравнений постоянства фриборда [30, 31]. Имеющиеся ограничения показывают, что последние 2,5 млрд. лет система оставалась в пределах заштрихованной площади.

срединно-океанических хребтов (например, [39]) или толщиной континентальной коры во время орогенеза [32, 33].

Большинство моделей роста коры, изображенных на рис. 10.1, согласуются с постоянным фрибордом, однако имеются другие данные, связанные с толщиной коры, площадью и эволюцией объема океана, которые могут быть использованы для обеспечения дополнительных ограничений. Многие авторы доказывают, что мощность континентальной коры остается при-

мерно постоянной, по крайней мере последние 2500 млн. лет [1, 40, 41]. По сейсмическим данным мощность архейских щитов, стабилизовавшихся за истекшие 2,5 млрд. лет, составляет 30—50 км и в среднем близка к 40 км. Сводка многочисленных сейсмических данных (табл. 10:1) показывает, что континенты

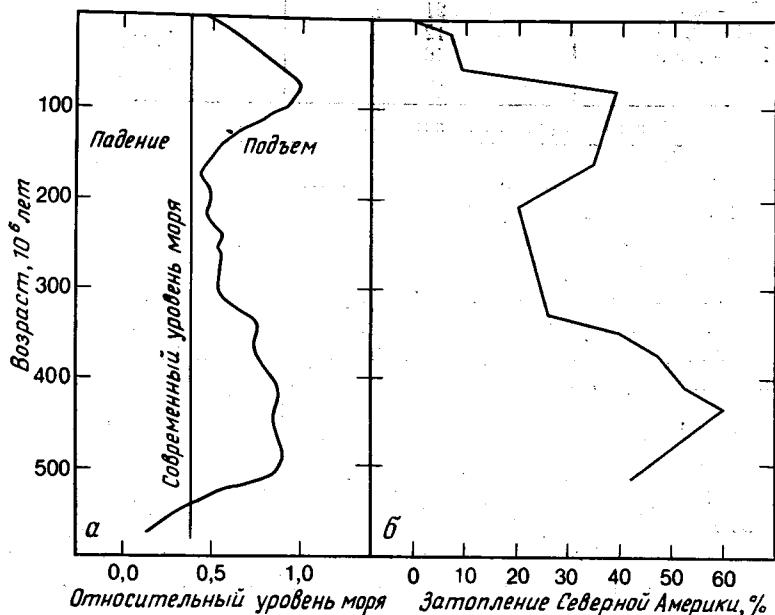


Рис. 10.4. а — циклы первого порядка относительного изменения уровня моря в фанерозое [36]. Отметим, что поздний докембрий характеризовался низким уровнем моря и всплыванием континентов; б — кривая Хеллэма для фриборда Северной Америки [32]. Она отличается от кривой Вайса [30] и подтверждает тренд всплывания континентов в фанерозое. Убедительные доказательства наличия периодов всплывания в докембрии позволяют предполагать, что фанерозойский тренд имеет второстепенное значение и контролируется изменением объема срединно-океанических хребтов или толщины континентальной коры в период орогенеза [32].

сохраняют постоянной (с точностью $\pm 10\%$) свою мощность за истекшие 2500 млн. лет [41]. Широкомасштабное поддвижение и скупивание сиалического материала, повсеместно утолщающее кору, позднее было признано неправдоподобным из-за необходимости вовлечения крупных площадей и отсутствия подъема поверхности [42]. Яркий пример, свидетельствующий против поддвижения плит как механизма утолщения архейской коры, позднее был найден в Западной Австралии. Сейсмические профили [43] через блоки Пилбара и Иилгарн указывают на возрастание толщины коры от 30 км в блоке Пилбара до почти 50 км в блоке Иилгарн (см. рис. 4.2). Добавочная мощ-

Таблица 10.1. Оценка среднего состава коры как функция возраста [41]

Возраст, млн. лет	Число сейсмических профилей	Мощность коры, км ¹
<225	37	38±4
225—600	21	40±4
600—1200	12	39±5
1200—2500	46	39±2
>2500	13	38±4

¹ В пределах 95%-ного доверительного интервала.

ность в блоке Йилгарн обязана мощному слою нижней коры с высокой скоростью поперечных волн ($7,0 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$). Этот слой обусловлен поддвижением мафического материала во время раскола Гондваны в фанерозое [44]. Однако палеомагнитные данные показывают, что блоки Йилгарн и Пилбара не изменили своего положения относительно друг друга за последние 2400 млн. лет [45], и поэтому модели поддвижения плит должны объяснить, почему только блок Йилгарн подвергся фанерозойским процессам поддвижения. Наличию же слоя с высокой скоростью сейсмических волн можно дать и более реалистическое объяснение: например, метаморфическое расслоение [43].

Другая заслуживающая доверия оценка толщины архейской коры — это геобарометрические исследования метаморфических толщ. В идеале давления, полученные для метаморфических толщ, должны указывать на минимальную мощность коры. Данные по докембрию позволяют предполагать, что имело место слабое длительное уменьшение среднего метаморфического давления с геологическим возрастом [46]. Интерпретация этого тренда не ясна, однако следует отметить, что метаморфические давления >6 кбар известны для молодых пород, а глубины захоронения до 40 км установлены в архее. *РТ*-условия архейских пород гранулитовой фации показывают, что давления в 6—10 кбар (возможно, до 13 кбар) были необходимы для образования минералов гранулитов [47].

Другое ограничение континентального объема вытекает из оценки площади коры во времени, что было смоделировано на основе распределения *р. з. э.* в осадочных породах. Главные изменения состава верхней коры произошли в позднем архее, о чем свидетельствует изменение состава осадочных пород. Такие существенные изменения в составе не могут быть объяснены процессами рециклирования, для этого требуется увеличение осадочных масс (связанное с увеличением континентальной коры) [22]. Поскольку состав верхней коры оставался постоянным в постархейское время (гл. 5), добавления в верхнюю кору в этот период, вероятно, не отличались по составу

от самой верхней коры [24]. Эта точка зрения подтверждается тем, что спектры р. з. э. фанерозойских осадков, которые представляют собой коровые добавления со времени 1,7—1,0 млрд. лет назад, однотипны и идентичны спектрам раннепротерозойских и современных осадочных пород верхнекорового происхождения. Быстрое изменение состава верхней коры, если оно связано с ростом коры, может быть смоделировано как возрастание площади вскрытой коры [24]. Полученные результаты показывают увеличение площади коры в позднем архее по меньшей мере в 5—10 раз, поэтому для разумной оценки площади раннеархейской коры следует предположить, что по крайней мере 50%, а вероятнее, 80—100% площади континентов было сформировано к периоду 2,5 млрд. лет назад.

Кук и Теркотт [48] исследовали распределение радиоактивных изотопов в пределах континентов и предположили, что доля K, Th, U в континентах пропорциональна площади их поверхности. Это представляется разумным, принимая во внимание концентрацию указанных элементов в верхних частях коры. По предварительным данным свыше 70% континентальной площади существовало 2,5 млрд. лет назад.

И наконец, последнее ограничение определяется историей дегазации Земли [24]. Две крайние модели — ранняя катастрофическая дегазация (например, [49]) и дегазация, продолжающаяся со скоростью, пропорциональной скорости роста коры (например, [50]), — дают граничные условия эволюции объема океана. Для ранней катастрофической дегазации фракционирующийся объем океана (V_o) должен быть равен 1,00 на протяжении всей истории Земли. Согласно второй модели, объем океана увеличивается со скоростью, пропорциональной скорости роста коры: $V_o/V_c = 1,00$, где V_c — фракционирующий объем континентальной коры (см. рис. 10.3).

Приведенные доказательства показывают, что ни толщина, ни площадь континентальной коры не изменялись ощутимо с позднего архея (2,7—2,5 млрд. лет назад). Средняя мощность континентальной коры оставалась в пределах 10% ее современной величины (при условии что процесс поддвижения плит нереален в больших масштабах), а средняя площадь, вероятно, оставалась в пределах 20—25% ее современного значения. Эти ограничения в сочетании с ограничениями модели постоянного Фриборда ставят жесткие ограничения для моделей роста коры (рис. 10.3). Модели линейного [17] или ускоренного [18] роста нереальны, поскольку они предполагают, что объем океана 2,5 млрд. лет назад был примерно на 10% больше, чем в настоящее время. Предложена, правда, модель сокращающейся гидросферы [51], однако нет независимых данных для ее подтверждения. Линейный или ускоренный рост также не может

быть согласован с фактором реальной мощности и площади континентальной коры. Имеющиеся ограничения показывают, что рост коры был почти завершен ($\geq 70\%$) около 2,5 млрд. лет назад.

10.3.2. Скорости седиментации и рециклирование коры. Механизм рециклирования следует за ранним формированием коры и включает широкомасштабную субдукцию осадков континентального корового происхождения. В следующей главе обсуждаются геохимические и изотопные данные, имеющие отношение к взаимодействию кора — мантия. Данные по изотопам Nd и Be показывают, что в некоторых зонах субдукции осадки субдуцируются и вовлекаются в вулканизм дуг. В этом разделе мы рассмотрим объемные ограничения субдукции осадков, с тем чтобы выяснить, достаточны ли объемы континентальной коры доставляемые в зоны субдукции для подтверждения модели устойчивого состояния [52].

Изотопные данные могут совпадать с моделью устойчивого состояния континентальной коры [4, 5]. В настоящее время около $1\text{—}3 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$ континентальной коры должно быть рециклировано и вновь смешано с мантией со скоростью, экспоненциально возрастающей с геологическим возрастом. Де-Паоло [6], воспроизведя Hf- и Nd-изотопные характеристики системы мантия — кора, рассчитал средние скорости рециклирования (около $2,3 \pm 1,0 \text{ км}^3$) за последние 2,0 млрд. лет [53]. В этой связи очевидны два вопроса: достаточны ли современные скорости осадконакопления, чтобы поддержать такие скорости рециклирования и были ли скорости седиментации в прошлом другими?

Наибольшая часть материала поставляется в океаны с континентов реками в виде взвешенных частиц или в растворенном виде. По данным наиболее полного анализа общее количество материала, переносимого в виде взвесей, оценивается примерно в $16 \cdot 10^{15} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$ [54]. Это значение ниже многих предыдущих оценок [55]. Растворенного вещества в реках (включая грунтовые воды) меньше чем $4,5 \cdot 10^{15} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$ [56, 57]. Другие способы переноса материала, включая ледниковую и морскую эрозию и перенос ветром, дают в целом около $2,4 \cdot 10^{15} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$ [56]. Вклад рециклированных морских солей составляет около $0,3 \cdot 10^{15} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$ [56]. Таким образом, общий привнос корового материала в океан оценивается в $22,6 \cdot 10^{15} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$ (см. табл. 2.4). Принимая среднюю плотность коры в $2,8 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, получаем общий привнос корового материала около $8,1 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$.

Человеческая деятельность оказывает огромное влияние на скорости эрозии и седиментации [58—63]. Оценки этого влияния на привнос осадков с континентов различаются в 2—5 раз.

Таблица 10.2. Ежегодный глобальный привнос вещества в океаны в доисторический период

Масса, 10^{15} г	Объем ко- ры, км ^{3*}	Метод оценки	Литератур- ный источ- ник
9,3	3,3	Глобальная экстраполяция скоростей эрозии площадей, относительно не затронутых деятельностью человека	[59]
12,9 ^a	4,6	Баланс натрия в реках	[61]
10,0	3,6	Недостаточно четко сформулированный метод	[60]
7,5 ^b	2,7	Модель, допускающая постоянство осадочных масс и скорость осадочного рециклирования для фанерозоя	[62]
10,0 ^b	3,6	Подобен приведенному выше	[64]
12,3	4,4	Использование измеренных скоростей седиментации и оценок влияния человеческой деятельности	52

* Плотность коры принята в 2,8 г·см⁻³. ^a В том числе $2,4 \cdot 10^{15}$ г за счет ледниковой, воздушной и морской эрозии. ^b Среднее значение для фанерозоя. ^в Среднее значение начиная с девона.

Если мы примем наиболее низкое значение и применим его только к скоростям речного и воздушного переноса, то получим скорость седиментации в доисторический период — $12,3 \cdot 10^{15}$ г·год⁻¹ или $4,4$ км³·год⁻¹ материала коры. В табл. 10.2 дана оценка привноса материала в океаны (с различными ограничениями) в доисторический период. Видно хорошее совпадение, при этом значения изменяются от 2,7 до 4,6 км³·год⁻¹. Большая часть материала, поставляемого в океан, остается на континентальном шельфе. Исходя из приемлемых скоростей седиментации ($>0,003$ см·год⁻¹ для континентальных террас [65]), количество вещества континентальной коры, перенесенного в океаническую кору, вероятно, не превысит 3 км³·год⁻¹.

Еще одна трудность состоит в том, что главные хранилища океанических осадков не связаны с зонами субдукции. Основным поставщиком вещества в океан являются реки, а большие реки образуются в специфических тектонических условиях, как правило, не связанных с субдукцией ни во времени, ни в пространстве [66]. В табл. 10.3 приведены данные о привносе вещества для 12 главнейших рек мира и о тектоническом положении океанических бассейнов. Многие важные речные системы формируются в пределах пассивных континентальных окраин (Амазонка, Нигер), отделенных от океана островными дугами [Желтая (Хуанхэ), Янцзы], или вблизи бассейнов столкновения континентов (Ганг, Инд). Это выражается в огромной аккумуляции материала на океанической коре, удаленной от районов современной субдукции. Представляется маловероят-

Таблица 10.3. Количество вещества, приносимого в виде взвесей главными реками мира [54]

Река	Среднее, 10^{15} г	Тектоническое положение океани- ческого бассейна
1. Ганг/Брахмапутра	1,670	Столкновение континентов
2. Желтая (Хуанхэ)	1,080	Тыловая дуга
3. Амазонка	0,900	Тыльный край плиты
4. Янцзы	0,478	Тыловая дуга
5. Иравади	0,285	Столкновение континентов
6. Магдалена	0,220	Тыловая дуга
7. Миссисипи	0,210	Тыльный край плиты
8. Ориноко	0,210	» »
9. Хунхэ (Красная)	0,160	Тыловая дуга
10. Меконг	0,160	» »
11. Инд	0,100	Столкновение континентов
12. Маккензи	0,100	Тыльный край плиты

ным, чтобы такие толщи осадков (до 12—15 км) могли быть реально перемещены на более поздней стадии субдукции [67]. Масштаб такого процесса может быть оценен из наблюдения за дельтой реки Бенгал, которая нарастала за последние 55 млн. лет со средней скоростью $0,4 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$ [69].

Обычно полагают, что субдуцируемый коровый материал — это в основном пелагические осадки. Согласно последним оценкам, скорость пелагической седиментации составляет менее $3,0 \cdot 10^{15} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$ [70], что эквивалентно примерно $1,1 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$ континентальной коры (табл. 10.4). Терригенная фракция пелагических осадков непостоянна, но в среднем составляет менее 60%, а остальное приходится на долю биогенного кремнистого и карбонатного материала (табл. 10.4). Концентрации многих элементов, важных с позиции их изотопного состава, таких, как Th, U и р.з.э., значительно ниже в биогенных, чем

Таблица 10.4. Оценки глобальных скоростей пелагического осадконакопления [70]

Осадки	Атлантический океан		Тихий океан		Индийский океан		Всего	
	$10^{15} \text{ г} \times \text{год}^{-1}$	%	$10^{15} \text{ г} \times \text{год}^{-1}$	%	$10^{15} \text{ г} \times \text{год}^{-1}$	%	$10^{15} \text{ г} \times \text{год}^{-1}$	%
Терригенные	0,642	52,2	0,784	67,9	0,304	50,9	1,730	58,0
Биогенные	0,543	44,1	0,305	26,5	0,231	38,7	1,079	36,2
карбонатные								
Биогенные	0,045	3,7	0,065	5,6	0,062	10,4	0,172	5,8
кремнистые								
Всего	1,230	100,0	1,154	100,0	0,597	100,0	2,981	100,0

в терригенных, осадках; например, содержание р.з.э., в кремнистых и карбонатных биогенных осадках обычно в 5—10 раз ниже, чем в коре. Таким образом, скорость седиментации корового «эквивалентного» материала для р.з.э. ниже чем $0,8 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$.

Коровое рециклирование также может быть смоделировано на основе современного распределения площадей континентальных провинций с учетом их радиологического возраста, осадочных пород и месторождений (например, [20, 56, 71]. Теория и математическая формулировка использованных здесь моделей приведены Вейцером и Янсенем [20]. Лучшая оценка рециклирования — это константа b ; для площадей континентальной коры b равна $4 \pm 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ [22, 72]. Если данное значение принимается для корового рециклирования в целом, то это составит $3 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$. Эта величина включает как внутрикоровое рециклирование, так и рециклирование кора — мантия, следовательно, количество коры, рециклированной с участием мантии, должно быть меньше чем $3 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$ [73]. Более строгое ограничение на величину субдукции осадков вытекает из оценок скоростей рециклирования океанических осадков. По оценке Вейцера [22], $b = 131 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$. Следовательно, для океанической массы осадка, равной $215 \cdot 10^{21} \text{ г}$, скорость рециклирования составит $2,8 \cdot 10^{15} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$, или $1,0 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$ корового материала. Эта величина включает также внутрикоровое рециклирование осадка и рециклирование осадков — мантия, следовательно, значение для последнего должно быть меньше чем $1,0 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$. Следует также принять во внимание низкое содержание элементов, важных с точки зрения их изотопного состава, в пелагических осадках (см. выше).

Судьба осадков, доставленных в зону субдукции, остается проблематичной. Они могут сохраниться в аккреционных клиньях, поддвинуты в основание коры или субдуцированы в глубину мантии. Характер распределения осадков в аккреционных клиньях позволил предположить, что примерно 85% осадков, доставленных в зону субдукции, должны быть субдуцированы [1]. Измерения вдоль части рва Миддл-Америка [74] свидетельствуют о том, что одна треть осадков сохраняется, а другие две трети субдуцируются (эти две трети поровну делятся между поддвинутыми и глубоко субдуцированными осадками). Кариг и Кей [75] утверждают, что большая часть доставленного в зоны субдукции материала или накапливается, или поддвигается под верхнюю плиту, а менее чем 10% субдуцируются в мантийные глубины. Небольшая часть этого материала может быть быстро возвращена на поверхность посредством магматизма дуг (см. следующую главу) [5]. Оценки субдукции осадков, основанные на сохранившихся объемах в местах на-

копления, мы рассматриваем в качестве верхнего предела, поскольку ими не принимается в расчет надежно документированный процесс внутрикорового осадочного рециклирования; последний особенно быстро протекает на континентальных окраинах [20, 22].

Таким образом, количество вещества континентальной коры, доставленного в зоны субдукции ($\leq 1 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$), едва достаточно, чтобы подтвердить для настоящего времени модель рециклирования без роста коры. Некоторая часть этого материала остается [75] и рециклируется как осадок [22]. Все большее число данных свидетельствует о том, что часть материала, который субдуцируется, добавляется (поддвигается) в основание плиты [74, 75]. Таким образом, на основе современных данных мы принимаем, что объемы корового материала, которые субдуцируются в мантийные глубины, вероятно, значительно меньше чем $\leq 0,3 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$.

Таким образом, оценка объемов не подтверждает однозначно модели постоянства корового рециклирования. В таких моделях проблема усложняется требованием экспоненциального возрастания скоростей рециклирования с геологическим возрастом [4—6]. Нет убедительных доказательств более высоких скоростей седиментации в прошлом [50], а возможно, они были даже ниже [62, 64]. Еще одним источником неопределенности является тот факт, что очевидные скорости аккумуляции осадка смещены в направлении больших объемов, если не рассматривать большие интервалы времени.

10.3.3. Измеренные и предполагаемые скорости роста. Известны попытки непосредственного измерения скоростей роста континентов по количеству добавленного чисто магматического материала (табл. 10.5). В большинстве случаев этот подход имеет силу только для кайнозоя и лишь иногда — для мезозоя, хотя известны экстраполяции на весь фанерозой. Простейший подход состоит в изучении магматических добавлений в островных дугах; по этим данным рост составляет от $0,5 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$ [77, 78] до $1,1 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$ [2]. Некоторые исследователи оценивали скорости роста коры в фанерозое на основе расчетов предполагаемых добавлений (например, вулканизм дуг, офиолиты, континентальный вулканизм) и потерь вещества коры (например, субдукция осадков, тектоническая эрозия, спилитизация). Исследования показывают, что добавления превышают потери в 2—3 раза. Дьюи и Уиндли [1] оценили чистую скорость роста в $0,6 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$, а Реймер и Шуберт [2] — в $1,0 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$. Имеются по крайней мере три причины сомневаться в достоверности таких подсчетов.

1. Надежно не установлены потери за счет поглощения в мантии путем субдукции осадка (и за счет других процессов).

Таблица 10.5. Оценки скоростей роста коры в фанерозое (в $\text{км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$)¹

Автор	Добавление	Потери	Рост
Херли [17]	—	—	~2
Херли и Ранд [18]	—	—	~3
Мурбат [76]	~1,05	Незначительные	~1,05
Файф [15]	0,5	1—2	<0
Браун [77]	<0,5	Незначительные	<0,5
Вейцер и Янсен [20]	—	—	0,76
Армстронг [5]	1—3	1—3	0
Дьюи и Уиндли [1]	1,40	0,81	0,59
Кариг и Кей [75]	0,73	Небольшие	~0,7
Мак-Леннан и Тейлор [24]	—	—	0,3—0,7
Реймер и Шуберт [2] ^a	1,65	0,59	1,02
Реймер и Шуберт [2] ^b	—	—	0,9

¹ См. работу [2]. ^a Основано на измеренных и предполагаемых скоростях. ^b Основано на ограничениях фриборда.

2. Добавления в процессе вулканизма дуг точно неизвестны и, согласно оценке, изменяются в пределах 0,5—1,1 $\text{км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$.

3. Измеренные скорости эпизодических геологических процессов (таких, как вулканизм) смещены в направлении больших объемов, кроме временных интервалов, значительно больших, чем частота рассмотренного события [22, 29].

Изменение площади континентов в фанерозое было смоделировано на основе предполагаемого длительного уменьшения объема океанических хребтов [2]. Принято считать, что длительное возрастание генерации тепла и земного теплового потока в прошлом выразилось в потеплении мелководных океанических бассейнов [2, 39, 79]. Изменения в площади континентов могут быть смоделированы как функция уменьшения генерации земного тепла, если принять фриборд постоянным [2]. Результаты показывают, что скорость роста в фанерозое составляла 0,9 $\text{км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$. Однако это значение представляется максимальным, если принять во внимание длительное изменение фриборда в фанерозойское время [32, 33] (см. рис. 10.4).

10.4. Изотопные ограничения

В этом разделе мы представляем общепринятую интерпретацию изотопных данных. Соответственно роль корового рециклирования с участием мантии за последние 3,8 млрд. лет рассматривается нами как незначительная по сравнению с ростом коры.

10.4.1. Рост ранней коры (>3,2 млрд. лет назад). Самые древние породы были установлены в раннеархейских сильно-

метаморфизованных комплексах (3,8—3,6 млрд. лет). Наиболее изученные их представители находятся в Северной Атлантике (Лабрадор, Западная Гренландия). Мурбат [3, 76] предложил двустадийную модель для объяснения происхождения этого дифференцированного материала. Гнейсы Амйтсок (Западная

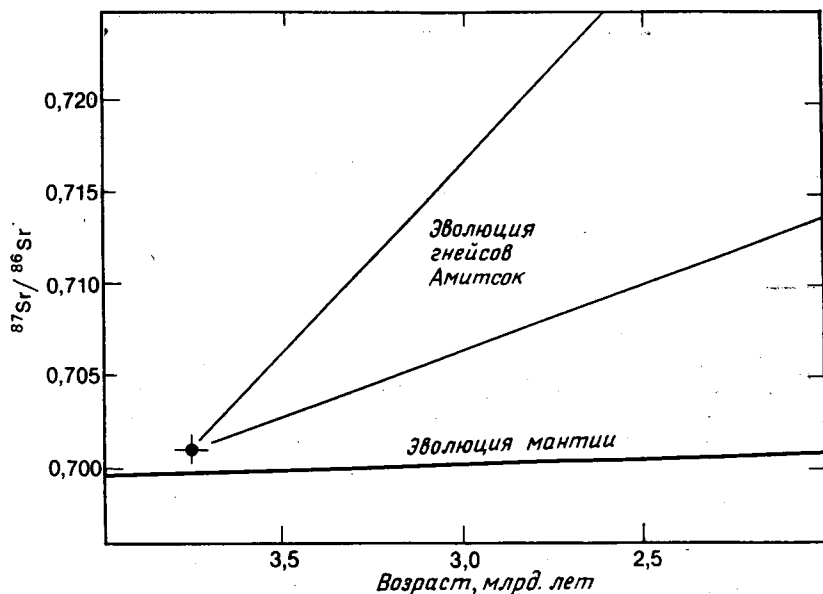


Рис. 10.5. Диаграмма эволюции изотопов Sr для гнейсов Амйтсок, Западная Гренландия ([3], с упрощениями). Построена в координатах начальное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношение — время. Показана также возможная эволюция отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, предполагаемая на основе Rb/Sr-отношений. Низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения и высокие Rb/Sr-отношения (выразившиеся в быстрой эволюции $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) свидетельствуют о том, что эти гнейсы произошли из мантии незадолго до (100—200 млн. лет) их последней изотопной регомогенизации (рассчитано путем экстраполяции кривых роста в направлении мантийной кривой эволюции роста). Этот подход допускает, что Rb и Sr находились в закрытой системе в ходе преобразования исходных гранитов в наблюдаемые ныне гнейсы. Такое допущение было исследовано для Rb—Sr- и U—Th—Pb-систем [80].

Гренландия) и, вероятно, аналогичные им гнейсы Уивак (Лабрадор) характеризуются низкими начальными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношениями (0,700—0,702) и Pb—Pb-изотопными данными, свидетельствующими о происхождении их из гомогенного U/Pb-источника, предсказанного по Pb-кривой одностадийного роста мантии. Такие данные показывают, что эти породы образовались из мантийного источника (низкие Rb/Sr-, U/Pb-отношения), и недолго находились в коре в обстановке высоких значений Rb/Sr-, и U/Pb-отношений (рис. 10.5). Nd- и Hf-изотоп-

ные данные также подтверждают происхождение такого материала в период 3,8—3,6 млрд. лет назад [81].

Важный период роста коры был связан с зеленокаменно-гнейсовой формацией, представленной в горах Барбертон [82] и в блоке Пилбара [83, 84]. Зеленокаменные серии (надгруппы Свазиленд и Пилбара) имеют возраст 3,6—3,4 млрд. лет [85—

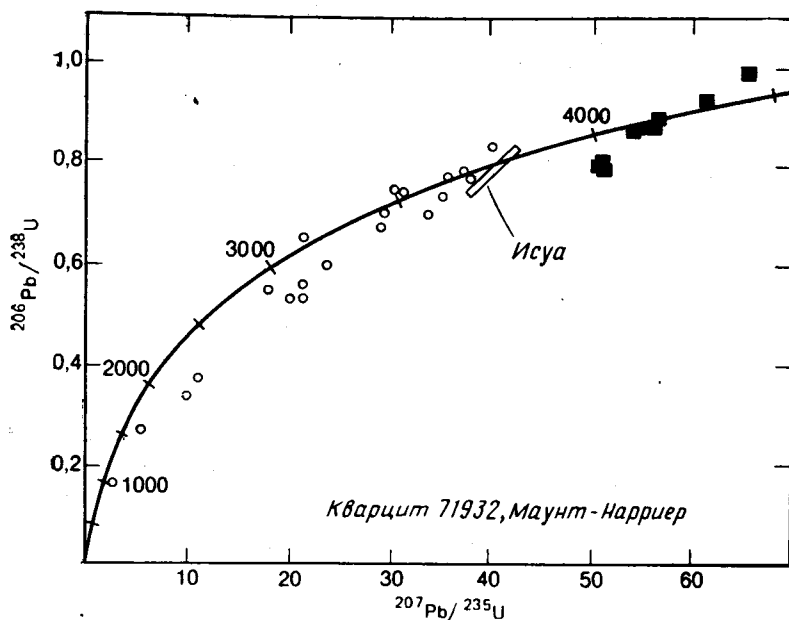


Рис. 10.6. Конкордия для цирконов из архейских кварцитов, образец 71923, Маунт-Харриер, Западная Австралия ([92], с упрощениями). Черные квадраты — данные для четырех обломков цирконов без включений, светлые кружки — другие цирконы из того же образца. Для сравнения показаны цирконы из пояса Исуа. Очень древний возраст (~ 4150 млн. лет) для четырех цирконов показывает, что в это время в коре Земли, вероятно, уже существовали насыщенные кремнеземом породы.

87]. Ассоциирующиеся с ними комплексы плагиогранито-гнейсов имеют тот же возраст или несколько моложе [82, 88, 89].

Имеются ли какие-либо доказательства (прямые или косвенные) более раннего формирования коры? Изотопный состав Nd из гнейсов Восточной Индии (3,78 млрд. лет) показывает, что первичный мантийный источник имел отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, соответствующее $\epsilon_{\text{Nd}} = +3$ [90]. Мантийные источники для супракrustальных образований Исуа имели ϵ_{Nd} от +1 до +3 в период экстракции материала [91]. Мантийный источник этих пород был, вероятно, уже истощен в то время несовме-

стимыми элементами. Более непосредственное доказательство (рис. 10.6) вытекает из недавних определений возраста цирконов (4,1—4,2 млрд. лет), сохранившихся в кварцитах (3,63 млрд. лет) района Маунт-Нарриер, Западная Австралия [92]. Эти данные показывают, что насыщенные кремнеземом породы существовали примерно 4,1—4,2 млрд. лет назад, хотя не ясно, представляли ли они собой настоящую континентальную кору, или это были лишь локальные проявления кислых вулканитов [93]. Таким образом, можно предполагать существование небольших участков континентальной коры ранее чем 3,8 млрд. лет назад.

Есть какой-нибудь путь количественного определения скорости роста коры в раннем архее? Мурбат [94] утверждает, что только небольшие участки континентальной коры существовали в период 3,8—3,5 млрд. лет назад (вероятно, 5—10%). Согласно моделям корового рециклирования, средние скорости роста коры в период 3,7—3,0 млрд. лет назад составляли примерно $1,2\text{—}1,3 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$ [20]. Если принять эту цифру для рассматриваемого периода, то можно предположить, что существовало не более 15% коры 3,2 млрд. лет назад.

10.4.2. Рост коры в позднем архее (3,2—2,5 млрд. лет назад). Имеются основания полагать, что поздний архей был наиболее важным периодом роста коры в истории Земли. Мощная магматическая активность, сопровождающая развитие позднеархейских гранит-зеленокаменных комплексов, давно признана. Однако значение ее в эволюции коры только недавно было принято во внимание благодаря детальным изотопным исследованиям.

Как вулканиты зеленокаменных поясов, так и большинство окружающих обогащенных калием гранитоидов характеризуются низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношений (0,701—0,704) ([95, 96]; см. также разд. 7.3.2). Тот факт, что гранитоиды также имеют низкие величины этого отношения, означает, что их исходный материал недолго находился в коре. Другие изотопные данные хорошо согласуются с такой интерпретацией [97, 98]. На основе имеющихся изотопных данных нелегко количественно оценить рост коры, однако Мурбат [94] полагает, что 50—60% континентальных площадей образовалось в это время.

Морские карбонаты имеют низкие величины Rb/Sr -отношения, что отражает отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской среде [99]. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в архейских карбонатах близки или несколько выше значений для верхней мантии; это наблюдение позволяет предполагать, что обширные континентальные массы (с более высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) еще не были обнажены. Отношение было, возможно, буферировано широким обменом

стронция между морской водой и океанической корой. Этот процесс, вероятно, усиливался более высоким геотермическим градиентом в архее [100]. Имеется, однако, заметное увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\sim 0,0025$) на рубеже 2,6—2,5 млрд. лет назад [101], которое сменялось более постепенным возрас-

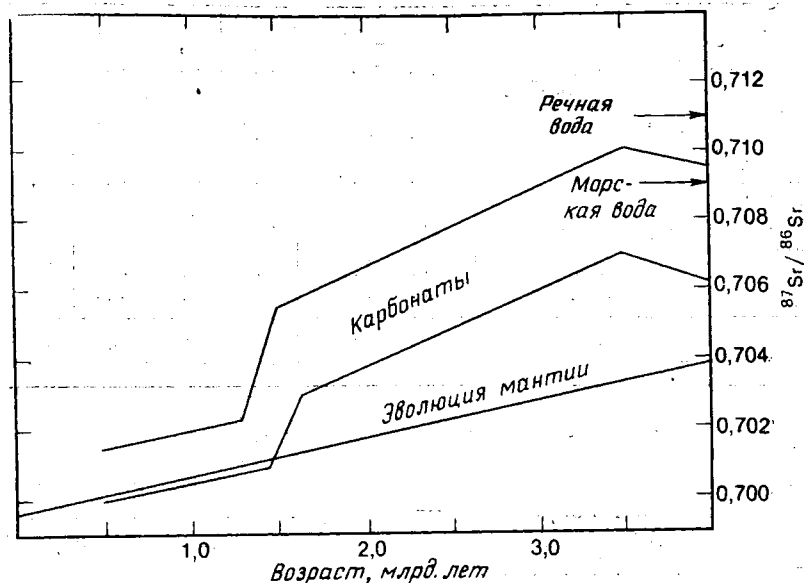


Рис. 10.7. Изменение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения в осадочных карбонатах в ходе геологического времени ([99, 102], с упрощениями). Данные по карбонатам рассматриваются нами как свидетельство эволюции морской воды. Отметим отклонение кривых от кривой мантийной эволюции на рубеже 2,6—2,5 млрд. лет. Эти данные согласуются с возрастанием площади богатой Rb континентальной коры. Тот факт, что современная морская вода (и карбонаты) имеет более низкое, чем речные воды (представители континентальных источников), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношение, является результатом буферирования верхней мантии, обусловленного взаимодействием между базальтами и морской водой [100—102].

танием в оставшееся постархейское время (рис. 10.7). Резкое увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на границе архей — протерозой надежно объясняется широким площадным развитием богатой Rb континентальной коры. Изменение источника изотопов Sr в морской воде от существенно мантийного (например, вулканы океанов в архее до преимущественно континентального в постархейское время [100, 102]) хорошо согласуется с главным периодом роста коры в позднем архее.

Рост коры в это время оценен Мак-Каллохом и Вассербургом [97] при Nd — Sr-изотопном исследовании Канадского щита.

Таблица 10.6. Nd- и Sr-возрасты главных районов Канадского щита по усредненным пробам [97]

Район	Структурная провинция	Геологич. млрд. лет	Неистощенная мантия		Истощенная мантия	
Новый Квебек	Сьюпириор	2,7—2,5	2,6	2,7	2,8	2,7
Северный Квебек	Сьюпириор (Черчилл-Гренвилл)	(2,7—2,5)	2,4	2,5	2,7	2,5
Гнейсы Форт-Энтерпрайс	Слейв	2,7—2,5	2,6	2,5	2,9	2,6
Граниты Форт-Энтерпрайс	Слейв	2,7—2,5	2,4	2,5	2,7	2,6
Остров Баффинова Земля	Черчилл	1,9—1,8	2,6	2,5	2,9	2,5
Саскачеван	Черчилл	1,9—1,8	2,6	2,4	2,8	2,4
Квебек	Гренвилл	(1,2—0,9)	0,8	1,0	1,4	1,1

Параметры истощенной мантии допускают истощение на рубеже 3,8 млрд. лет назад, а современная мантия имеет $\epsilon_{Nd}=+10$ и $\epsilon_{Sr}=-30$ (см. приложение 4).

та (табл. 10.6). Они установили, как и ожидалось, что объединенные пробы образцов, представляющих главные площади структурных провинций Сьюпириор и Слейв, дают T_{CHUR}^{Nd} - и T_{CHUR}^{Sr} -модельный возраст 2,4—2,7 млрд. лет. Использование параметров истощенной мантии дает T_{DM}^{Nd} -модельный возраст 2,7—2,9 млрд. лет. Такие возрасты, вероятно, датируют главное $Sm-Nd$ -фракционирование из мантии [97]. Более удивительно то, что протерозойская провинция Черчилл, K—Ar-возраст которой 1,8—1,9 млрд. лет, также дает T_{DM}^{Nd} -возраст примерно 2,8—2,9 млрд. лет (T_{DM}^{Sr} — несколько моложе). Таким образом, большая часть материала источника Канадского щита (за исключением частей провинций Нейн и Гренвилл отделилась от мантии около 2,6—2,8 млрд. лет назад. Согласно Sr-изотопным данным, вскоре последовало перемещение Rb—Sr в богатую Rb верхнюю кору из нижней (см. также работу [103]).

Таким образом, изотопные данные по Канадскому щиту свидетельствуют в пользу того, что самый поздний архей был главным периодом роста и дифференциации коры. По мнению геологов, изучавших протерозойские породы [104], многие из комплексов подвижных протерозойских поясов, вероятно, включают в себя переработанный позднеархейский материал коры [97].

Для большинства континентов позднеархейский рост коры приходится на период 2,8—2,6 млрд. лет назад со стабилизацией коры около 2,5 млрд. лет назад. Сопоставимая интенсивность роста коры вокруг гор Барбертон (Южная Африка) име-

ла место значительно раньше (см. разд. 8.4). Внедрение преимущественно калиевых гранитоидов на рубеже 3,2—2,9 млрд. лет назад (второй магматический цикл) было главным магматическим событием на этой территории [82]. Породы обладают низкими начальными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношений, и поэто-

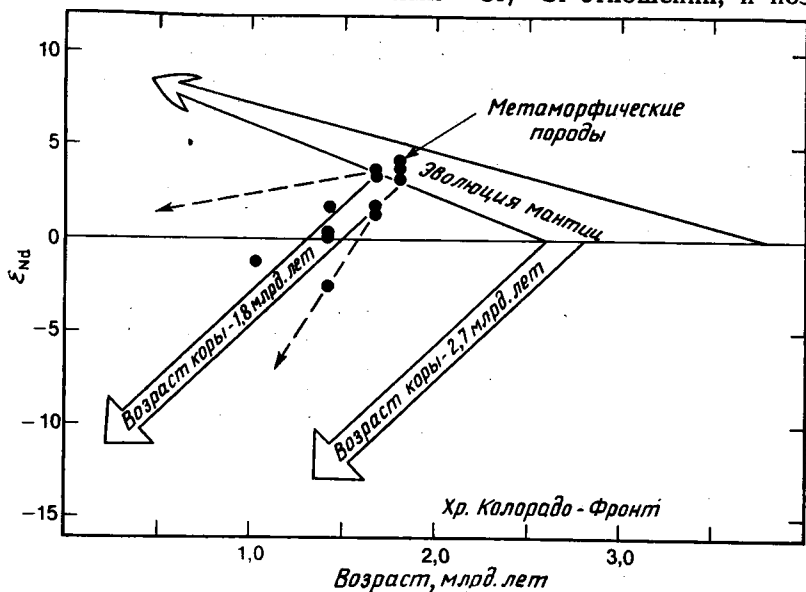


Рис. 10.8. В координатах ϵ_{Nd} — время показаны начальные значения ϵ_{Nd} для метаморфических пород с возрастом 1,8 млрд. лет и ассоциирующихся с ними более молодых серий гранитоидов хребта Колорадо-фронт ([108], с упрощениями). Показаны также эволюция мантии и предполагаемая эволюция континентальной коры с возрастом 1,8 и 2,7 млрд. лет. Пунктирные стрелки представляют эволюцию образцов метатолита (высокое ϵ_{Nd}) и гранита (наиболее низкое ϵ_{Nd}). Эти данные показывают, что материал коры был экстрагирован из истощенного мантийного источника около 1,8 млрд. лет назад и что последующие внедрения (возраст 1,7—1,0 млрд. лет) связаны с внутрикоровой дифференциацией этих (1,8 млрд. лет) коровых добавлений [108].

му не ясно, представляют ли они собой результат дифференциации сформировавшейся ранее (3,6—3,4 млрд. лет назад) коры (см. разд. 10.4.1) или являются отдельным событием образования коры при дифференциации. Таким образом, позднеархейский рост коры охватывает около миллиарда лет и приурочен преимущественно к интервалу 2,8—2,6 млрд. лет назад.

10.4.3. Послеархейский рост коры (<2,5 млрд. лет). В дополнение к архейскому периоду роста коры Мурбат [105] выделил еще три постархейских периода роста и дифференциации: 1,9—1,6; 1,2—0,9 и 0,5—0,0 млрд. лет назад. При интерпрета-

ции многих Sr- и Pb-изотопных данных широко обсуждался вопрос о значении переработки или роста коры [80]. Nd-данные показали, что формирование гранитоидов за счет ранее существовавшей континентальной коры значительно превалировало в постархейское время [106—110]. На основе низких значений (0,701—0,703) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношений в гранитоидах период около 1,8 млрд. лет назад рассматривался как важный этап генерации коры [105]. Главный период выделения коры из истощенного мантийного источника на рубеже 1,8 млрд. лет назад был установлен [108] на юго-западе США [108] (рис. 10.8). Процессы формирования коры 1,8 млрд. лет назад как на этой территории, так и в Финляндии подтверждаются и Hf-изотопными анализами [98]. В центральной Австралии аналогичное событие, по-видимому, происходило несколько раньше, ближе к 2,0 млрд. лет назад [111].

Многочисленные радиологические возрасты получены и для интервала 1,2—0,7 млрд. лет назад, который также является важным периодом роста коры. Для смешанных образцов провинции Гренвилл $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ равно —7,1 [97], что соответствует модельному хондритовому возрасту $T^{\text{Nd}}_{\text{CHUR}}=0,8$ млрд. лет. Если использовать более реалистическую модель истощенной мантии со средними значениями отношений Sm/Nd в коре, то возраст заметно увеличивается (до 1,2—1,4 млрд. лет), что зависит от параметров модели (табл. 10.6). Этот период, по-видимому, также был важным в образовании коры в восточной Австралии [110, 112]. Кроме того, Hf-изотопные данные позволяют предполагать, что значительные части коры, вероятно, образовались в Великобритании и Саудовской Аравии около 0,7 млрд. лет назад [98].

Можем ли мы количественно оценить скорость роста коры в постархейское время? Из обсуждения в разд. 10.3.3 следует, что значение $1,0 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ представляет собой верхний предел скоростей роста коры в фанерозое. Если такую скорость принять для всего постархейского времени, то окажется, что примерно $\leq 36\%$ коры сформировались после 2,5 млрд. лет. Более вероятно, что эта скорость соответствует только рассмотренным выше периодам, для которых группируются радиологические данные, когда происходило наиболее интенсивное формирование пород (2,0—1,6; 1,2—0,7; 0,5—0,0 млрд. лет назад). В остальное время дополнительное поступление вещества в кору должно было быть минимальным. В этом случае $\leq 20\%$ коры должно быть сформировано после 2,5 млрд. лет. Эти значения, хотя и не четко установленные, находятся в соответствии с предположением, основанным на данных о фрифоре, согласно которым 70—90% континентов уже существовало на рубеже 2,5 млрд. лет назад.

10.5. Заключение: принятая модель роста коры

1. Все модели развития континентальной коры делятся на две основные группы: рециклирование рано сформировавшейся коры и/или непрерывный или эпизодический ее рост на протяжении всего геологического времени. Наша оценка геологических, геохимических и изотопных данных побуждает нас принять второе положение. Мы признаем, что рециклирование кон-

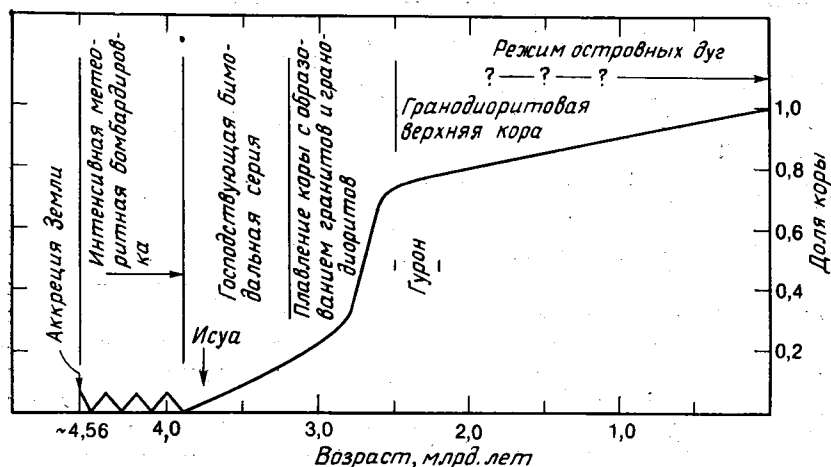


Рис. 10.9. Обобщенная модель роста континентальной коры в геологическом времени, предлагаемая в данной книге. Детали обсуждаются в тексте.

тинентальной коры с участием мантии хотя и реально, но не является ведущим процессом. Значение этого явления понимается неадекватно.

2. Из ограничений по фриборду следует, что объемы континентов и океанов были относительно постоянны начиная с протерозоя, что согласуется с моделями, согласно которым основная ($\geq 70\%$) часть континентальной коры была сформирована около 2,5 млрд. лет назад.

3. Представляется, что современные скорости седиментации недостаточны, чтобы доставить необходимое количество материала в зоны субдукции и обеспечить модели устойчивого состояния при рециклировании континентальной коры с участием мантии.

4. По нашему мнению, следующие четыре положения надежно подтверждаются геологическими, геохимическими и изотопными данными:

а) рост коры мог происходить непрерывно в течение большей части геологического времени (начиная по крайней мере

с рубежа 3,8 млрд. лет, а возможно, и раньше), однако особенная его интенсивность приходится на отдельные периоды ускоренного роста коры: 3,8—3,5; 3,2—2,5 (особенно 2,8—2,6); 2,0—1,6; 1,2—0,7 и 0,5—0,0 млрд. лет. Имеются предположения о росте коры до 3,8 млрд. лет [92], однако это еще нужно доказать;

б) начиная с позднего архея периоды роста коры быстро следовали (≤ 100 —200 млн. лет?) за внутрикоровым плавлением и дифференциацией в верхней коре (обогащение литофильными элементами с большим ионным радиусом) и нижней коре (обеднение этими элементами);

в) период роста и дифференциации коры в интервале 3,2—2,5 (главным образом 2,8—2,6 млрд. лет) был особенно важным. Возможно, что 60—75% континентальной коры образовалось в это время;

г) рост коры почти полностью завершился (в пределах 70—90% ее современной массы) на рубеже 2,5 млрд. лет.

На рис. 10.9 в обобщенном виде представлена наша модель роста коры. Начало роста мы относим к периоду 3,9 млрд. лет после интенсивной метеоритной бомбардировки, которая была свойственна в то время внутренней части Солнечной системы. Такая модель не исключает предположения об образовании коры в более раннее время [92], однако она должна была быть изменена в период интенсивной метеоритной бомбардировки (см. гл. 12). Модель также допускает линейный рост коры в периоды 3,9—3,5 и 2,5—0,0 млрд. лет. Конечно, это чрезмерное упрощение, так как весьма вероятно эпизодическая природа роста коры. Однако из-за отсутствия количественных оценок для этих периодов роста линейная модель принимается как первое приближение [113]. Скорость роста коры достигала максимума в период 2,8—2,6 млрд. лет — время главного развития зеленокаменных поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Dewey J. F., Windley B. F. (1981) Growth and differentiation of the continental crust. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A301**, 189.
2. Reymer A., Schubert G. (1984) Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics*, **3** (в печати).
3. Изложение этой интерпретации можно найти у Moorbath S., Taylor P. N. (1982) Isotopic evidence for continental growth in the Precambrian. In: Kröner A. (ed.), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier.
4. Armstrong R. L. (1968) A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Rev. Geophys.*, **6**, 175; Armstrong R. L., Hein S. M. (1973) Computer simulation of Pb and Sr isotope evolution of the earth's crust and upper mantle. *GCA*, **37**, 1.
5. Armstrong R. L. (1981) Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A301**, 443.

6. DePaolo D. J. (1983) The mean life of continents: estimates of continent recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for mantle structure. *GRL.*, **10**, 705.
7. Doe B. R., Zartman R. E. (1979) Plumbotectonics, the Phanerozoic. In: Barnes H. L. (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley, Interscience, 22.
8. Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. (1981) Transport model for crust and mantle evolution. *Tectonophysics*, **75**, 163.
9. O'Nions R. K., Hamilton P. J. (1981) Isotope and trace element models of crustal evolution. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A301**, 473.
10. Allegre C. J. (1982) Chemical geodynamics. *Tectonophysics*, **81**, 109.
11. Patchett J., Chauvel C. (1984) The mean life of continents is currently not constrained by Nd and Hf isotopes. *GRL.*, **11**, 151.
12. Harrison E. R. (1960) Origin of the Pacific basin: a meteorite impact hypothesis. *Nature*, **188**, 1064; Gilvarry J. J. (1961) The origin of ocean basins and continents. *Nature*, **190**, 1048.
13. Donn W. L. et al. (1965) On the early history of the earth. *GSA Bull.*, **76**, 287.
14. Hargraves R. B. (1976) Precambrian geologic history. *Science*, **193**, 363.
15. Fyfe W. S. (1978) Evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chem. Geol.*, **23**, 89.
16. Walker C. T., Dennis J. G. (1983) Exogenic processes and the origin of the sialic crust. *Geol. Rund.*, **72**, 743.
17. Hurley P. M. (1968) Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the earth. *GCA*, **32**, 273.
18. Hurley P. M., Rand J. R. (1969) Pre-drift continental nuclei. *Science*, **164**, 1229.
19. Veizer J. (1976) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evolution of seawater during geologic history and its significance as an index of crustal evolution. In: Windley B. F. (ed.), *The Early History of the Earth*. Wiley.
20. Veizer J., Jansen S. L. (1979) Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *J. Geol.*, **87**, 341.
21. Veizer J. (1983) Geologic evolution of the Archean—early Proterozoic earth. In: Schopf J. W. (ed.), *Earth's Earliest Biosphere: Its Origin and Evolution* Princeton University Press, 240.
22. Veizer J. (1984) Recycling on the evolving earth: geochemical record in sediments. *Proc. IGC*, **11**, 325.
23. На кривой Вейцера и Янсена [20] данные на графиках моделей показывают конец рассматриваемого интервала, а не его середину. Это верно математически, но с позиций геологических (т. е. время) искажено. Если нанести среднюю для данного интервала точку, то время быстрого роста коры на границе архей—протерозой сместится в сторону удревления примерно на 300 млн. лет (J. Veizer, устное сообщение).
24. McLennan S. M., Taylor S. R. (1982) Geochemical constraints on the growth of the continental crust. *J. Geol.*, **90**, 342.
25. Egged L. (1956) Change of earth dimensions as determined from palaeogeographical data. *Geofis. Pura e Appl.*, **33**, 42.
26. Страхов Н. М. (1948) Основы исторической геологии, в 2-х частях. — М.: Гостеоиздат.
27. Termier H., Termier G. (1952) *Histoire Geologique de la Biosphere*. Masson.
28. Egged L. (1956) Determination of changes in the dimensions of the earth from paleogeographical data. *Nature*, **178**, 534; (1969) The show expansion hypothesis. In: Runcorn K. (ed.), *Application of Modern Physics to Earth and Planetary Interiors*. Wiley, Interscience, 65.
29. Veizer J. (1971) Do palaeogeographic data support the expanding earth hypothesis? *Nature*, **229**, 480. Вопросу о неполноте геологической летописи для эпизодических геологических событий (например, седиментации) уде-

- ляется в последнее время много внимания. Вероятность получить достоверные средние значения возрастает с увеличением рассматриваемого интервала времени. *Sadler P. M.* (1981) Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic Section. *J. Geol.*, **89**, 569; *Tipper J. C.* (1983) Rates of sedimentation, and stratigraphical completeness. *Nature*, **302**, 696.
30. *Wise D. U.* (1972) Freeboard of continents through time. *GSA Mem.*, **132**, 87; (1974) Continental margins, freeboard and the volumes of continents and oceans through time. In: *Buck C. A., Drake C. L.* (eds), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag. 45.
31. Уравнения фриборда могут быть записаны в виде [30]

$$A_E = A_C + A_O \quad (1)$$

$$V_O = A_O \times T_O \quad (2)$$

$$V_C = A_C \times T_C \quad (3)$$

$$T_C = 13,3 + 6,05 T_O \quad (4)$$

где A_E — площадь Земли, A_C — площадь континентов, A_O — площадь океанов, V_C — объем коры, V_O — объем океанов, T_C — мощность коры, T_O — глубина океанов. Последнее уравнение выражает изостатическую связь, которая зависит от типа принятой модели строения коры (см. [30]). Принятые допущения: 1) Земля не расширяется; 2) толщина океанической коры постоянна; 3) существует простая изостатическая связь между континентальной и океанической корой (см. уравнение (4)).

32. *Hallam A.* (1977) Secular changes in the marine inundation of USSR and North America through the Phanerozoic. *Nature*, **269**, 769.
33. *Hallam A.* (1981) *Facies Interpretation and the Stratigraphic Record*. Freeman.
34. *Виноградов А. П.* (ред.) (1967—1969) Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, в 4-х томах. — М.: Мингео СССР.
35. *Cook T. D., Bally A. W.* (1977) *Stratigraphic Atlas of North and Central America*. Princeton University Press.
36. *Vail P. R. et al.* (1978) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. 4. Global cycles of relative changes in sea level. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **26**, 83. Недавно Вейл рассмотрел главную калибровочную величину, используемую для кривой уровня моря. Согласно Вейлу, уровень моря снизился на 350 м за последние 100 млн. лет; однако последние данные показывают, что падение уровня моря составляло, по-видимому, только 100—150 м (см. *Kerr R. A.* (1984) *Science*, **223**, 472).
37. *Windley B. F.* (1977) Taming of continental growth and emergence, *Nature*, **270**, 426.
38. *Knoll A. H.* (1978) Did emerging continents trigger metazoan evolution. *Nature*, **276**, 701.
39. *Turcotte D. L., Burke K.* (1978) Global sea-level changes and the thermal structure of the earth. *EPSL*, **41**, 341.
40. *Burke K., Kidd W. S. F.* (1978) Were Archean continental geothermal gradients much steeper than those of today? *Nature*, **272**, 240.
41. *Condie K. C.* (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *GSA Bull.*, **84**, 2981.
42. *Davies G. F.* (1979) Thickness and thermal history of continental crust and root zones. *EPSL*, **44**, 231.
43. *Drummond B. J. et al.* (1981) Crustal structure in the Pilbara and northern Yilgarn blocks from deep seismic sounding. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 33.
44. *Glikson A. Y., Lambert I. B.* (1976) Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in Western Australia. *Tectonophysics*, **30**, 55.
45. *Embleton B. J. J.* (1978) The palaeomagnetism of 2900 m. y. old rocks from

- the Australian Pilbara Craton and its relation to Archean — Proterozoic tectonics. *PCR*, 6, 275.
46. *Grambling J. A.* (1981) Pressures and temperatures in Precambrian metamorphic rocks. *EPSL*, 53, 63.
 47. *Newton R. C.* (1978) Experimental and thermodynamic evidence for the operation of high pressures in Archean metamorphism. In: *Windley B. F., Naqvi S. M.* (eds), *Archean Geochemistry*. Elsevier, 221.
 48. *Cook F. A., Turcotte D. L.* (1981) Parameterized convection and the thermal evolution of the earth. *Tectonophysics*, 75, 1.
 49. *Fanale F. P.* (1971) A case for catastrophic degassing of the Earth. *Chem. Geol.*, 8, 79.
 50. *Schopf T. J. M.* (1980) *Paleoceanography*. Harvard University Press.
 51. *Fyfe W. S.* (1976) Hydrosphere and continental crust: growing or shrinking? *Geosci. Can.*, 3, 82; (1980) Crust formation and destruction. *Geol. Ass. Can. Spec. Pap.*, 20, 77.
 52. *McLennan S. M., Taylor S. R.* (1983) Continental freeboard, sedimentation rates and growth of continental crust. *Nature*, 306, 169.
 53. Следует отметить, что расчеты, использованные в работе De Paolo, вызвали серьезную критику (см. [17]).
 54. *Milliman J. D., Meade R. H.* (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, 91, 1.
 55. *Kuenen P. H.* (1950) *Marine Geology*. Wiley; *Holeman J. N.* (1968) Sediment yield of major rivers of the world. *Water Resources Res.*, 4, 737.
 56. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.* (1971) *Evolution of Sedimentary Rocks*. Norton.
 57. *Meybeck M.* (1976) Total mineral dissolved transport by world major rivers. *Hydrol. Sci. Bull.*, 21, 265.
 58. *Douglas I.* (1967) Man, vegetation and the sediment yields of rivers. *Nature*, 215, 925.
 59. *Judson S.* (1968) Erosion of the land, or what's happening to our continents. *Am. Sci.*, 56, 356.
 60. *Judson S.* (1971) Estimates of masses of earth materials moved by man (abst.). *GSA Abst.*, 3, 615.
 61. *Gregor B.* (1970) Denudation of the continents. *Nature*, 228, 273.
 62. *Garrels R. M. et al.* (1976) Controls of atmospheric O₂ and CO₂: past, present and future. *Am. Sci.*, 64, 306.
 63. *Meade R. H.* (1982) Sources, sinks, and storage of river sediments in the Atlantic drainage of the United States. *J. Geol.*, 90, 235.
 64. *Gregor B.* (1983) The mass-age distribution of Phanerozoic sediments (abst.). *EOS*, 64, 334.
 65. *Schwab F. L.* (1976) Modern and ancient sedimentary basins: comparative accumulation rates. *Geology*, 4, 723.
 66. *Potter P. E.* (1978) Significance and origin of big rivers. *J. Geol.*, 86, 13.
 67. Harold Reading назвал такой материал в Бенгальском и Индийском конусах выноса «квазиконтинентальной корой» (см. [69]).
 68. *Uyeda S.* (1983) Comparative subductology. *Episodes*, 1983, 19.
 69. *Reading H. G.* (1982) Sedimentary basin and global tectonics. *Proc. Geol. Ass.*, 93, 321.
 70. *Lisitsyn A. P. et al.* (1982) The relation between element influx from rivers and accumulation in ocean sediments. *Geochem. Int.*, 19, 102.
 71. *Dacey M. F., Lerman A.* (1983) Sediment growth and aging as Marcov chains. *J. Geol.*, 91, 573.
 72. *Sclater J. G. et al.* (1981) Oceans and continents: similarities and differences in the mechanisms of heat loss. *JGR*, 86, 11535.
 73. *J. Veizer* (устное сообщение).
 74. *Watkins J. C. et al.* (1981) Accretion, underplating, subduction and tectonic evolution, Middle America Trench, Southern Mexico: results from DSDP

- Leg 66. Oceanol. Acta Spec. Pub.; (1982) Tectonic synthesis, Leg 66: transect and vicinity. Init. Repts. DSDP, 66, 837; Moore J. C. (1975) Selective subduction. *Geology*, 3, 530; Moore J. C. et al. (1982) Summary of accretionary processes, deep sea drilling project Leg 66: offscraping, underplating, and deformation of the slope apron. Init. Repts. DSDP, 66, 825.
75. Karig D. E., Kay R. W. (1981) Fate of sediments on the descending plate at convergent margins. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A301, 233.
 76. Moorbath S. (1977) Age and isotopic evidence for the evolution of continental crust. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A288, 401. См. приложение 4.
 77. Brown G. C. (1979) The changing pattern of batholith emplacement during earth history. In: Atherton M. P., Tarney J. (eds), *Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence*. Shiva, 106.
 78. Brown G. C., Mussett A. E. (1981) *The Inaccessible Earth*. George Allen and Unwin.
 79. Turcotte D. L., Schubert G. (1982) *Geodynamics*. Wiley.
 80. Collerson K. D., Fryer P. J. (1978) The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust. *CMP*, 67, 151; Collerson K. D. et al. (1981) Geochronology and evolution of Late Archaean gneisses in northern Labrador: an example of reworked sialic crust. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, 7, 205; Collerson K. D., McCulloch M. T. (1982) The origin and evolution of Archaean crust as inferred from Nd, Sr and Pb isotopic studies in Labrador (abst.). 5th Int. Conf. Geochron. Cosmochron. *Isotope Geol.*, 61.
 81. DePaolo D. J., Wasserburg G. J. (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *GRL*, 3, 249; O'Nions R. K. et al. (1979) Geochemical and cosmochemical applications of Nd isotope analysis. *Ann. Rep. Earth Planet. Sci.*, 7, 11; DeLaeter J. R. et al. (1981) Early Archaean gneisses from the Yilgarn Block, Western Australia. *Nature*, 292, 322; Pettingill H. S., Patchett P. J. (1981) Lu—Hf total-rock age for the Amitsoq gneisses, West Greenland. *EPSL*, 55, 150.
 82. Anhaeusser C. R., Robb L. J. (1981) Magmatic cycles and the evolution of the Archaean granitic crust in the eastern Transvaal and Swaziland. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, 7, 457.
 83. Bickle M. J. et al. (1980) Horizontal tectonic interaction of an Archaean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia. *Geology*, 8, 525.
 84. Hickman A. H. (1981) Crustal evolution of the Pilbara Block, Western Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, 7, 57.
 85. Pidgeon R. T. (1978) 3450 m. y.-old volcanics in the Archaean layered greenstone succession of the Pilbara Block, Western Australia. *EPSL*, 37, 421.
 86. Hamilton P. J. et al. (1979) Sm—Nd dating on Onverwacht Group volcanics, southern Africa. *Nature*, 279, 298.
 87. Hamilton P. J. et al. (1981) Sm—Nd dating of the North Star Basalt, Warrawoona Group, Pilbara Block, Western Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, 7, 187.
 88. Bickle M. J. et al. (1983) A 3500 Ma plutonic and volcanic calc-alkaline province in the Archaean east Pilbara Block. *CMP*, 84, 25.
 89. Carlson R. W. et al. (1983) Sm—Nd age and isotopic systematics of the bimodal suite, ancient gneiss complex, Swaziland. *Nature*, 305, 701.
 90. Basu A. R. (1981) Eastern Indian 3800-million-year-old crust and early mantle differentiation. *Science*, 212, 1502.
 91. Hamilton P. J. et al. (1978) Sm—Nd isotopic investigations of Isua supracrustals, West Greenland: implications for mantle evolution. *Nature*, 272, 41; (1983) Sm—Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *EPSL*, 62, 263.
 92. Froude D. O. et al. (1983) Ion microprobe identification of 4,100—4,200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature*, 304, 616.

93. Moorbath S. (1983) The most ancient rocks? *Nature*, **304**, 585.
94. Moorbath S. (1977) The oldest rocks and the growth of continents. *Sci. Am.*, **236** (3), 92.
95. Jahn B.-M., Sun S.-S. (1979) Trace element distribution and isotopic composition of Archean greenstones. *PCE*, **11**, 597.
96. Condie K. C. (1981) Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archean granites. *Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, **7**, 469.
97. McCulloch M. T., Wasserburg G. J. (1978) Sm—Nd and Rb—Sr chronology of continental crust formation. *Science*, **200**, 1003. См. приложение 4.
98. Patchett P. J. (1983) Importance of the Lu—Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *GCA*, **47**, 81.
99. Veizer J., Compston W. (1976) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *GCA*, **40**, 905.
100. Veizer J. et al. (1982) Mantle buffering of the early oceans. *Naturwissenschaften*, **69**, 173.
101. Возрастание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на границе архей — протерозой является более быстрым, чем полагали раньше [99]; об этом свидетельствуют последние определения возраста группы Хамерсли (2,5 млрд. лет), отличающиеся от прежних определений (2,1—2,0 млрд. лет). (Compston W. et al. (1981) A revised age for the Hamersley Group (abst.). *Geol. Soc. Austr. 5th Ann. Conv. Abst.*, **3**, 40.)
102. Veizer J. (1983) Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Rev. Mineral.*, **11**, 265.
103. Bell K. et al. (1982) Evidence from Sr isotopes for long-lived heterogeneities in the upper mantle. *Nature*, **298**, 251.
104. Kröner A. (1982) Archean in early Proterozoic tectonics and crustal evolution: a review. *Rev. Brasil. Geosc.*, **12**, 15; (1984) Evolution, growth and stabilization of the Precambrian lithosphere. *PCE*, **15** (в печати).
105. Moorbath S. (1976) Age and isotope constraints for the evolution of Archean crust. In: Windley B. F. (ed.), *The Early History of the Earth*. Wiley, 351.
106. Allegre C. J., Ben Othman D. (1980) Nd—Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature*, **286**, 335.
107. Hamilton P. J. et al. (1980) Isotopic evidence for the provenance of some Caledonian granites. *Nature*, **287**, 279.
108. DePaolo D. J. (1981) Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**, 193.
109. DePaolo D. J. (1981) A neodymium and strontium isotope study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *JGR*, **86**, 10470.
110. McCulloch M. T., Chappell B. W. (1982) Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *EPSL*, **58**, 51.
111. Wyborn L. A. I., Page R. W. (1983) The Proterozoic Kalkadoon and Ewen Batholiths, Mount Isa Inlier, Queensland: source, chemistry, age, and metamorphism. *BMRJ.*, **8**, 53.
112. Compston W., Chappell B. W. (1979) Sr-isotope evolution of granitoid source rocks. In: McElhinny M. W. (ed.), *The Earth: Its Origin, Structure and Evolution*. Academic, 377.
113. На модели, приведенной на рис. 10.9, средняя скорость роста постаршейской коры принимается равной $0,7 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$. Следует отметить, что, поскольку рост коры представляет собой, по-видимому, эпизодический процесс, измеренные скорости для коротких промежутков времени относятся к верхнему пределу.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ КОРА — МАНТИЯ

11.1. Происхождение Земли

В этой главе обсуждаются взаимоотношения континентальной коры и мантии. Развитие континентальной коры является, по-видимому, земным феноменом, ненаблюдаемым на других планетах (см. гл. 12) и ставящим перед нами широкий круг вопросов. Каким был состав примитивной земной мантии до того, как началось формирование коры? Как он изменился вследствие выделения океанической и континентальной коры? Какое влияние имело рециклирование океанической коры на эволюцию мантии? И далее, каковы состав и природа океанической коры и играла ли она существенную роль в формировании континентальной коры?

Другой круг вопросов касается взаимоотношений как ядра и мантии, так и общего состава Земли, Луны и других внутренних планет. Общее сходство плотности земной мантии и Луны способствовало развитию представлений о том, что Луна образовалась в результате отделения от Земли. Это проверяется непосредственным сравнением лунных и земных составов; обнаруживаемые при этом существенные различия в составе указывают на несостоятельность такой гипотезы [1].

Чтобы изучить эти проблемы и расположить их в должной перспективе, необходимо рассмотреть вопрос о происхождении Земли. Около 4,56 млрд. лет назад холодный диск пыли и газа — солнечная туманность — отделился от большого молекулярного облака. Такие облака обычно содержат 100 000 солнечных масс, при этом плотность их составляет 10 000 — 1 млн. молекул на кубический сантиметр, а температура 20—100 К. Состав солнечной туманности сохранился в углистых хондритах типа I (относятся к CI метеоритам, где I — Ивуна). Сходство содержаний нелетучих элементов в этих метеоритах и элементов солнечной фотосферы является важным свидетельством того, что они представляют собой первичный валовой состав туманности (рис. 11.1). В то же время метеориты CI — это смеси высоко- и низкотемпературных минералов, что служит доказательством сложных событий в солнечной туманности.

Самые современные данные о содержании элементов в CI метеоритах приведены в табл. 11.1. Они увеличены в 1,5 раза в связи с поправкой на летучие компоненты (H_2O , углистое вещество). Состав CI метеоритов достаточно хорошо установлен. Большинство значений взяты из недавней сводки Андерса и Эбихары [2]. За малым исключением, они близки к данным, опубликованным Тейлором и Мак-Леннаном [3], Тейлором

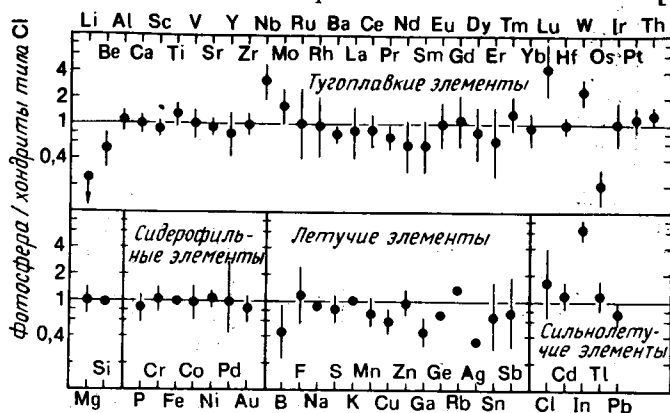


Рис. 11.1. Сравнение содержаний элементов в солнечной фотосфере и в углистых хондритах типа CI. Характерно небольшое различие (кроме Li, поглощенного при ядерных реакциях на Солнце). Различие в содержаниях Nb, Lu, W, Os, Ga, Ag и In связано, вероятно, с недостаточной точностью солнечных измерений. Пересмотр в последнее время данных для Солнца показал отсутствие аномалий для Zr, Rh, Pd, Eu и Ir ([2], с упрощениями).

[1] и Ландолт-Борнштейном [4]. Имеется значительное расхождение между значениями, использованными ранее [1, 3] и приводимыми здесь, для следующих элементов: Be, V, Nb, Mo, Te, W и Hg. Данные Андерса и Эбихары [2] для U и Th несколько ниже использованных ранее, однако они имеют лучшую статистическую основу и поэтому используются здесь. Данные по р.з.э. [5], приводившиеся ранее Тейлором и Мак-Леннаном [3], также используются здесь в силу их достоверности. Данные Андерса и Эбихары [2] ниже в 0,964 раза. Бор представляет собой особый случай. Мы используем здесь рассчитанное значение по Андерсу и Эбихаре [2], а не более низкие значения, основанные на данных для внутренних частей хондритов [6]. В современной оценке сделана поправка на предпочтительную концентрацию летучего компонента бора в матрице, а не в хондрах. Легкость, с которой образцы могут быть загрязнены бором, соперничающим в этом отношении со свинцом, делает большинство определений данного элемента сомнительными [6].

Таблица 11.1. Химический состав CI метеоритов (исходные данные увеличены в 1,5 раза для компенсации отсутствия летучих) ([2]; данные для р. з. э. взяты из работы [5])

Компонент		%					
SiO ₂		34,2					
TiO ₂		0,11					
Al ₂ O ₃		2,44					
FeO		35,8					
MgO		23,7					
CaO		1,89					
Na ₂ O		0,98					
K ₂ O		0,10					
Σ		99,2					
Li	2,4 млн ⁻¹	Cu	168 млн ⁻¹	Ln	117 млрд ⁻¹	Tm	36 млрд ⁻¹
Be	40 млрд ⁻¹	Zn	462 млн ⁻¹	Sn	2,52 млн ⁻¹	Yb	248 млрд ⁻¹
B	1,9 млн ⁻¹	Ga	15,2 млн ⁻¹	Sb	233 млрд ⁻¹	Lu	38 млрд ⁻¹
Na	7245 млн ⁻¹	Ge	48,3 млн ⁻¹	Te	3,42 млн ⁻¹	Hf	179 млрд ⁻¹
Mg	14,3%	As	2,87 млн ⁻¹	Cs	279 млрд ⁻¹	Ta	26 млрд ⁻¹
Al	1,29%	Se	27,3 млн ⁻¹	Ba	3,41 млн ⁻¹	W	89 млрд ⁻¹
Si	16,0%	Rb	3,45 млн ⁻¹	La	367 млрд ⁻¹	Re	55 млрд ⁻¹
K	854 млн ⁻¹	Sr	11,9 млн ⁻¹	Ce	957 млрд ⁻¹	Os	1049 млрд ⁻¹
Ca	1,35%	Y	2,25 млн ⁻¹	Pr	137 млрд ⁻¹	Ir	710 млрд ⁻¹
Sc	8,64 млн ⁻¹	Zr	5,54 млн ⁻¹	Nd	711 млрд ⁻¹	Pt	1430 млрд ⁻¹
Ti	654 млн ⁻¹	Nb	375 млрд ⁻¹	Sm	231 млрд ⁻¹	Au	218 млрд ⁻¹
V	85 млн ⁻¹	Mo	1,38 млн ⁻¹	Eu	87 млрд ⁻¹	Hg	585 млрд ⁻¹
Cr	3975 млн ⁻¹	Ru	1071 млрд ⁻¹	Gd	306 млрд ⁻¹	Tl	215 млрд ⁻¹
Mn	2940 млн ⁻¹	Rh	201 млрд ⁻¹	Tb	58 млрд ⁻¹	Pb	3,65 млн ⁻¹
Fe	27,8%	Pd	836 млрд ⁻¹	Dy	381 млрд ⁻¹	Bi	167 млрд ⁻¹
Co	764 млн ⁻¹	Ag	330 млрд ⁻¹	Ho	85 млрд ⁻¹	Th	42,5 млрд ⁻¹
Ni	1,65%	Cd	1010 млрд ⁻¹	Er	249 млрд ⁻¹	U	12,2 млрд ⁻¹

Первоначально туманность была холодной — температуры не превышали 300°K. Эта важная информация основана главным образом на наблюдении, что изотопные аномалии, преимущественно кислорода, сохраняются в метеоритах различных классов; в горячей туманности (1500—2000°K) они должны были бы гомогенизироваться. Примитивная туманность, вероятно, была окисленной, т. е. элементы присутствовали в виде соединений, хотя могли существовать небольшие металлические самородки элементов группы платины. На ранней стадии в туманности, вероятно, происходили два процесса: восстановление (образование самородных металлов, в основном железа) и испарение, которые активно участвовали в формировании состава внутренних планет. Образование металла и обеднение летучими элементами происходили независимо. Это следует из наблюдения, что энстатитовые хондриты типа I, в которых все железо восстановлено до металла, имеют те же содержания летучих элементов, что и CI метеориты.

Оба процесса происходили в туманности очень рано, о чем свидетельствует возраст метеоритов (близкий к 4,56 млрд. лет), зарегистрировавший эти события. Хотя основные механизмы остаются неясными, процессы, вероятно, протекали во внутренней части Солнечной системы, в пределах нескольких астрономических единиц (а. е.) от Солнца. Вероятными причинами являются раннее солнечное разогревание, солнечные вспышки, сильные солнечные ветры типа Т Таури, а также другие явления, связанные с ранними стадиями звездной эволюции. Серия таких механизмов, как локализация высоких температур и сильные солнечные ветры, на ранних этапах развития обеспечили происходивший за короткие промежутки времени (самое большее, несколько миллионов лет) вынос газов (H, He) и летучих веществ из внутренних частей Солнечной системы.

Галилеевы спутники Юпитера [7] также дают важную информацию. Поскольку они и спутники Сатурна имеют низкую плотность, существование самородного металла на расстоянии 5 а. е. от Солнца маловероятно. Они содержат также значительное количество льда (H_2O), указывающего на то, что температуры не были достаточно высокими, чтобы истощить солнечную туманность летучими элементами в пределах 5 а. е. О локальном нагревании в туманности Юпитера свидетельствует монотонное уменьшение плотности от Ио к Каллисто, в то время как отношение водяной лед/порода возрастает в обратном направлении. Это изменение, как полагают, обусловлено умеренным нагреванием туманности Юпитера прото-Юпитером, что позволяет рассматривать эту систему как мелкомасштабную аналогию с солнечной туманностью. Более жесткие условия были внутри Солнечной системы близко от молодого Солнца. Из астрофизических наблюдений следует, что в течение 1 млн. лет после образования Солнца имели место интенсивные солнечные вспышки и ветры. Данные о возрасте метеоритов согласуются с этой временной шкалой. Последовавший затем вынос летучих элементов из внутренних частей солнечной туманности, вероятно, продолжался несколько миллионов лет, тогда как разрастание внутренних планет за счет планетезималей происходило в течение более длительного периода времени (порядка 100 млн. лет).

Хотя большие количества редких газов и значительные количества летучих элементов (например, 80% калия в случае Земли) были удалены из области внутренних планет, все же осталось достаточно летучего материала, чтобы обеспечить образование Земли. Такой материал, возможно, был захвачен в виде вещества типа CI с образованием тел, достаточно больших, чтобы выдержать раннюю солнечную активность и сохраниться в виде конденсированных тел во внутренней части Сол-

нечной системы. Отношение K/U для Земли (10 000) много ниже, чем это значение для CI (60 000) (рис. 11.2). Аналогичным образом отношение Rb/Sr в земной мантии (0,031) на порядок меньше, чем значение для CI (0,30), что свидетельствует о больших масштабах фракционирования тугоплавких и летучих компонентов. (Лунные отношения еще более экстремальные: отношение K/U составляет 2500, а Rb/Sr — 0,01 [1].)

Период роста и объединения планетезималей (мелких частиц твердого вещества) с образованием внутренних планет со-

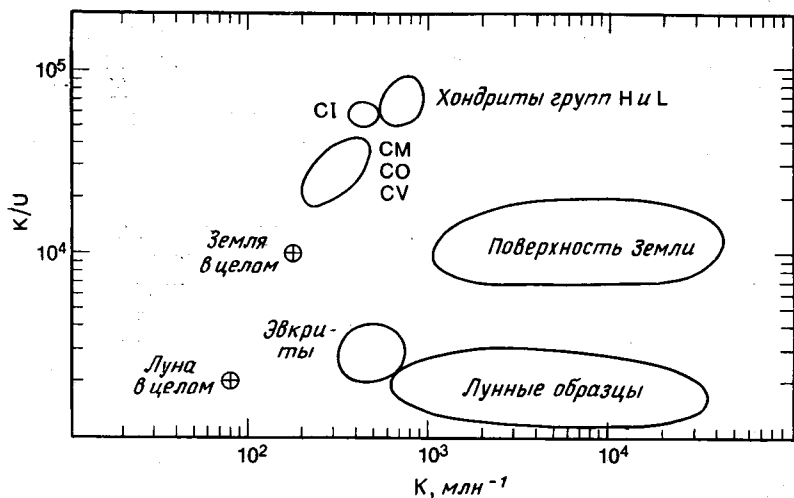


Рис. 11.2. Фракционирование в небуле летучих и тугоплавких элементов. Зависимость K/U — K свидетельствует о различии в отношениях CI и других метеоритов, а также Земли и Луны. Данные для Венеры, вероятно, перекрываются с данными для Земли. Данные для Марса неточны, однако отношение K/U может быть выше, чем для Земли, если шерггититы, шассиньиты и наклиты произошли из вещества Марса ([11], с упрощениями).

ставляет около 100 млн. лет [8]. Гипотеза образования внутренних планет за счет планетезималей предпочтительнее альтернативных гипотез гигантских газовых протопланет. С позиций последней модели можно объяснить рост Юпитера и Сатурна, которые почти наверняка сформировались раньше внутренних планет (чем объясняется малый размер Марса), перед тем как H и He были удалены из туманности.

Состав Земли в целом зависит, согласно планетезимальной гипотезе, от состава отдельных сраставшихся серий планетезималей. Различие в плотности внутренних планет объясняется различными соотношениями слипавшихся металлических и силикатных (и сульфидных) фаз. Равновесие металл — силикат —

сульфид достигалось в основном в планетезималиях в условиях низкого давления, а не в самой Земле. Весьма ограниченное число реакций может происходить во время аккреционного плавления. Поэтому степень окисления мантии, отношение Fe/Mg , мантийное содержание Ni и других сидерофильных элементов, а также отношения летучих элементов к тугоплавким (например, K/U , Rb/Sr) — все это установилось до аккреции. Конечно, невозможно обеднение Земли после аккреции такими элементами, как K или Rb .

Плавление в ходе аккреции и быстрое погружение металлических и сульфидных фаз представляются весьма вероятными, однако эти процессы очень ограничивают возможности для реакций металл — силикат. Если было достигнуто только местное равновесие в период разделения ядра и мантии, то состав ядра не связан непосредственно с составом современной мантии, так как равновесие металл — силикат было установлено в основном на планетезимальной стадии до аккреции. Легким элементом в ядре, вероятно, является сера; она достаточно обильна в метеоритах, чтобы быть реальным кандидатом, даже если принять во внимание истощение летучими [9]. Сера имеет преимущество образовывать низкотемпературную $\text{Fe} - \text{FeS}$ -эвтектику. Таким образом, образование ядра могло происходить на ранней стадии формирования Земли. Это согласуется с наличием большого ядра у Меркурия и с заметным фракционированием металл — силикат в метеоритах, особенно в эвкритовом родителем теле. Другим важным кандидатом на легкий элемент в ядре является кислород [10]. Образование смеси $\text{Fe} - \text{FeO}$, в которой FeO мог иметь металлические свойства, должно происходить при высоких давлениях (1 Мбар), что, таким образом, позволяет отнести образование ядра к стадии, когда Земля уже почти достигла современного размера. Если бы Земля плавилась в ходе аккреции, то металлические фазы и сульфиды должны были бы сформировать ядро задолго до этой стадии, в связи с чем кислородный сценарий представляется менее вероятным.

11.2. Примитивная земная мантия

В следующем разделе обсуждается состав примитивной мантии, которая включает современную мантию и кору. С позиций планетезимальной гипотезы можно отметить следующие ограничения и допущения относительно состава мантии:

1. Металлические и силикатные фазы выделились на планетезимальной стадии и срастались как таковые только при локальных равновесиях, имевших место при аккреции.

2. Обоedнение летучими элементами (например, K, Rb) относительно тугоплавких (например, U, Sr) происходило до аккреции.

3. Тугоплавкие элементы не фракционировались друг относительно друга на планетезимальной стадии, а остались в тех же соотношениях, что и в CI метеоритах. Следовательно, отношение Sm/Nd в целом для Земли должно быть хондритовым.

4. Халькофильные элементы образовывали в основном сульфидные фазы.

11.2.1. Состав верхней и нижней мантии. Состав главных элементов верхней мантии может быть установлен по ксенолитам. Этот подход сопряжен с некоторыми трудностями. Образцы ограничены глубиной 200 км. Они обычно обнаруживают остаточный или истощенный состав, что согласуется с удалением базальтовых расплавов и свидетельствует об их образовании в областях со сложной историей. Более того, они приурочены к области, которая, по всей вероятности, была источником большей части континентальной коры. Хотя данные по мантийным ксенолитам должны оцениваться с осторожностью, следует отметить удивительное совпадение представлений о составе верхней мантии в отношении главных элементов (табл. 11.2). Такие оценки должны быть близки к данным экспериментальной петрологии и исследований при высоких давлениях. Комбинация процессов экстракции расплава, перераспределения при метасоматозе и контаминации коры делает рискованной попытку использовать нодулы для определения содержаний микроэлементов. Даже наиболее цитированные примеры, такие, как Ка 168 [12], показывают спектры, обедненные легкими р. з. э. относительно хондрита (рис. 11.3), что указывает на удаление литофильных элементов с большим ионным радиусом.

Таблица 11.2. Химический состав (в % по массе) верхней мантии

Компонент	1	2
SiO ₂	45	45,1
TiO ₂	0,15	0,2
Al ₂ O ₃	3,3	3,3
FeO	8,0	8,0
MnO	0,13	0,15
MgO	39,8	38,1
NiO	0,25	—
Cr ₂ O ₃	0,44	0,4
CaO	2,6	3,1
Na ₂ O	0,34	0,4
K ₂ O	0,02	0,03
Σ	100,0	98,8

1 — данная работа; 2 — пиrolит [11].

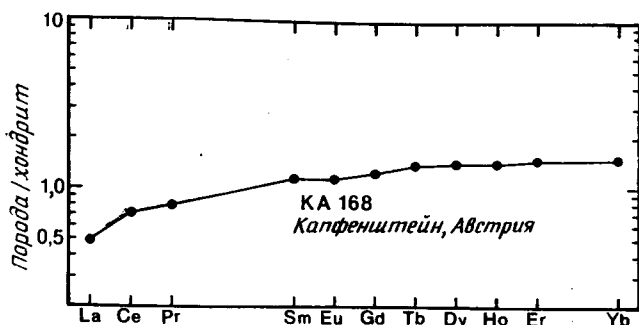


Рис. 11.3. Содержание р. з. э. в мантийном нодуле КА 168 из Капфенштейна, Австрия. Это один из лучших образцов нодулей примитивной мантии. Показательно истощение р. з. э. относительно хондрита, свидетельствующее об экстракции литофильных элементов с большим ионным радиусом [12].

Давление, кбар	Плотность, г·см ⁻³	Минеральные фазы		Глубина, км
15•	3,33•	Оливин (62)	Обогащенный Al пироксен (25)	•50
50•	3,36•		(14 + 11) Обедненный Al пироксен + гранат (пироп) (10+15)	•150
50 – 100•	3,37•		Омфациит (12)	•420
140•	3,53•	Модифициро- ван. "шпинель" (62)		
170 – 190•	3,62•	"Шпинель" (62)	Гранат (пироп) (25)	
	3,77•		"Ильменит" (25)	Диопсид II (12)
240•		////		•670
	4,12•	"Перовскит" + "ферропери- клаз" (83)	Диопсид II (12)	

Рис. 11.4. Минеральные фазы как функция давления в мантии, соответствующие оливиновому и пироксеновому компонентам в верхней мантии ([15], с упрощениями). Цифры в скобках показывают процент по массе каждого минерала. Ниже приведены составы минералов и координационные числа (к.ч) катионов, чтобы показать возрастание к.ч с давлением. **Богатые Al пироксены:** $(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{SiAl})_2\text{O}_6$; Mg и Fe имеют, к.ч, равное 6, а Si — 4. **Бедные Al пироксены** $[(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3]$ имеют те же к.ч, что и богатые Al пироксены. **Пироп:** $(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$; к.ч для Mg и Fe равно 8, для Al — 6 и для Si — 4. **"Ильменит":** $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_3$; у всех катионов к.ч равно 6. **"Перовскит":** $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_3$; к.ч для Mg, Fe и Al равно 8, а для Si и Al — 6. **Оливин:** $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$; к.ч для Mg и Fe равно 6, а для Si — 4. **"Шпинель":** к.ч те же, что у оливина. **Ферропериклаз:** $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$; к.ч для Fe и Mg равно 6. **Омфацит:** $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Al})\text{Si}_2\text{O}_6$; к.ч для Ca и Na равно 8, для Mg и Al — 6 и для Si — 4. **Диапсид II:** состав тот же, что у омфацита; к.ч для Ca, Na и Mg равно 8—12, а для Si — 6.

В отличие от верхней мантии нижняя мантия, составляющая около 50% Земли, по существу, недоступна для изучения. Данные сейсмологии и изучения фазовых переходов позволяют поставить вопрос: отличается ли нижняя мантия по составу от верхней? Главный раздел на глубине 650 км, принимаемый здесь как граница между верхней и нижней мантией, представ-

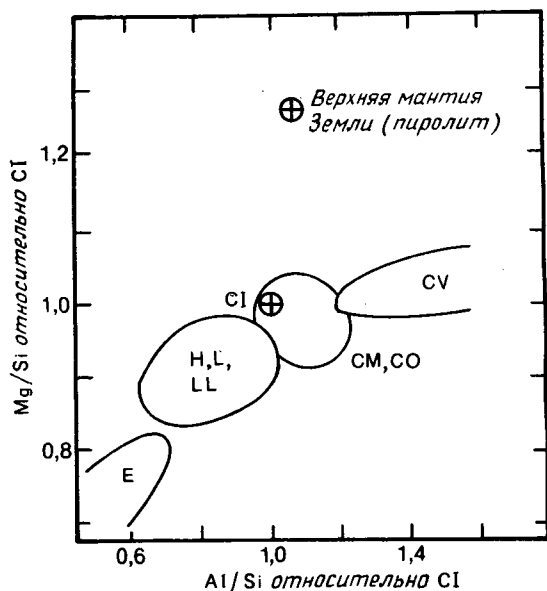


Рис. 11.5. Соотношение между Mg/Si и Al/Si в хондритовых метеоритах. Верхняя мантия Земли заметно обогащена Mg по отношению к другим телам Солнечной системы. По нашим оценкам, валовой состав Земли эквивалентен составу CI метеоритов; при этом имеется значительная разница в составе верхней и нижней мантии ([16], с упрощениями).

ляется очень резким (± 4 км), и, следовательно, может быть химической границей [13]. Модели мантийной конвекции почти поровну делятся на модели двуслойной и единой мантийной конвекции. Последний процесс обычно предполагает гомогенизацию мантии, т. е. выравнивание состава верхней и нижней мантии [14]. Мантийные фазы, установленные исследованиями при высоких давлениях, показаны на рис. 11.4 [15].

Космохимические данные поднимают важные вопросы, касающиеся состава нижней мантии. Например, массовое отношение Mg/Si для верхней мантии (1,14) отличается от такового для CI метеоритов (0,90). Если вся мантия имеет верхнемантийное отношение Mg/Si , то Земля в целом обеднена Si относительно CI метеоритов. Для последних характерны вариации

в Mg/Si-отношениях, преимущественно в направлении более низких, а не более высоких значений (рис. 11.5). Если Земля имеет отношения для Mg и Si те же, что CI метеориты, то нижняя мантия должна отличаться по составу от верхней мантии. Совсем недавно эта проблема была поднята Лю [13] и Андерсоном [17]. Они считают, что данные о валовом модуле (K_0) для нижней мантии «отвечают перовскиту (MgSiO_3)» (плотность = $4,1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$; $K_0 = 2,6 \text{ мбар}$). Существенные количества (Mg, Fe)O, как и в пиrolитовой модели, недопустимы из-за очень низкого K_0 для (Mg, Fe)O.

В целом имеющиеся данные свидетельствуют в пользу различий в составе верхней и нижней мантии. И хотя нет четкой информации, однако сейсмологические и космохимические наблюдения, а также исследования при высоких давлениях позволяют предполагать, что наиболее вероятно представление о гетерогенной мантии. И мы принимаем эту точку зрения [18].

11.2.2. Составы примитивной мантии. Валовой состав мантии оценивается в основном по космохимическим данным (табл. 11.3). Мы принимаем содержание FeO в 8,0%, что соответствует плотности и сейсмическим свойствам. Допускается, что главные тугоплавкие элементы (Si, Ti, Al, Mg и Ca) присутствуют в тех же пропорциях, что и в CI метеоритах. Для оценки содержания микроэлементов мы исходим из разных изотопных и химических данных, чтобы получить совпадение состава микроэлементов. Этот подход аналогичен использовавшемуся ранее [1, 3]. Первое допущение состоит в том, что литофильные тугоплавкие элементы присутствуют в тех же соотношениях, что и в CI метеоритах, т. е. не происходило относительного фракционирования. Например, спектры р.з.э. параллельны спектрам хондритов. На основе содержаний главных элементов — Ca, Al и Ti — установлено, что уровень концентраций тугоплавких элементов в верхней мантии в 1,5 раза выше наблюдаемых в CI метеоритах (без учета летучих). Такой подход позволяет получить содержания B, Ba, Be, Hf, Nb, р.з.э., Sc, Sr, Ta, Th, U, V, Y и Zr.

Содержание U (18 млрд^{-1}) выводится из отношения $K/U = 10\,000$ при содержании $K = 180 \text{ млн}^{-1}$. Дальнейшие ограничения на отношения летучий/тугоплавкий элемент связаны с Sm/Nd-отношением. Если оно соответствует хондритовому, то из соотношения между ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} Rb/Sr-отношение в мантии составит 0,031. Sr — тугоплавкий элемент, и его содержание с учетом этого отношения оценивается в 18 млн^{-1} . Содержание Rb — $0,55 \text{ млн}^{-1}$ (исходя из Rb/Sr-отношения), что дает Ba/Rb-отношение (9,3), близкое к значению 11,3 [19]. Если земное отношение $K/\text{Rb} = 300$, то содержание $K = 165 \text{ млн}^{-1}$. Ясно, что оценки содержания K в мантии (между $150\text{—}200 \text{ млн}^{-1}$) весь-

Таблица 11.3. Химический состав примитивной мантии (= современная мантия плюс кора) (ссылки см. в тексте)

Компонент	1 %	2 %
SiO ₂	49,9	49,3
TiO ₂	0,16	0,21
Al ₂ O ₃	3,64	3,93
FeO	8,0	7,86
MgO	35,1	34,97
CaO	2,89	3,17
Na ₂ O	0,34	0,27
K ₂ O	0,02	0,018
Σ	100,1	99,7

Элемент	1	2	Элемент	1	2	Элемент	1	2
Li млн ⁻¹	0,83	2,1	Rb млн ⁻¹	0,55	0,39	Eu млрд ⁻¹	131	130
Be млрд ⁻¹	60	—	Sr млн ⁻¹	17,8	16,2	Gd млрд ⁻¹	459	—
B млн ⁻¹	0,6	—	Y млн ⁻¹	3,4	3,26	Tb млрд ⁻¹	87	90
Na млн ⁻¹	2500	2040	Zr, млн ⁻¹	8,3	13	Dy млрд ⁻¹	572	—
Mg (%)	21,2	21,1	Nb млн ⁻¹	0,56	0,97	Ho млрд ⁻¹	128	—
Al (%)	1,93	2,08	Mo млрд ⁻¹	59	—	Er млрд ⁻¹	374	—
Si (%)	23,3	23,0	Ru млрд ⁻¹	4,3	—	Tm млрд ⁻¹	54	—
K млн ⁻¹	180	151	Rh млрд ⁻¹	1,7	—	Yb млрд ⁻¹	372	320
Ca (%)	2,07	2,27	Pd млрд ⁻¹	3,9	—	Lu млрд ⁻¹	57	60
Sc млн ⁻¹	13	15	Ag млрд ⁻¹	19	3	Hf млн ⁻¹	0,27	0,33
Ti млн ⁻¹	960	1260	Cd млрд ⁻¹	40	20	Ta млн ⁻¹	0,04	0,04
V млн ⁻¹	128	77	In млрд ⁻¹	18	6	W млрд ⁻¹	16	12
Cr млн ⁻¹	3000	2342	Sn млн ⁻¹	<1	0,60	Re млрд ⁻¹	0,25	0,21
Mn млн ⁻¹	1000	1016	Sb млрд ⁻¹	25	—	Os млрд ⁻¹	3,8	2,90
Fe (%)	6,22	6,11	Te млрд ⁻¹	22	—	Ir млрд ⁻¹	3,2	2,97
Co млн ⁻¹	100	101	Cs млрд ⁻¹	18	20	Pt млрд ⁻¹	8,7	—
Ni млн ⁻¹	2000	1961	Ba млн ⁻¹	5,1	5,22	Au млрд ⁻¹	1,3	0,50
Cu млн ⁻¹	28	29	La млрд ⁻¹	551	570	Tl млрд ⁻¹	6	0,01
Zn млн ⁻¹	50	37	Ce млрд ⁻¹	1436	1400	Pb млрд ⁻¹	120	120
Ga млн ⁻¹	3	4	Pr млрд ⁻¹	206	—	Bi млрд ⁻¹	10	3,3
Ge млн ⁻¹	1,2	1,13	Nb млрд ⁻¹	1067	1020	Th млрд ⁻¹	64	76,5
As млн ⁻¹	0,10	0,02	Sm млрд ⁻¹	347	320	U млрд ⁻¹	18	19,6
Se млрд ⁻¹	41	—						

1 — данная работа; 2 — Андерсон [16].

ма реальны и совпадают со значениями, полученными по K—Ar-модели дегазации. Значения K/Rb-отношения для мантии, вероятно, выше значения для CI метеоритов (250). Содержание K (180 млн⁻¹) (исходя из K/U-отношения) дает величину K/Rb-отношения (327), указывающую на некоторое обеднение Pb относительно менее летучего K. Это основано на ко-

ровом содержании Cs — наиболее летучего из щелочных элементов. Коровое Rb/Cs-отношение (30) отличается от такового в CI метеоритах (12). Cs не только более летучий, но и более несовместимый элемент, чем Rb или K, и поэтому должен быть сконцентрирован в континентальной коре. В MORB отношение Rb/Cs (79) [19] может быть весьма высоким, так как их источник уже был истощен Cs. Здесь мы используем коровое Rb/Cs-отношение, которое соответствует мантийному содержанию (18 млрд^{-1}), что, вероятно, является верхним пределом. Содержание Tl оценивается по отношению K/Tl, равному $3 \cdot 10^4$. Отсутствие Eu- и Yb-аномалий определяет верхний предел истощения относительно летучими элементами. Эти два р.з.э. — несколько менее летучие, чем K, и Земля в целом ими не истощена. Содержание Li рассчитано по отношению Li/Zr, равному 0,1 [20]. Данные для сидерофильных и халькофильных элементов менее надежны, так как основываются на данных по нодулям. Содержания Ni, Co, Cr и Mn взяты из источника [1], для Cu, Zn, Ga, Ge, As и Se — из работы [12], для W (12 млрд^{-1}) и Mo (59 млрд^{-1}) — из работы [21], для Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir, Pt, Au — из работы [22], для Ag, Cd, In, Sb, Te, Bi — из работы [23], а для Pb — из работы [24].

Интересно распределение сидерофильных и халькофильных элементов. Сильносидерофильные элементы (Au, Ge, Ir, Os, Pd, Pt, Re, Rh, Ru) присутствуют в нодулях верхней мантии в количествах почти в сто раз меньших, чем в хондритах. Наиболее халькофильные элементы (Ag, As, Co, Cu, Ga, Mo, Ni, Sb, Sn, W) находятся в количествах почти в десять раз меньших, чем в хондритах. Из этих элементов Co и Ni могут быть также литофильными, и следует ожидать увеличения их содержания в оливине и сульфидных фазах. Содержания, наблюдаемые в нодулях верхней мантии, показывают, что эти элементы не могли быть в равновесии с металлической фазой во время формирования ядра. Существенные различия среди коэффициентов распределения должны изменить картину содержаний по сравнению с CI метеоритами. Кроме того, эта информация показывает, что содержание сидерофильных элементов в верхней мантии не является исключительно земным.

Совсем иной подход для расчета валового состава мантии и коры был предложен Андерсоном [17], который оценил состав примитивной мантии (верхняя + нижняя + кора). Эти данные приведены в табл. 11.3, где их можно сравнить с нашими оценками состава мантии. Для ряда элементов (Si, Mg, Sc, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Ga, Ge, Y, Ba, р.з.э., Ta, Re, Ir и Pb) значения очень близки. Содержания других микроэлементов различаются в пределах 20%. Наши данные для тугоплавких элементов Ti, Al и Ca несколько выше.

11.3. Результат коровой экстракции

Континентальная кора составляет 0,57% массы мантии. Экстракция современного состава верхней коры из мантии вызвала минимальные изменения состава верхней мантии в отношении главных элементов в пределах допустимых отклонений при оценке состава мантии. Это резко контрастирует с Лу-

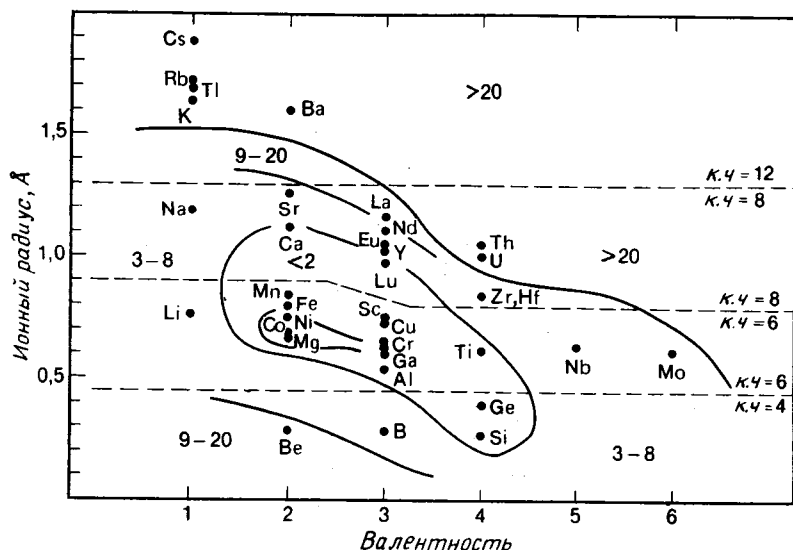


Рис. 11.6. Обогащение литофильными элементами континентальной коры относительно примитивной мантии (по данным табл. 3.5 и 11.3) в координатах ионный радиус — валентность. Показаны ионные радиусы [25] для координационных чисел (к. ч) 4, 6, 8, 12 по отношению к кислороду. Кора обогащена элементами в той степени, в какой их радиусы или валентности отличаются от таковых типично мантийных катионов (Mg, Fe) в 6-ой координации. Это обогащение обусловлено фракционированием кристалл — расплав.

ной, где кора лунных плоскогорий составляет 10% объема Луны и содержит, возможно, 50% всего Al.

Микроэлементы дают другую картину. Из рис. 11.6 видно, что степень обогащения коры тем или иным элементом зависит от разницы между его ионным радиусом и валентностью, с одной стороны, и радиусом и валентностью катионов, образующих главные минералы мантии (Mg, Fe), — с другой. Это показывает, что фракционирование кристалл — расплав является ведущим процессом образования коры из мантии. Высокое процентное содержание в континентальной коре таких элементов, как Cs, Rb, K, Ba, U, Th, La и Ce, указывает на то, что для

образования коры была необходима переработка больших объемов мантии.

11.3.1. Степень земной дифференциации. Экстракция коры, обогащенной литофильными элементами с большими ионными радиусами, из мантии выражается в обеднении ими мантийного резервуара. Обычно полагают, что истощенные базальты типа N срединно-океанических хребтов представляют собой расплавы из этих истощенных резервуаров. Затронуло ли такое истощение всю мантию или только часть ее была вовлечена в процессы формирования коры? При вовлечении только части мантии возникает ряд вопросов. Какая доля мантии была вовлечена в этот процесс? Встречаются ли истощенные порции равномерно по всей мантии или это отдельные участки?

На основе химических и петрологических аргументов Рингвуд [11] предположил, что для формирования коры было дифференцировано около 70% мантии. Эта оценка позднее была снижена до 30—60% [10]. Совсем недавно для решения этих вопросов были предприняты попытки смоделировать изотопные характеристики коры и мантии. По мнению О'Ниона и др. [26], в формировании коры участвовало около половины мантии, а по мнению Якобсона и Вассербурга [27] — только около трети. Неоднозначность этих оценок может быть связана с различными предположениями о современных концентрациях ключевых элементов (например, Rb, Sr, Sm, Nd) в разных резервуарах.

Для принятых здесь содержаний элементов в коре и мантии верхний предел вовлечения мантии приблизительно может быть рассчитан из баланса масс. Рубидий является несовместимым элементом, которым сильно обогащена кора и сильно истощены MORB. Цезий еще более несовместимый элемент, но о нем нет надежных данных. Методика включает расчет эффектов экстракции корового компонента Rb из различных объемов примитивной мантии и расчет отношения его к относительно совместимому элементу (в данном случае Yb). Сравнивая рассчитанное и известное для MORB Rb/Yb-отношение, мы можем оценить степень вовлечения мантии. Эти расчеты приведены

Таблица 11.4. Баланс масс рубидия и иттербия в мантии и коре

	Примитивная мантия	Континентальная кора	Предсказанное истощение мантии при различной степени ее участия в процессе экстракции				
			100%	50%	33%	25%	MORB
Rb млн ⁻¹	0,55	32	0,37	0,19	0,003	—	2,2
Yb млн ⁻¹	0,37	2,2	0,36	0,35	0,34	0,33	5,1
Rb/Yb	1,49	14,5	1,03	0,55	0,01	—	0,43

в табл. 11.4; они показывают, что от одной трети до половины мантии было подвержено процессам экстракции. Аналогичные результаты получены при использовании Ba в качестве несовместимого элемента вместо Rb. Такая оценка весьма приближительна, так как даже 10%-ное различие в коровых или мантийных содержаниях или оценках массы коры может серьезно повлиять на результат. Чем более основной состав коры в целом, тем меньше мантия вовлечена в процесс экстракции.

Если за основание верхней мантии принять главное сейсмическое несогласие (на глубине около 650 км) [13], то объем верхней мантии составит почти одну треть мантии. Если в формирование коры было вовлечено эквивалентное количество мантии, то становятся привлекательными модели химически расслоенной мантии (верхняя истощенная и нижняя примитивная зоны). Это имеет отношение и к вопросу о конвекции в мантии как в едином целом или разделенной на две (верхняя и нижняя мантия) конвектирующие системы. Хотя это заманчивая область исследований, химические данные не могут реально показать, какая же часть мантии была вовлечена в процесс формирования коры.

11.4. Коровое рециклирование: доказательства по вулканитам островных дуг

Вулканические породы островных дуг обнаруживают следующие геохимические и изотопные особенности [28]:

1. Обогащение различными несовместимыми элементами, особенно K, Sr, Ba и Pb.
2. Изотопные характеристики радиогенных Sr и Pb и ϵ_{Sr} — ϵ_{Nd} -соотношения в некоторых дугах.
3. Низкие значения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$.
4. Высокие концентрации изотопа ^{10}Be .

Для объяснения этих особенностей обычно ссылаются на участие осадочного материала в образовании вулканических островных дуг. Выявление осадочного компонента в вулканических островных дугах важно по ряду соображений:

1. Дает прямое доказательство участия погружающихся плит.
2. Показывает, что осадки могут быть погружены на глубину 80—150 км и в дальнейшем вовлечены в процессы островодужного вулканизма.
3. Дает минимальную оценку континентального корового рециклирования. Действительное значение рециклирования может быть больше, если часть осадочного материала вновь смешается с мантией и останется в ней.

11.4.1. Геохимические доказательства. Оценка Th/U-отношений ограничивает вовлечение океанических осадков в образование островных дуг до 2% или менее [29]. На основе моделей многокомпонентного плавления — перемешивания, предложенных для генезиса магм островных дуг и использующих ограничения на содержания K, Rb, Pb, Ba, Sr, р.з.э. и на изотопные отношения Nd и Sr, высказано предположение, согласно кото-

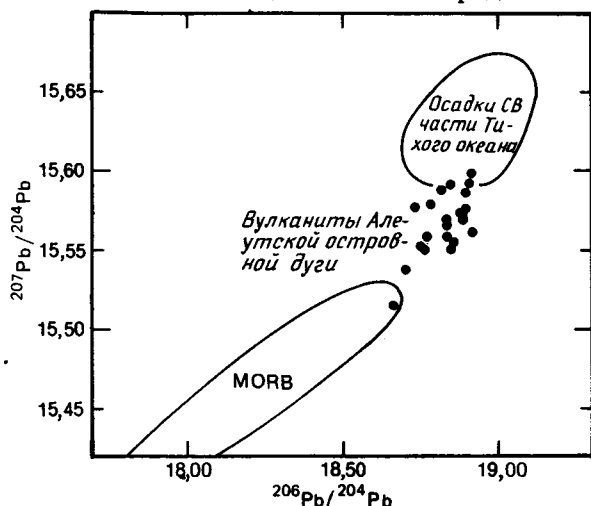


Рис. 11.7. Данные для вулканитов Алеутской островной дуги, представленные в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Показаны также поля MORB и осадков северо-восточной части Тихого океана [33]. Из рисунка видно, что вулканиты островной дуги образуют ряд смесей между MORB и осадками. Эти данные были использованы для заключения о том, что 1—2% осадочного компонента находились в источнике вулканических пород островной дуги.

рому в магматизм дуг было вовлечено не менее 10% колонны пелагических осадков [30]. Аркулус и Джонсон [31] раскритиковали такой подход, так как в нем не принято во внимание отсутствие обогащения лав островных дуг Th и U. Они отметили также, что обогащение Sr, Ba и Pb наблюдается и в вулканитах, удаленных от островных дуг, и предложили, что контаминация породами нижней континентальной коры, а не осадками лучше объясняет химизм магм этих дуг. Мак-Леннан и Тейлор [32] ограничили роль осадков путем моделирования отрицательной Eu-аномалии, которую коровые породы могут придать вулканическим источникам островных дуг. Верхними пределами для вовлеченных осадков были:

- 1) 10% для источника MORB;
- 2) 1% для примитивной или одностадийно истощенной мантии;

3) $<0,3\%$ для сильно (двустадийно) истощенной мантии.

11.4.2. Изотопы Pb, Sr, Nd и Hf. По изотопному составу вулканы островных дуг близки к некоторому осадочному компоненту. На рис. 11.7 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ показаны данные для вулканитов островных дуг и MORB. Они образуют ряды, которые в целом отвечают 1—2%-ному содержанию осадка в источнике [33]. Нет необходимости привле-

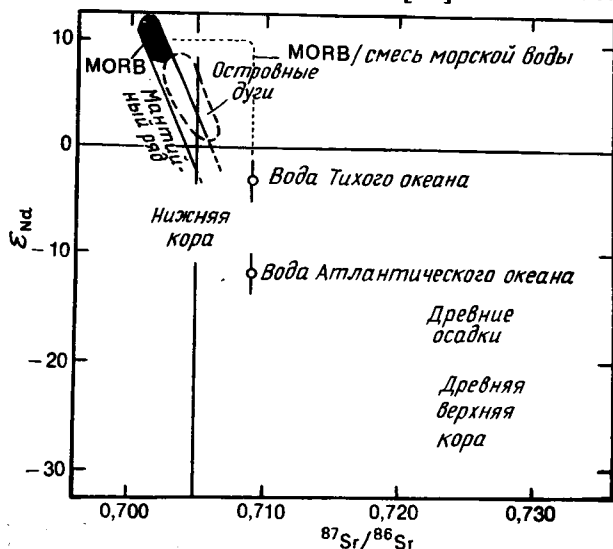


Рис. 11.8. Диаграмма ϵ_{Nd} — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, показывающая положение полей MORB и вулканитов островных дуг относительно мантийного ряда. Приведены также значения для вод Атлантического и Тихого океанов.

кать осадочный компонент, так как изотопный состав Pb в MORB типа Е перекрывается с таковым вулканитов островных дуг [28]. Соответственно вулканиты дуг могли образоваться из тех же источников, что и MORB типа Е.

В пользу вовлечения осадочного компонента свидетельствуют Sr—Nd-изотопные данные (рис. 11.8). Вулканиты дуг обычно имеют большие радиогенные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, нежели мантийный ряд. Для них также характерны более низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -отношения по сравнению с типичным MORB. Эти данные были использованы в качестве аргумента, что покровный компонент плиты (при субдукции) произошел из морской воды и (или) верхней континентальной коры (например, осадочные горные породы). Эти же данные могут быть успешно объяснены контаминацией веществом нижней континентальной коры [31], хотя такое объяснение не может быть использовано

для островных дуг, расположенных далеко от континентов (например, Марианская дуга). Для некоторых дуг имеется доказательство корреляции между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵ_{Nd} , что также было использовано в качестве довода в пользу вовлечения осадков.

Четкое доказательство субдукции осадков известно для лав островной дуги Банда в Индонезии [34]. Имеющиеся данные показывают четкую линию смещения между мантийной массой и верхней континентальной корой. Такое смещение подтверждено также данными по изотопам кислорода [35] и изотопному составу Pb [34]. Чрезвычайно большое количество осадка ($>50\%$) необходимо для объяснения некоторых Sr—Nd-изотопных составов. Эти уровни коровой контаминации для островной дуги Банда уникальны и могут быть связаны с близостью континента Австралия [34].

Данные по изотопам Hf в вулканитах островных дуг свидетельствуют о небольшом (примерно 1—2%) содержании осадочного компонента [36]. Изотопная система Lu—Hf может дать наилучшие доказательства относительно взаимодействия кора — мантия в островных дугах и образования базальтов океанических островов (OIB) [37]. В процессе осадконакопления циркон концентрировался в грубозернистых осадках (см. разд. 2.3.3), что приводило к различию Lu/Hf-отношений в континентальных песках (низкое значение Lu/Hf) и глубоководных илах (высокое значение Lu/Hf). Это контрастирует с отсутствием различий в отношениях Sm/Nd в процессе седиментации. Таким образом, могут быть предсказаны изотопные Hf—Nd-вариации смещения мантийного материала и различных типов осадков и, кроме того, проведено сравнение их с данными по вулканитам островных дуг и OIB. Для получения Hf—Nd-изотопного ряда следует [37] смешать менее 2% почти равных количеств турбидитного песка и пелагического осадка с материалом, имеющим мантийный источник, однако существование такой смеси маловероятно [36].

11.4.3. Данные по изотопу ^{10}Be . Развитие в последнее время аналитических методов позволило получить точные определения содержаний ^{10}Be для очень низких его концентраций ($<10^6$ атом·г $^{-1}$) [38]. ^{10}Be образуется в верхней атмосфере под воздействием космических лучей преимущественно при разрушении азота и кислорода. Его период полураспада — около 1,5 млн. лет. ^{10}Be потенциально является указателем субдукции осадочного материала в вулканических островных дугах, поскольку молодой осадочный материал имеет высокое содержание ^{10}Be , поступившего из верхней атмосферы. Короткий период полураспада обеспечивает быстрое исчезновение ^{10}Be , поэтому он не является индикатором долговременного рециклирования. Некоторые из имеющихся данных по ^{10}Be

представлены на рис. 11.9 и в табл. 11.5 [38, 39]. Осадки по сравнению с вулканитами сильно обогащены ^{10}Be . Вулканиты островных дуг имеют различные концентрации ^{10}Be , но эти концентрации всегда в 10—100 раз выше, чем в других вулканитах. Это наблюдение было использовано в качестве доказательства присутствия осадочного компонента, а также в подтверждение того, что 2—3% ^{10}Be , которые могут достигнуть

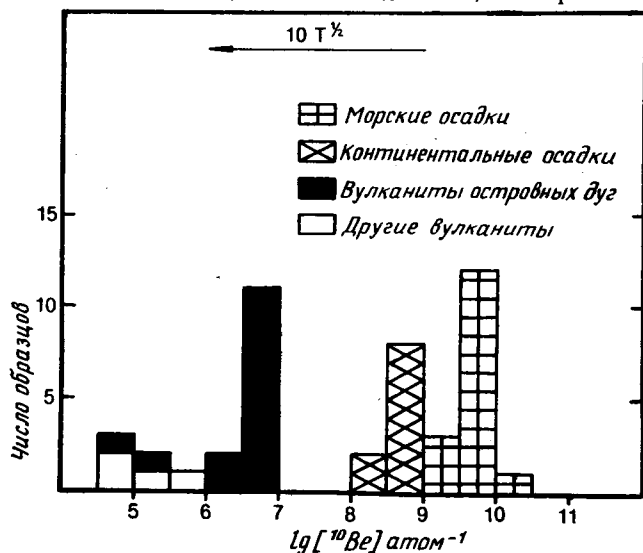


Рис. 11.9. Содержание ^{10}Be в осадочных и вулканических породах. Примечательно, что вулканиты островных дуг содержат больше ^{10}Be , чем другие типы вулканических пород, и что континентальные осадки обогащены им по сравнению с морскими. (По данным табл. 11.5.)

основания островных дуг при субдукции осадков, находятся в вулканитах островных дуг [39].

Интерпретация данных по островным дугам все еще проблематична, что обусловлено несколькими причинами. Имеется слишком мало данных, причем они ограничены пятью системами дуг, из которых две (Япония, Тайвань) показывают отсутствие или несущественный вклад осадка. В других изученных вулканических породах (базальты Колумбийского плато) содержания ^{10}Be близки к его содержаниям в островных дугах. ^{10}Be может образоваться при $^7\text{Li} (\alpha, p) ^{10}\text{Be}$, и ^{10}Be начинает накапливаться в вулканических породах после извержения. Наконец, из-за низких скоростей седиментации пелагических осадков ^{10}Be концентрируется в верхней части (50—100 м) пелагической колонны осадков, и соответственно только этот осадок изучен ^{10}Be -методом.

Таблица 11.5. Данные по ^{10}Be в вулканических породах и осадках

Породы и осадки	n	^{10}Be , 10^6 атом·г $^{-1}$
<i>Вулканы островных дуг</i>		
Никарагуа	2	6,5
Гватемала	2	3,1
Алеуты	9	4,3
Япония	1	~0,1
Тайвань	1	0,3
<i>Другие вулканы</i>		
Острова Прибылова	2	~0,2 (~0,1; 0,3)
Гавайи	1	~0,1
Колумбийское плато	1	1,0
Морские осадки	16	5600 ± 1800
Не морские осадки	10	362 ± 67

Данные по вулканитам взяты из работы [39], а по осадкам — из работы [38].

Несмотря на указанные ограничения, данные по ^{10}Be обеспечивают наименее сомнительные доказательства о роли вклада осадков в магматизм дуг. Анализ геологических и изотопных данных позволяет ограничить участие осадочного компонента в вулканитах островных дуг примерно до 3%. Этот вклад представляется спорадическим и не связан с фундаментальными процессами, ответственными за вулканизм островных дуг.

11.4.4. Отношения Th/U. Величины отношений Th/U в вулканических породах островных дуг типично низкие, в пределах 1,5—3,0. Они близки или меньше значений для MORB и существенно ниже значений для типичных изверженных пород верхней коры (3,8) или осадочных пород, в которых это отношение (исключая вулканогенные осадки первого цикла) больше чем 4. Уран переходит из морской воды преимущественно в измененные океанические коровые базальты. Чисто мантийные источники имеют отношение Th/U, равное 3,8, что эквивалентно валовому отношению Земли.

Информация о Th/U-отношениях в веществе источника пород островных дуг может быть получена при изучении неравновесной системы ^{230}Th — ^{238}U , в которой значение отношения $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ представляет собой современное Th/U-отношение в источнике магм [40]. Изучение вулкаников Марианской и Алеутской островных дуг показывает, что для каждой дуги отношение Th/U в источнике относительно постоянно. В Алеутской дуге не установлено никаких эффектов при переходе от океанической коры к континентальной вдоль дуги. Для Марианской

дуги данные по $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ показывают, что Th/U -отношение в источнике подобно наблюдаемому в MORB и «означает отсутствие значительного количества субдуцированных осадков или измененного MORB» [40]. Данные для Алеутской дуги свидетельствуют о небольшом вкладе измененных MORB с высоким содержанием U. В целом представляется, что для источников этих двух систем вулканических дуг характерны постоянные, но отличающиеся друг от друга низкие величины Th/U -отношений. Наблюдаемое обогащение U относительно Th, «возможно, связано с преимущественным обогащением магмы ураном за счет флюидов, выделившихся из субдуцированной плиты» [40]. В контексте нашего обсуждения эти данные подтверждают заключение других геохимических и изотопных исследований о том, что вовлечение осадков рециклированной континентальной коры в образование магм вулканических дуг спорадично и ограничивается несколькими процентами.

11.5. Океаническая кора

Хотя эта книга посвящена составу и эволюции континентальной коры, природа и состав океанической коры имеют отношение к обсуждаемой проблеме. На первый взгляд океаническая кора представляется относительно простой, но в действительности многие проблемы остаются еще нерешенными. Вдали от хребтов кора имеет трехслойное строение. Слой 1 — осадочный покров мощностью до 1 км. Слой 2 сложен базальтами с линзами осадков [41]; мощность непостоянна (в основном 2,5 км). Слой 3 весьма однороден как сейсмически, так и по мощности (4,5 км). Представляется, что он сложен преимущественно базальтом типа MORB.

При оценке состава океанической коры доминирует компонент MORB. Эта простая картина осложняется рядом факторов. Во-первых, трудно оценить масштабы плоскогорий или подводных гор, скрытых на океаническом дне. Если они сложены в основном щелочными базальтами, то в наших оценках общего состава океанической коры может быть серьезно недооценено количество литофильных элементов с большим ионным радиусом, вовлеченных при субдукции. Таким образом, общее мнение, согласно которому содержание подобных элементов в субдуцируемой океанической коре недостаточно, чтобы обеспечить концентрации, наблюдаемые в известково-щелочных вулканитах, может и не быть ограничением для этой гипотезы [28].

Вторая проблема касается взаимодействия воды с базальтами океанической коры. Этот процесс имеет отношение к тепловому потоку, химизму океанических вод и является главным

геохимическим фактором перераспределения элементов. Так, большое количество урана адсорбируется на измененном океаническом базальте. Этим проблемам посвящено много исследований. Особенно интересна здесь судьба р.з.э. Исследования Стаудигела и Харта [42] показывают, что палагонизация базальтового стекла не вызывает изменений в спектре р.з.э., что противоречит исследованиям Ладдена и Томпсона [43] (см. разд. 2.4.4). Состав р.з.э. в опускающейся морской воде быстро приходит в равновесие с составом р.з.э. в базальтах. «Таким образом, представляется маловероятным значительное изменение спектров р.з.э. или изотопной систематики валовой коры в ходе изменения» [42]. Средняя глубина проникновения морской воды в океаническую кору весьма изменчива, но, вероятно, значительно меньше 5 км, как полагают Грегори и Тейлор [44]. Ито и Клейтон [45] установили, что количество проникающей морской воды с отношением масс вода/порода больше чем единица, ограничено верхней частью базальтового слоя.

Широко изучены офиолитовые комплексы как возможные примеры вскрытой океанической коры [46]. В целом они тоньше (4 км), чем мощность типичной океанической коры (5—7 км). Их химизм также может быть различным. Так, Sm—Nd-исследования массива Троодос наводят на мысль о его принадлежности к островным дугам, а не к океаническому ложу [47]. Различия в мощности могут быть объяснены тектоническими условиями внедрения.

В табл. 11.6 приведена наша оценка состава базальтового слоя (слой 3) океанической коры [1] с последующими дополнениями и уточнениями. Данные для Ge, Se, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Os, Ir, Au, Tl и Bi взяты по Вольфу и Андерсу [48] и Гертогену и др. [49], для Rb, Cs, Ba — по Хоффману и Уайту [19], для Ru, Rh, Re и Pt — по Шоу и др. [22]. Данные для U и Th взяты из работы [50] и основаны на отношении K/U, равном 12500. Данные для Pb взяты по Тацумото [51]. Состав океанической коры в целом может быть оценен сложением соответствующих количеств базальтов океанического дна, пеллагических глин (табл. 2.3) и базальтов океанских островов.

Больше половины общих потерь тепла Землей происходит через кайнозойскую океаническую кору, которая составляет лишь 31% земной поверхности [52, 53]. Значение типичного теплового потока для океанической коры, возраст которой менее 4 млн. лет, составляет $250 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$. Это значение резко уменьшается (до $46 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) для океанической коры с возрастом 120—140 млн. лет, и равновесный тепловой поток ($38 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) устанавливается через 200 млн. лет (время охлаждения океанической литосферы).

Т а б л и ц а 11.6. Состав океанической коры (ссылки в тексте)

Компонент		%	Нормативный состав				
SiO ₂		49,5	Or		0,89		
TiO ₂		1,5	Ab		23,7		
Al ₂ O ₃		16,0	An		30,7		
FeO		10,5	Di		21,0		
MgO		7,7	Hy		5,90		
CaO		11,3	Ol		14,6		
Na ₂ O		2,8	Il		2,6		
K ₂ O		0,15					
Σ		99,5					
Li	10 млн ⁻¹	Cu	86 млн ⁻¹	In	72 млрд ⁻¹	Tm	0,54 млн ⁻¹
Be	0,5 млн ⁻¹	Zn	85 млн ⁻¹	Sn	1,4 млн ⁻¹	Yb	5,1 млн ⁻¹
B	4 млн ⁻¹	Ga	17 млн ⁻¹	Sb	17 млрд ⁻¹	Lu	0,56 млн ⁻¹
Na	2,08%	Ge	1,5 млн ⁻¹	Te	3 млрд ⁻¹	Hf	2,5 млн ⁻¹
Mg	4,64%	As	1,0 млн ⁻¹	Cs	30 млрд ⁻¹	Ta	0,3 млн ⁻¹
Al	8,47%	Se	160 млрд ⁻¹	Ba	25 млн ⁻¹	W	0,5 млн ⁻¹
Si	23,1%	Rb	2,2 млн ⁻¹	La	3,7 млн ⁻¹	Re	0,9 млрд ⁻¹
K	1250 млн ⁻¹	Sr	130 млн ⁻¹	Ce	11,5 млн ⁻¹	Os	<0,004 млрд ⁻¹
Ca	8,08%	Y	32 млн ⁻¹	Pr	1,8 млн ⁻¹	Ir	0,02 млрд ⁻¹
Sc	38 млн ⁻¹	Zr	80 млн ⁻¹	Nd	10,0 млн ⁻¹	Pt	2,3 млрд ⁻¹
Ti	0,90%	Nb	2,2 млн ⁻¹	Sm	3,3 млн ⁻¹	Au	0,23 млрд ⁻¹
V	250 млн ⁻¹	Mo	1,0 млн ⁻¹	Eu	1,3 млн ⁻¹	Hg	20 млрд ⁻¹
Cr	270 млн ⁻¹	Ru	1,0 млрд ⁻¹	Gd	4,6 млн ⁻¹	Tl	12 млрд ⁻¹
Mn	1000 млн ⁻¹	Rh	0,2 млрд ⁻¹	Tb	0,87 млн ⁻¹	Pb	0,8 млн ⁻¹
Fe	8,16%	Pd	<0,2 млрд ⁻¹	Dy	5,7 млн ⁻¹	Bi	7 млрд ⁻¹
Co	47 млн ⁻¹	Ag	26 млрд ⁻¹	Ho	1,3 млн ⁻¹	Th	0,22 млн ⁻¹
Ni	135 млн ⁻¹	Cd	130 млрд ⁻¹	Er	3,7 млн ⁻¹	U	0,10 млн ⁻¹

11.6. Резюме

1. Земля образовалась путем планетезимальной аккреции, при которой отношения летучий/тугоплавкий элемент и равновесие металл/силикат/сульфид уже были достигнуты.

2. Состав примитивной земной мантии (=современная мантия плюс кора) оценен в основном по космохимическим данным. В сравнении с примитивной солнечной туманностью содержания летучих, халькофильных и сидерофильных элементов уменьшились.

3. Верхняя и нижняя мантии отличаются по составу; при этом нижняя мантия имеет более низкие Mg/Si-отношения, чем верхняя.

4. Экстракция континентальной коры из мантии составляет 30—50% последней.

5. Представляется, что рециклирование континентального корового материала при субдукции в условиях островных дуг и извержений известково-щелочных лав было спорадическим и ограничено первыми процентами (<3%).

6. В табл. 11.6 представлена наша оценка состава базальтовой части океанической коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Taylor S. R.* (1982) Planetary Science: A Lunar Perspective. LPI Houston, 481 pp. В этой книге приведен детальный список литературы по большинству вопросов, обсуждающихся в данном разделе.
2. *Anders E., Ebihara M.* (1982) Solar system abundances of the elements. GCA, 46, 2363.
3. *Taylor S. R., McLennan S. M.* (1981) The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. Phil. Trans. Roy. Soc., A301, 381.
4. *Landolt-Bornstein* (1981) Group VI, Vol. 2. Abundances of elements in the solar system, 257.
5. *Evensen M. N. et al.* (1978) Rare-earth abundances in chondritic meteorites. GCA, 42, 1203.
6. В матрице хондритов, вероятно, сохранилось больше летучих компонентов примитивной солнечной небулы, нежели в хондрах, образовавшихся в результате высокотемпературных процессов. *Curtis D. et al.* (1980) GCA, 44, 1945.
7. *Morrison D.* (ed.) (1982) Satellites of Jupiter, University of Arizona Press.
8. *Wetherill G. W.* (1980) Formation of the terrestrial planets. Ann. Rev. Astron. Astrophys., 18, 77.
9. *Ahrens T. J.* (1979) Equations of state of iron sulfide and constraints on the sulfur content of the Earth. JGR, 84, 985.
10. *Ringwood A. E.* (1979) The Origin of the Earth and Moon. Springer-Verlag.
11. *Ringwood A. E.* (1975) Composition and Petrology of the Earth's Mantle. McGraw Hill.
12. *Jagoutz E. et al.* (1979) The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. PLC, 10, 2031.

13. Liu L. (1979) On the 650 km seismic discontinuity, EPSL, 42, 202; (1982) Chemical inhomogeneity of the mantle. GRL, 9, 124.
14. Spohn T., Schubert G. (1982) Models of mantle convection and the removal of heat from the Earth's interior. JGR, 87, 4682.
15. Liu L., Bassett W. A. (1985) Elements, Oxides and Silicates: High Pressure Phases. Oxford University Press.
16. Kerridge J. F. (1979) Fractionation of refractory lithophile elements among chondritic meteorites. PLC, 10, 989.
17. Anderson D. L. (1983) Chemical composition of the mantle, PLC, 14, JGR, 88, B41.
18. Это противоречит точке зрения Шекспира, который считал, что вся мантия состоит из оливина: «Так я б на целый мир из хризолита не променял ее». Шекспир, «Отелло» (перевод Б. Пастернака, «Трагедии». — Л.: Художественная литература, Ленинградское отделение, 1983 г., с. 180, строки 7—8, акт 5, сцена II). Хризолит — старое название оливина.
19. Hoffmann A. W., White W. M. (1983) Ba, Rb and Cs in the Earth's mantle. Z. Naturforsch., 38a, 256.
20. Dreibus G. et al. (1977) The bulk composition of the moon and the eucrite parent body. PLC, 8, 211.
21. Newsom H., Drake M. J. (1984) The depletion of siderophile elements in the Earth's mantle: new evidence from molybdenum and tungsten. LPS, XV, 607.
22. Chou C.-L. et al. (1983) Siderophile trace elements in the Earth's oceanic crust and upper mantle, PLC, 13, JGR, 88, A507.
23. Morgan J. W. et al. (1980) Composition of the Earth's upper mantle. II. Volatile trace elements. PLC, 11, 213.
24. Sun S.-S. (1982) Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. GCA, 46, 179.
25. Shannon R. D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. Acta Cryst., A32, 751.
26. O'Nions R. K. et al. (1979) Geochemical modelling of mantle differentiation and crustal growth. JGR, 84, 6091.
27. Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. (1979) The mean age of mantle and crustal reservoirs. JGR, 84, 7411; (1981) Transport models for crust and mantle evolution. Tectonophysics, 75, 163.
28. По этой теме разными авторами недавно опубликованы обзоры. Arculus R. J. (1981) Island-arc magmatism in relation to the evolution of the crust and mantle. Tectonophysics, 75, 113; Gill J. B. (1981) Orogenic Andesites and Plate Tectonics, Springer-Verlag; Thorpe R. S. (ed.) Orogenic Andesites and Associated Rocks. Wiley; Perfit M. R. et al. (1980) Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. Chem. Geol., 30, 227.
29. Church S. E. (1973) Limits of sediment involvement in the genesis of orogenic volcanic rocks. CMP, 39, 17.
30. Kay R. W. (1980) Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust — upper mantle system. J. Geol., 88, 497.
31. Arculus R. J., Johnson R. W. (1981) Criticism of generalized models for the magmatic evolution of arc-trench systems. EPSL, 39, 118.
32. McLennan S. M., Taylor S. R. (1981) Role of subducted sediments in island-arc magmatism: Constraints from REE patterns. EPSL, 54, 423.
33. Meijer A. (1976) Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island arc system. GSA Bull., 87, 1358; Kay R. W. et al. (1978) Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska. GCA, 42, 203; Sun S.-S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Phil. Trans. Roy. Soc., A297, 409.

34. Whitford D. J., Jezek P. (1979) Origin of late-Cenozoic lavas from the Banda arc, Indonesia, CMP, **68**, 141; Whitford D. J. et al. (1981) Neodymium isotopic composition of Quaternary island arc lavas from Indonesia. GCA, **45**, 989; McCulloch M. T. (личное сообщение).
35. Margaritz M. et al. (1978) Oxygen isotopes and the origin of High $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ andesites. EPSL, **40**, 220.
36. White W. M., Patchett J. (1984) Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. EPSL, **67**, 167.
37. Patchett P. J. et al. (1984) Hafnium/rare-earth element fractionation in the sedimentary system and crustal recycling into the earth's mantle. EPSL, **69**, 365.
38. Brown L. et al. (1981) Beryllium-10 in continental sediments, EPSL, **55**, 370.
39. Brown L. et al. (1982) ^{10}Be in island-arc volcanoes and implications for subduction. Nature, **299**, 718.
40. Newman S. et al. (1984) ^{230}Th — ^{238}U disequilibrium in island arcs: from the Aleutian and the Marianas. Nature, **308**, 268.
41. Anderson R. N. et al. (1982) DSDP hole 504B, the first reference section over 1 km through Layer 2 of the oceanic crust. Nature, **300**, 589.
42. Staudigel H., Hart S. R. (1983) Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic seawater budget, GCA, **47**, 337.
43. Ludden J. N., Thompson G. (1979) An evaluation of the behaviour of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. EPSL, **43**, 85.
44. Gregory R. T., Taylor H. P. (1981) An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust. JGR, **86**, 2737.
45. Ito E., Clayton R. N. (1983) Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman Rise: An oxygen isotope study, GCA, **47**, 535.
46. Moores E. M. (1982) Origin and emplacement of ophiolites. RGSP, **20**, 735.
47. McCulloch M. T., Cameron W. (1983) Nd—Sr isotopic studies of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus: Evidence for a subduction-related setting. Geology, **11**, 727.
48. Wolf R., Anders E. (1980) Moon and Earth: compositional differences inferred from siderophiles, volatiles, and alkalis in basalts. GCA, **44**, 2111.
49. Hertogen J. et al. (1980) Trace elements in ocean ridge basalt glasses: implications for fractionations during mantle evolution and petrogenesis. GCA, **44**, 2125.
50. Jochum K. P. et al. (1983) K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. Nature, **306**, 431.
51. Tatsumoto M. (1978) Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. EPSL, **38**, 63.
52. Pollack H. N. (1980) The heat flow from the Earth: a review. In: Davies P. A., Runcorn S. K. (eds), Mechanisms of Continental Drift and Plate Tectonics. Academic Press, 183.
53. Sclater J. G. et al. (1980) The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss from the Earth. RGSP, **18**, 269.

РАННЯЯ КОРА ПЛАНЕТ

12.1. Пробел в 800 млн. лет

Наблюдаемые геологические свидетельства на Земле имеют возраст не более 3,8 млрд. лет, хотя наличие зерен циркона с возрастом 4,1 млрд. лет указывает на существование более древних пород коры [1]. Высказаны различные предположения, касающиеся более древних событий, и выдвинут широкий ряд возможных составов коры и процессов. Первое место в этом ряду занимает ранняя силикатная кора Земли. Предлагался также базальтовый состав, а иногда и анортозитовый (по аналогии с Луной), однако их популярность была кратковременной [2]. Широкое признание получила идея о поступлении вещества из внешнего мира, на основе чего были построены две модели. Первая обращается непосредственно к бомбардировке богатым кремнеземом материалом [3], тогда как вторая привлекает гигантские удары, формирующие впадины, ставшие впоследствии океаническими бассейнами. Континенты были сформированы за счет выбросов, сгрудившихся по краям бассейнов [4]. Многие из этих моделей не выдержали научного испытания, поэтому нет смысла здесь на них останавливаться. В этой главе, пытаясь получить некоторое представление о ходе событий в период между отделением солнечной туманности (4,56 млрд. лет назад) и началом записи геологических событий на Земле (3,8 млрд. лет назад), мы исследуем данные по другим небесным телам. Большинство рассуждений в последующих разделах основано на обзоре данных о планетах, выполненном Тейлором [5]; тех же, кого интересуют детали, мы отсылаем к специальной литературе по Луне и планетам. На этом мы заканчиваем размышления о событиях первых 600—800 млн. лет в истории Земли.

12.2. Первичная и вторичная кора

Важно вначале сделать фундаментальное различие между планетными корами первичного и вторичного происхождения. Большинство планет земной группы имеют состав поверхности, отличающийся от состава их внутренних частей или от их ва-

лового состава. При исследовании лунных образцов оказалось, что состав лунной коры настолько сильно дифференцирован, что были предложены модели, включающие гетерогенную аккрецию, — налипание на слой тугоплавкого материала — как



Рис. 12.1. Различие между первичной и вторичной корой лунных плоскогорий и морей. Большой кольцевой кратер Томсон (112 км в диаметре), заполненный базальтами морей, расположен в северо-восточном секторе моря Мечты (370 км в диаметре, 34° ю. ш, 164° в. д.). Справа на переднем плане большой кратер Зелинский (54 км в диаметре). Стратиграфическая последовательность от древних к молодым: 1) образование коры плоскогорий; 2) формирование впадины Мечты; 3) образование кратера Томсон; 4) образование кратера Зелинского; 5) заполнение впадины Мечты и кратера Томсон базальтами морей; 6) образование мелких кратеров на поверхности морей, включая, возможно, и цепь вторичных кратеров. Нет никаких свидетельств расширения поверхности древних морских базальтов с возрастом более 3 млрд. лет (NASA AS-15-87-11724).

последний этап формирования. Эти модели находились в противоречии с более ранними взглядами на Луну как на примитивный объект [6]. Состав поверхности Марса, Меркурия и Венеры также оказался отличным от приемлемых оценок валовых составов планет. Галилеевы спутники Юпитера демонстрируют четыре различных типа коры: от наиболее древней в Солнечной системе поверхности Каллисто до поверхностей, настолько молодых (Ио и Европа), что на них видно только несколько кратеров.

Сейчас уже ясно, что поверхностные коры планет могут сформироваться или в результате раннего плавления и дифференциации, или из мантий планет в результате частичного плавления значительно позже аккреции; это время измеряется миллиардами лет. Кора плоскогорий Луны представляет собой хороший пример коры первого типа, в то время как базальтовые лунные моря (рис. 12.1) и континентальная кора Земли являются примерами коры второго типа [7].

12.3. Лунная кора

По геофизическим данным средняя мощность лунной коры составляет 73 км, изменяясь от 64 км на видимой стороне Луны до 80 км на невидимой. Эта более толстая кора компенсирует разность радиусов (2 км) и согласуется со слабой распространенностью здесь базальтовых морей (рис. 12.2). Широко обсуждался вопрос об изменении состава коры с глубиной; общая плотность и момент инерции указывают на относительно низкую плотность коры, что находит отражение в содержании Al_2O_3 . Если кора в целом имеет более низкое содержание алюминия (например, 20% Al_2O_3), то она должна быть толще; если же содержание в ней более высокое (например, 30% Al_2O_3), то она должна быть тоньше, чтобы соответствовать геофизическим данным.

В настоящее время принимается, что происхождение коры с низкой плотностью связано с кристаллизацией и флотацией в «океане магмы». Подсчет геохимического баланса показывает, что около 40% лунного Al_2O_3 сконцентрировано в коре плоскогорий, занимающей менее 10% лунного объема. Подобным же образом распределены р.з.э. и Eu. Таким образом, согласно геохимическим данным, на Луне должно было иметь место фракционирование кристалл — расплав в больших объемах. Происходило ли это в океане магмы или в серии несколько меньших объемов, непосредственно не следует из химических данных, хотя факты указывают на вовлечение в этот процесс всей Луны; для дальнейшей дискуссии принимается предположение о наличии океана магмы.

Насколько глубок был океан магмы и какая часть Луны была вовлечена в образование коры лунных плоскогорий? Можно подсчитать, что минимальный объем — это 40%, если принять общую экстракцию Al_2O_3 и его флотацию в виде обогащенной плагиоклазом коры. Согласно оценкам, необходимо плавление от глубин минимум 200 км до полного плавления Луны. Геохимические оценки согласуются с полным плавлением Луны, если, например, соответствующее количество Al_2O_3 осталось в ее внутренней части. Базальты морей, образовав-

щиеся при частичном плавлении из таких районов, обычно содержат около 8—10% Al_2O_3 .

Состав коры лунных плоскогорий может быть оценен на основе трех главных компонентов. Первый из них представлен

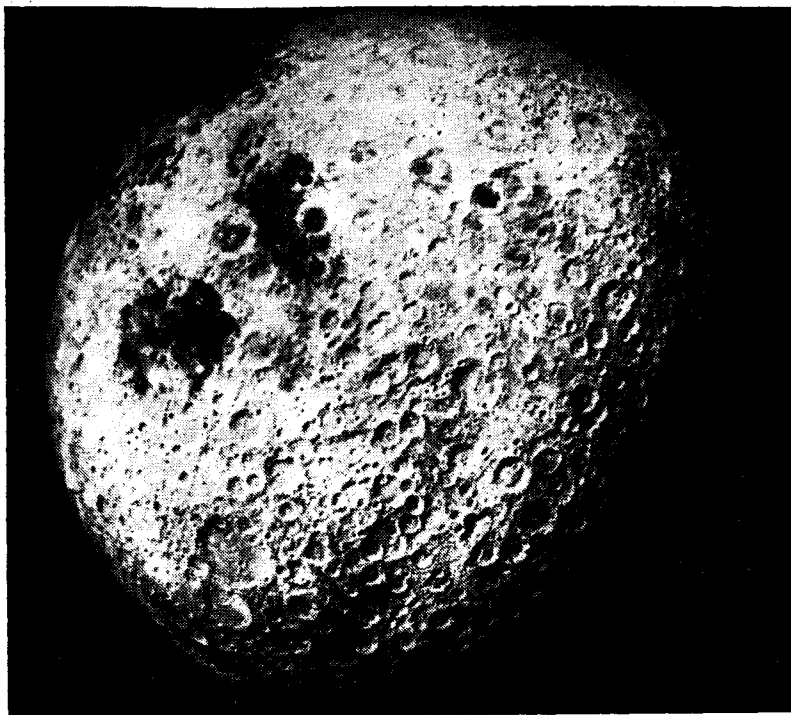


Рис. 12.2. Кора лунных плоскогорий с сильно кратерированной поверхностью. На северо-западе видно круглое море Кризисов. Другие участки базальтов там же — это моря Смита и Краевое (NASA Apollo, 16-метрическая система 3023). Слабое развитие базальтовых морей в других местах обусловлено более мощной полевошпатовой корой плоскогорий.

преимущественно анортитом, а также рядом находящихся в интерстициях минералов. Он начинает кристаллизоваться в океане магмы, когда необходимое количество оливина и ортопироксена уже выкристаллизовалось и накопилось достаточно Ca и Al для выделения плагиоклаза. Этот компонент плавал в безводной лунной магме (отсутствие воды даже на уровне $1 \cdot 10^{-8}\%$ идентифицировалось как свойственное Луне) и составлял основу коры лунных плоскогорий.

Кристаллизация океана магмы продолжалась с образова-

нием регионов зональных кумулатов, обедненных европием. Последующее плавление и излияние лав базальтовых морей из этих регионов несли в себе отпечаток этого обеднения европием. Конечный продукт кристаллизации океана магмы был обогащен несовместимыми элементами (например, K, р.з.э., R, Zr, Nb, U, Th и др.). Имея низкую плотность, эти элементы переходили в кору, образуя с ней смесь, известную под названием KREEP. Это второй компонент. Он имеет однородные Sm—Nd-изотопные характеристики и служит еще одним доказательством широкого, а не локального плавления вещества Луны. Третий компонент, также тесно связанный с остальными, — это так называемая Mg-серия. Она включает габброиды, которые, вероятно, кристаллизовались отдельно от океана магмы и могут представлять собой серии внедрений. Ближайшим земным аналогом коры лунных плоскогорий является расслоенный интрузив Стиллуотер, который имеет сходство как с лунными анортозитами, так и с Mg-серией.

Кристаллизация океана магмы и образование коры были сложными в деталях, хотя в общем ясны. Образование коры существенно осложнялось метеоритной бомбардировкой [8]. Установлено 43 главных кратера, а исходя из оценок частоты падения, можно предполагать, что их было значительно больше, хотя теперь они полностью уничтожены. Вопрос о том, вся ли поверхность испытала кратерообразование, остается открытым, однако большинство исследователей согласны с тем, что даже самые древние кратеры лунных плоскогорий и морей представляют собой насыщенную поверхность. Это заключение находит подтверждение в том, что на Меркурии [9] также выявлены многокольцевые впадины; таким образом, ударные кратеры уникальны не только для Луны. Глубина больших кратеров, по всей вероятности, составляет 30—60 км. Выброс материала при образовании таких впадин происходил примерно на такое же расстояние по диаметру.

Как долго кристаллизовалась магма океана? Все следы образования пород лунных плоскогорий были уничтожены ударами, сформировавшими большие кратеры. Есть основания полагать, что максимальный возраст коры — около 3,82 млрд. лет, что соответствует столкновению Имбриум. Это событие, следовавшее вскоре за формированием Восточного моря, отмечает резкое уменьшение потока крупных метеоритов. Большие возрасты установлены для образцов плоскогорий, однако возрасты свыше 4,2 млрд. лет, исходя из истории гигантских бомбардировок, весьма проблематичны. Возможно, что к периоду 4,2 млрд. лет кора еще не была единым невосприимчивым к разрушению целым [8]. Время кристаллизации по свинцовому изотопному методу составляет 4,47 млрд. лет, что отмечает

закрытие изотопных систем в источнике, за счет которого образовались базальты морей. Последние сформировались как комплексные дифференциаты в ходе кристаллизации коры лунных плоскогорий. Rb—Sr-, Sm—Nd- и Pb-изотопные методы указывают на закрытие систем около 4,4 млрд. лет назад. Базальты морей, для которых характерно истощение Eu, были образованы при частичном плавлении в более поздние периоды (от 4,2 млрд. лет до менее чем 3,0 млрд. лет). Таким образом, изотопные данные свидетельствуют в пользу того, что дифференциация, с которой было связано образование лунной коры, по существу, завершилась около 4,4 млрд. лет назад. Соответственно кора лунных плоскогорий образовалась при начальном плавлении и планетной дифференциации.

После формирования этой коры медленная аккумуляция радиогенного тепла привела к частичному плавлению на глубинах 200—400 км, и базальтовые лавы морей излились в интервале 4,2—2,5 млрд. лет. Их объем невелик — менее 0,1% лунного объема, поэтому не требовалось массового нагрева внутренней части Луны. Сформировалось более 20 различных типов базальтов, что указывает на местные вариации и гетерогенную природу внутренней части Луны. Эта деятельность прекратилась около 2,5 млрд. лет назад.

Финальная стадия истории Луны напоминает излияние океанических базальтов на Земле и представляет собой второстепенную стадию формирования коры. Образование континентальной коры на Земле происходило на последующих стадиях частичного плавления произошедшего из мантии материала или в случае архейской коры, при смешении материала основного и кислого состава, образовавшегося при частичном плавлении базальтов. Соответственно формирование лунной коры не имеет генетической связи с формированием континентальной коры Земли, и бессмысленно следовать аналогиям, основанным на каком-либо предполагаемом сходстве.

Отсутствие ранней коры на Земле в противоположность Луне обусловлено различием в истории кристаллизации земной мантии по сравнению с лунным океаном магмы. Лунная кора, история кристаллизации которой была существенно осложнена метеоритной бомбардировкой, образовалась в основном при одноактном плавлении. Верхняя континентальная кора Земли является продуктом по крайней мере трех последовательных этапов частичного плавления.

12.4. Кора Меркурия

За аккрецией Меркурия, вероятно, сразу же последовала дифференциация [5]. Два главных наблюдения подтверждают

это заключение: а) высокая плотность Меркурия ($5,44 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$), б) присутствие силикатного материала и подобная лунной топография поверхности. Эти наблюдения приводят к заключению, что планета имеет высокое содержание железа, сегрегированного в ядре (с радиусом 0,75—0,80 радиуса самой планеты), окруженном силикатной корой. По аналогии с Луной активное образование больших кратеров происходило на ранней стадии, и в то время кора, вероятно, была достаточно толстой и холодной, чтобы сохранить следы этой бомбардировки задолго до 4,0 млрд. лет.

О химическом составе коры Меркурия нет данных. Спектры отражения указывают на силикатную поверхность, сильно напоминающую грунт, доставленный «Аполлоном-16» и, возможно, содержащий менее 5% FeO.

Сходство между спектрами отражения лунных плоскогорий и Меркурия может означать, что кора этой планеты имеет состав анортозитового габбро. Данные дистанционного исследования характеризуют поверхность планеты в целом, поскольку получение результатов для отдельных площадей, например гладких равнин, невозможно. Отсутствие спектров типичных базальтов морей и контрастов в альбедо для различных участков коры на Меркурии не подтверждает мнения, что равнинные участки на Меркурии являются аналогами лунных морей. Более предпочтительно объяснение, согласно которому они образовались в результате выбросов из больших ударных кратеров, как и в случае равнин Кейли на Луне. Следует, однако, помнить, что Луна имеет в целом более низкую плотность и, следовательно, иной состав и внутреннее строение, поэтому мантия Меркурия может быть не похожа на лунную, а излившиеся на нем лавы могут отличаться по альбедо от лунных базальтов.

Поверхность Меркурия покрыта многочисленными кратерами, что очень напоминает кору лунных плоскогорий. Девятнадцать многокольцевых кратеров, включая хорошо известную котловину Калорис, идентифицированы на сфотографированной части Меркурия. Общее число кратеров с диаметром более 200 км, вероятно, превышает 50 и сопоставимо с их числом на Луне. Это наблюдение подтверждает, что образование кратеров было длительным и широко распространенным явлением, а не обусловлено катастрофой в Солнечной системе. По аналогии с Луной сильно кратерированные области имеют возраст свыше 4,0 млрд. лет. Оптимальная оценка возраста котловины Калорис составляет 3,8 млрд. лет, а для сильно кратерированных южных полярных плоскогорий — 3,9—4,1 млрд. лет. Эти возрасты доказывают, что массовое образование кратеров продолжалось несколько сот миллионов лет после аккреции, как

это происходило и на Луне. По всей вероятности, кора Меркурия образовалась подобно коре лунных плоскогорий при кристаллизации, последовавшей за массовым планетным плавлением. Имеющиеся данные указывают на анортозитовый состав коры. Это означает, что реально допущение относительно истощения Меркурия летучими, так как только сухая анортозитовая кора могла всплыть в процессе первоначального плавления.

Лопастевидные крутые уступы являются уникальными для Меркурия. Их длина изменяется от 20 до 500 км, а высота — от нескольких сот метров до почти 3 км. Эти уступы представляют собой разломы, возникающие при сжатии коры, и, вероятно, довольно равномерно распределены по всей планете. Связанное с этими уступами уменьшение площади поверхности Меркурия соответствует уменьшению радиуса примерно на 1—2 км. Представляется, что лопастевидные крутые уступы сформировались в относительно ранний период истории Меркурия. Они приурочены в основном к межкратерным равнинам и к древним участкам интенсивного кратерообразования; иногда уступы проходят через старые кратеры, а в некоторых случаях кратеры накладываются на них.

Происхождение лопастевидных крутых уступов обычно приписывается сокращению 600-км мощности силикатной мантии вокруг остывающего и дающего усадку железного ядра. Из аналогии сильно кратерированных поверхностей Меркурия и лунных плоскогорий следует, что уступы, вероятно, сформировались раньше чем 4,0 млрд. лет назад и, следовательно, сохранили свидетельство того, что радиус Меркурия оставался, по существу, неизменным в течение огромного периода времени. Большое значение имеет отсутствие доказательства какого-либо расширения Меркурия (и Луны), что накладывает серьезные ограничения как на модели расширения Земли, так и на изменение во времени g (см. разд. 12.8) [10].

12.5. Кора Марса

На Марсе наблюдается несколько различных геологических провинций [11], однако развитие его коры, по-видимому, далеко от своего завершения. Несколько больше известно о составе поверхности Марса, нежели Меркурия. Состав видимой поверхности Марса — базальтовый. Ограниченные данные по К/U-отношениям, полученные в результате советских исследований Марса, дают значения около 3000, что близко к лунным величинам и указывает на общее истощение летучими элементами. Однако если родительским телом дифференцированных метеоритов с возрастом кристаллизации 1,3 млрд. лет (шерготтиты, наклиты, шассиниты) был Марс [12], то значения

в них отношения K/U составляют свыше 10^4 . До тех пор пока эта проблема не решена, рассуждения о валовом составе Марса напоминают старые споры о существовании каналов на Марсе, поскольку современные данные еще недостаточны для ее решения.

Представляется, что развитие коры остановилось на стадии базальтового вулканизма. На Марсе доминируют два различных типа коры, причем граница между ними наклонена под углом около 28° к экватору. К северу от нее простираются равнины и вулканические хребты, а к югу находится древнейшая вскрытая поверхность Марса, в пределах которой много кратеров с типичным размером диаметра 20—100 км; дно кратеров обычно гладкое. Между кратерами расположены равнины.

Кратерированная область занимает половину поверхности планеты и представляет собой древнейшую видимую кору ($>4,0$ млрд. лет) (рис. 12.3). Области обширных равнин находятся на севере и, по-видимому, имеют вулканическое происхождение. Об этом свидетельствует наличие крутых уступов, которые, возможно, являются фронтами потоков. Эти равнины нередко сравниваются с лунными морями, однако имеются и существенные различия. Марсианские равнины светлые, а не темные и сравнительно высоко расположены (возможно, эквивалентны континентальным покровам базальтов Земли). Вулканические постройки на Марсе — обычны, тогда как на лунных морях они редки.

Равнины моложе сильно кратерированной области, что следует из методики подсчета кратеров. Их возраст колеблется в пределах 3,6—3,0 млрд. лет. Более молодые районы, такие, как плато Царсис, имеют возраст от 1,6 до 0,3 млрд. лет. Все эти возрасты весьма приблизительны и основаны на допущении, что кратерообразование обусловлено потоком метеоритов. Приведенные здесь оценки возраста являются общепризнанными, хотя некоторые интерпретации исследования кратеров дают более древние возрасты, сдвигая большую часть истории Марса в раннюю эпоху. Представляется, что вулканическая деятельность на Марсе длилась долго. Возраст вулканов Тиррена-Патера в Эспериум-Планум оценивается в 3,1 млрд. лет, вулкана Элизиум — в 1,9, трех больших щитовых вулканов — Аскраус-Монс, Павонис-Монс и Арзиа-Монс — примерно в 1,7 млрд. лет, в то время как возраст Олимпус-Монс — приблизительно в 300 млн. лет (диапазон 100—700 млн. лет). Олимпус-Монс имеет в поперечнике 550 км и высоту 21 км над основанием. Диаметр центральной кальдеры — 70 км.

Из других больших вулканов следует отметить Элизиум-Монс: диаметр — 170 км, высота — 14 км, диаметр кальдеры —

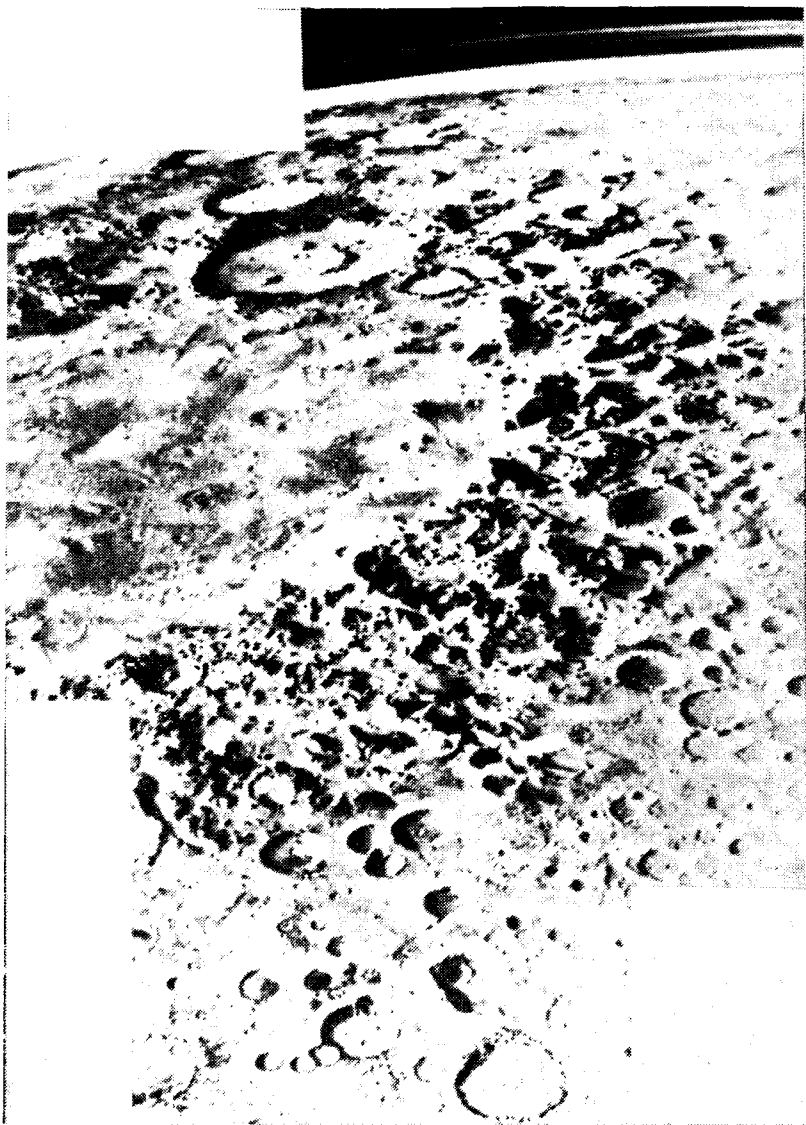


Рис. 12.3. Вид на северо-восток вдоль сильно кратерированной коры Марса. Большое округлой формы поле представляет собой бассейн Аргир диаметром около 750 км, центр которого имеет координаты 50° ю. ш. и 43° з. д. Большой кратер на дальнем краю кольца Аргир — это Галле с диаметром 210 км. Заметно высокое облако тумана. (NASA SP 76 27774.)

12 км. Относительно низкие вулканические постройки (например, Альба-Патера) имеют огромные размеры (1500—2000 км в диаметре), хотя высота составляет всего 3 км. Для образования такого необычного вулкана необходимо было, по-видимому, очень быстрое излияние лавы.

Наибольший интерес на Марсе представляет плато Царсис. Прежние оценки его высоты (10 км) были снижены до 3—5 км на основе более поздних радарных измерений с Земли. К плато Царсис приурочены вулканы Арзиа-Монс, Аскраус-Монс, Олимпус-Монс и Павонис-Монс. Первоначально плато, по-видимому, имело вулканическое строение, хотя в его составе наблюдаются и более древние области; это свидетельствует о том, что на Марсе, возможно, также действуют внутренние динамические процессы.

О Марсе нам известно гораздо больше, чем о Меркурии, однако многое еще остается неясным. В контексте этой книги относительно эволюции коры на Марсе можно сказать следующее:

1. Имеется древняя, сильно кратерированная кора, для которой нет прямых данных о составе.

2. Обширный базальтовый вулканизм сформировал равнины, плато и кольцевые вулканические горы. Данные о составе, переданные автоматической станцией «Викинг» с расстояния 4000 км, свидетельствуют о базальтовом составе коры. Наиболее вероятным сценарием для Марса является то, что кора в основном состоит из базальта, образовавшегося при частичном плавлении мантии. При дешифровании данных, переданных «Викингом», не установлено специфических особенностей сильно кратерированной области, поэтому мы не знаем, отличалась ли по составу ранняя кора от современной.

Нет данных о том, что кратерированная на ранних стадиях эволюции область, подобно Луне, имеет анортозитовый состав. Этого и не должно быть, так как на Марсе все же отмечается некоторое количество летучих, в связи с чем плагиоклаз не должен всплывать в содержащем летучие расплаве. Отсутствуют реальные доказательства существования сиалической коры. Очевидно, коровые процессы не прогрессировали далее примитивной стадии излияния базальтовых лав. Древняя кратерированная область может быть наилучшим аналогом примитивной коры Земли, поэтому в первую очередь должны быть предприняты попытки для определения ее состава. По предварительным данным, она напоминает базальты.

12.6. Венера

На Венере имеются две главные области континентальных размеров [5, 13]. Большая, сопоставимая по размерам с Ав-

стралией — Земля Афродиты — приподнята на 2—5 км над уровнем равнин, которые образуют большую часть поверхности. Другая — Земля Иштар — имеет размеры, близкие к Антарктиде; к ней приурочены горы Максвелла высотой до 11 км. Менее возвышенные области (например, область Бета) рассматриваются как щитовые вулканы. Иначе говоря, поверхность имеет низкий рельеф, причем около 60% составляют области, приподнятые не более чем на 500 м над средним уровнем низин (см. рис. 1.1). В местах посадки советских спускаемых аппаратов «Венера-13 и -14» состав пород поверхности базальтовый, причем в первом случае анализы напоминают MORB, а во втором — земные щелочные базальты [14]. Последнее наблюдение является критическим в отношении интерпретации советских данных по гамма-лучам (станции «Венера-8, -9 и -10»). Высокие содержания K, U и Th, близкие к наблюдаемым в гранитах, были получены «Венерой-8»; иногда они приводятся как доказательство возможного присутствия на Венере гранитов и, следовательно, континентальной коры. Более вероятно, однако, что полученные высокие значения содержаний обязаны обширным извержениям щелочных базальтов (4% калия), обогащенных несовместимыми элементами, как это установлено в эксперименте XRF («Венера-13»). По этой гипотезе, большие высокогорные массивы образовались в результате вулканической базальтовой активности подобно Олимпус-Монс на Марсе. Высокоразрешающие измерения, полученные «Венерой-15 и -16», подтверждают, что состав поверхностных пород на планете базальтовый. По наблюдениям метеоритных ударных кратеров представляется, что возраст поверхности — около 1 млрд. лет. Электрические разряды над областью Бета и Землей Афродиты [15] и высокие концентрации SO_2 в атмосфере Венеры [16] согласуются с представлениями об активной вулканической деятельности в настоящее время. Следовательно, типичная континентальная кора, по-видимому, отсутствует на Венере, как она, вероятно, отсутствует на Меркурии и Марсе. Альтернативно большие массы континентальных размеров являются горстами и своим воздыманием обязаны внутренним силам, а не химическим различиям. Если это справедливо, то они, вероятно, также имеют базальтовый состав. Топография Венеры находится в хорошем соответствии с полем тяготения планеты. Судя по химическим данным и данным орбитальной радарной топографии, полученным «Венерой-15 и -16» [17], на поверхности планеты доминирует базальтовый вулканизм, а сама планета находится на промежуточной (между Марсом и Землей) стадии эволюции. Следовательно, Венера не является двойником Земли.

Таким образом, на внутренних планетах Солнечной систе-

мы, за исключением Земли, по-видимому, отсутствовало образование корового материала, сопоставимого с материалом земных континентов.

12.7. Галилеевы спутники и спутники Сатурна

Эти тела имеют низкую плотность, и у большинства из них кора сложена водяным льдом [18]. Полученная информация относится преимущественно к четырем галилеевым спутникам Юпитера. Самый удаленный — Каллисто — имеет наиболее сильно кратерированную кору во всей Солнечной системе (рис. 12.4). Кора, как показывает высокое альbedo свежих кратерных выбросов, вероятно, состоит из водяного льда. Каллисто (радиус = 2410 км) почти такой же величины, как Меркурий ($r=2439$ км), однако плотность его значительно ниже ($1,83 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$) по сравнению с Меркурием ($5,435 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$). Вероятно, имели место плавление планеты и миграция воды наружу. Исходные содержания K, U и Th в силикатной фракции, если они близки по величине к CI метеоритам, достаточны, чтобы обеспечить плавление и миграцию воды. Такие ледяные коры образуют особый тип планетной коры, возникающей при раннем плавлении низкотемпературной фазы.

Ганимед — третий из четырех галилеевых спутников Юпитера; его радиус равен 2638 км, несколько больше Меркурия, и он является самым крупным спутником в Солнечной системе. Его плотность — $1,99 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$, что отвечает смеси силикат — лед. Области более древних кратерированных кор разделены более молодыми образованиями. Это можно объяснить следующим образом: более древняя кора треснула и снизу внедрился новый материал. Механизм расширения подобных планет таков: образуется смесь из силиката и льда; глубоко внутри планеты лед претерпевает полиморфные превращения с образованием разновидностей, плотность которых меняется от 1,16 до $1,66 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$. Первичная кора планеты была сильно кратерирована в период более чем 4 млрд. лет назад. Длительное нагревание, обусловленное радиоактивным распадом K, U и Th, находящихся в силикатах, привело к плавлению льда во внутренних частях планеты. Вода мигрировала наружу. Переход от льда с высокой плотностью к воде с более низкой плотностью привел к расширению планеты примерно на 5—7%. Вода вблизи поверхности замерзла в виде полиморфной разновидности с более низкой плотностью (лед I) после того, как была разорвана древняя замерзшая кора.

Таким образом, мы нашли доказательство небольшого расширения Ганимеда, что объясняется известными свойствами льда; в этой связи нет необходимости привлекать более таин-

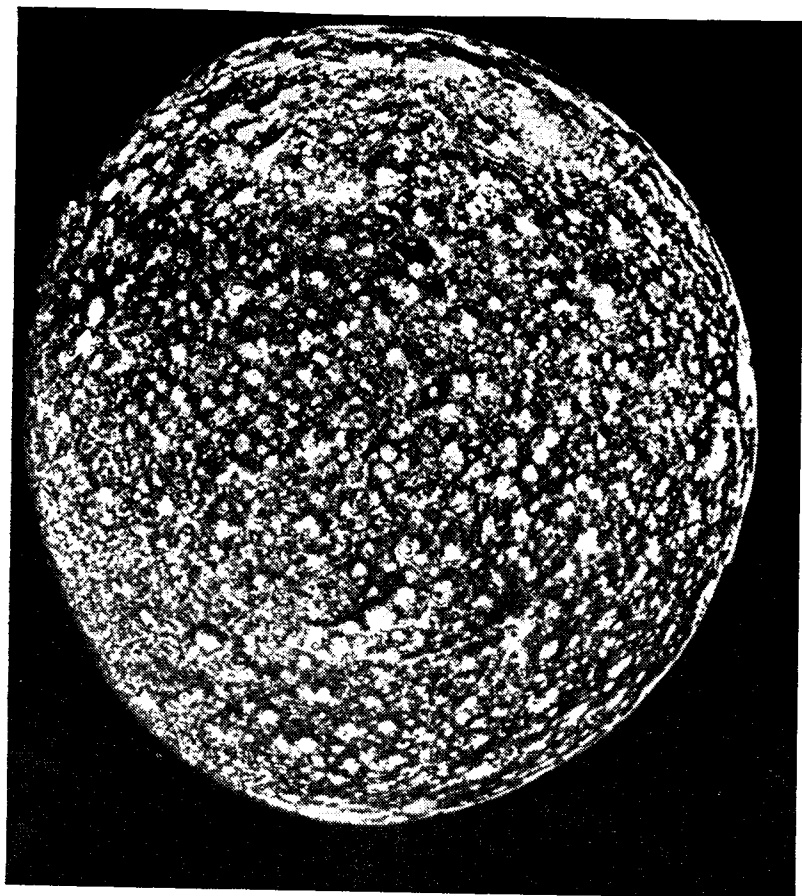


Рис. 12.4. Каллисто ($r=2410$ км) — самый удаленный из галилеевых спутников Юпитера. Вид с расстояния 390 000 км (что близко к расстоянию Земля — Луна). Видна сильно кратерированная поверхность. Впадина Асгард находится вблизи верхнего правого края диска. (NASA.)

ственный механизм для объяснения его расширения [18].

Европа ($r=1536$ км) несколько меньше Луны. Она имеет заново образованную ледяную кору, на которой нет ударных кратеров. Приливные (под воздействием Юпитера) тепловые эффекты, вероятно, способствовали переплавлению ледяной коры, что привело к исчезновению кратеров.

На Ио ($r=1816$ км), которая несколько больше Луны ($r=1738$ км), нет признаков льда. Кора ее довольно быстро

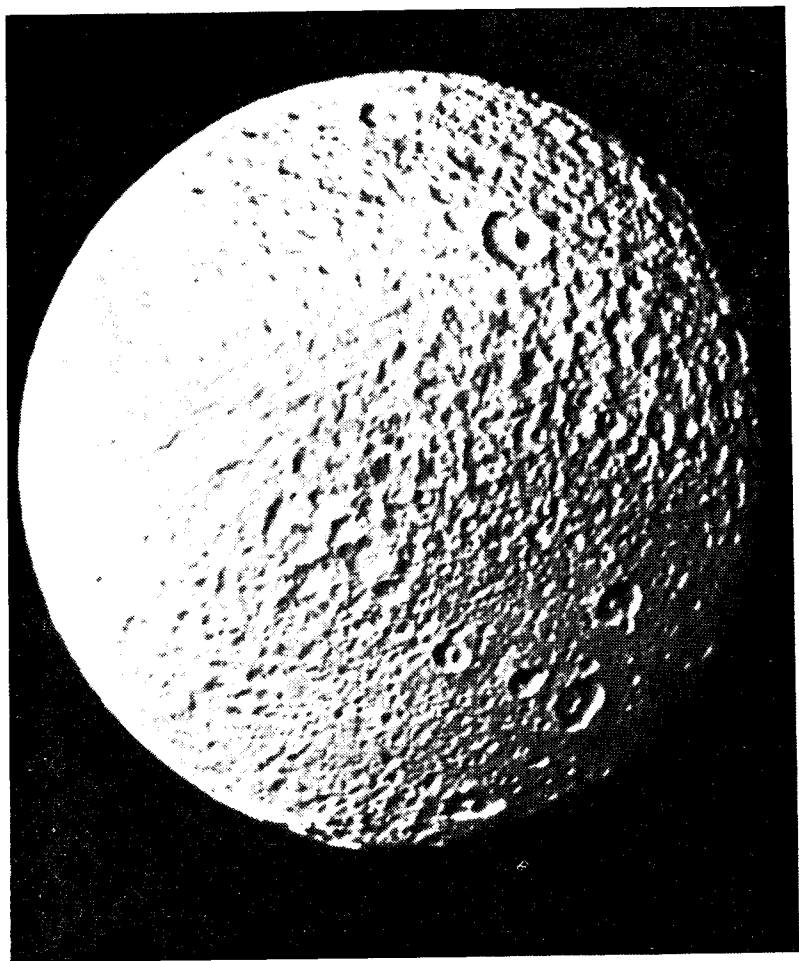


Рис. 12.5. Тетис ($r=535$ км) — ледяной спутник Сатурна. Видны кратеры диаметром до 5 км. Вид с расстояния 282 000 км. Ледяная поверхность имеет сложную историю: вверху справа она сильно кратерирована, а внизу справа этот процесс проявлен слабо. Примечательно преобладание кратеров с центральными поднятиями. Большой кратер (вверху справа) находится близко к системе борозд, протягивающихся почти на три четверти окружности спутника. Эта система борозд, по-видимому, сформировалась при расширении Тетис вследствие нагревания внутренней замерзшей части и раздвижения внешней твердой коры (NASA P.24065 BW).

покрывается продуктами вулканических извержений и потоками серы. Современная активность установлена на Ио по образованию новой области (10^4 км²) вокруг Пеле-Вент за период в четыре месяца между последовательными полетами космических аппаратов «Вояджер» [19]. При этом выделялись ионы натрия, создававшие ореол вокруг Юпитера. На Ио существуют древние высокие горы (9 км) и, возможно, остатки ранней коры. Современный вулканизм, обусловленный частичным плавлением внутри планеты, аналогичен базальтовому вулканизму других планет и представляет собой крайний случай планетарного вулканизма.

Спутники Сатурна имеют ледяную кору. Типичным примером является Тетис [20] ($r=535$ км), показанная на рис. 12.5. Подобно Ганимеду, на этом спутнике наблюдаются признаки растрескивания коры и слабого расширения, обусловленного кристаллизацией льда. Энцеладус, небольшой спутник Сатурна ($r=250$ км), также имеет широкие планетарные «рифты». История образования его кратеров представляет большой интерес, однако не может рассматриваться в данном контексте.

Таким образом, на спутниках внешних планет вследствие радиогенного нагрева довольно быстро образуется ледяная кора, однако дальше этого дифференциация не идет, за исключением особого случая (Ио), где тепловой источник является наложенным.

12.8. Планетарные ограничения гипотез расширяющейся Земли

В литературе продолжают появляться гипотезы, пытающиеся объяснить современное распределение континентальной коры на основе существенных изменений радиуса Земли (например, [21]). Обычно они допускают фрагментарное строение сиалической оболочки и принимают двукратное увеличение радиуса в период от перми до протерозоя. Проверка палеомагнитных данных не подтверждает таких изменений в палеорадиусах Земли [10].

Прогресс науки зависит от того, насколько проверяемы такие гипотезы; подобные идеи чрезвычайно трудно проверить при изучении структурных особенностей поверхности Земли, которые изменяются за 100—200 млн. лет. Какие доказательства существуют в других частях Солнечной системы? Если процессы на Земле не являются уникальными, то естественно предположить, что и на других телах Солнечной системы должны быть обнаружены признаки значительных изменений радиусов, если, конечно, такая гипотеза корректна [22].

Луна (разд. 12.3) предоставляет нам данные об очень древней поверхности (рис. 12.1). Только слабые тектонические силы воздействовали на поверхность базальтовых морей, образуя складчатые хребты и бороздки. Если их образование обусловлено глобальным, а не местным проявлением направленного давления, то это повлекло за собой изменение радиуса, связанное с тепловым расширением и сжатием в пределах 1 км (лунный радиус равен 1738 км). Отсутствуют признаки нарушения коры более древних плоскогорий, подвергшихся сильной метеоритной бомбардировке. Лунная решетка, которая, как иногда считают, образовалась под действием внутренних сил, представляет собой структуру, возникшую при параллельном выбросе поверхностных пород из больших ударных кратеров. Действительно, Луна имеет холодную каменную поверхность, которая не изменялась в главных чертах в течение почти 4 млрд. лет.

Поверхность Меркурия дает дополнительные данные. Лопастевидные крутые уступы (разд. 12.4) указывают на сжатие, а не на расширение в период более 4 млрд. лет. Они, вероятно, обусловлены усадкой силикатной оболочки мощностью 600 км вокруг остывающего железного ядра. Сокращение радиуса Меркурия ($r=2439$ км) составило 1—2 км. Никаких изменений нельзя заметить на его поверхности за последние 4 млрд. лет.

Марс имеет более сложную геологическую историю, которая характеризуется базальтовым вулканизмом, продолжавшимся до сравнительно недавнего времени (разд. 12.5). Если плато Царсис, являющееся центром главной системы радиальных трещин на Марсе, образовано внутренними динамическими силами, то максимальное увеличение радиуса планеты (радиус Марса равен 3390 км) составит 19 км. Альтернативная возможность заключается в том, что плато Царсис — это сооружение вулканического происхождения.

Увеличение на несколько процентов Ганимеда (разд. 12.7), а также небольших ледяных спутников Сатурна, таких, как Энцеладус и Тетис, обусловлено тепловыми свойствами льда и не имеет большого космического значения.

Итак, проверка гипотезы расширения дает отрицательный результат. Дальнейшие астрономические проверки также обескураживают [23]; приведем всего лишь один пример, поскольку он имеет геологически проверяемые следствия. Яркость главной серии звезд, таких, как Солнце, пропорциональна третьей степени массы. Если приложима гипотеза расширения, то, согласно использованной модели, радиус и масса Солнца сократились наполовину и на одну восьмую соответственно в перми или протерозое. Результатом уменьшения яркости Солнца на один или два порядка будет фактическое затухание до-

стигающей Земли солнечной радиации. Никаких подобных эффектов не отмечено в геологической летописи. Существование осадочных пород и, следовательно, жидкой воды очевидно начиная с 3,8 млрд. лет. Наличие фотосинтезирующих морских водорослей также установлено в глубоком докембрии [24].

12.9. Поток метеоритов и образование кратеров

Вопросом исключительной важности, с которым связано образование ранней коры планет (ранее 4 млрд. лет), является вопрос о потоке метеоритов. Интенсивная бомбардировка должна изменить развитие ранней коры, хотя маловероятно, что она может помешать формированию коры или полностью разрушить однажды уже сформировавшуюся. Тем не менее удары больших метеоритов, с которыми связано образование кратеров диаметром в тысячи километров с множеством более мелких кратеров, могли брекчировать и изменить любую раннюю кору. Современный поток метеоритов создает на Земле кратер диаметром более 20 км примерно каждые 30 млн. лет. Современная скорость образования кратеров диаметром более 20 км на Земле и Луне составляет около $0,35 \cdot 10^{-14} \text{ км}^2 \cdot \text{год}^{-1}$ [25] и объясняется прохождением Земли через пояс астероидов Аполло. Если эти скорости для внутренних планет отнести в интервал 3—4 млрд. лет назад, то тогда следует ожидать резкого увеличения скорости потока метеоритов. На рис. 12.6 показано кратерообразование на Земле во времени, базирующееся в основном на лунных данных. Подобные кривые могут быть построены для Марса и Меркурия. В последнем случае существование многокольцевых кратеров является хорошим доказательством того, что история кратерообразования такая же, как на Луне. Это наблюдение показывает, что удары кратерообразующих тел (с диаметром обычно более 100 км) были свойственны ранней стадии развития Солнечной системы, в связи с чем концепция о позднем «всплеске» или катастрофе в кратерной хронологии оказывается менее реальной. Несмотря на многочисленные споры, в настоящее время получила признание точка зрения на историю кратерообразования на Луне и других планетах, согласно которой имело место постепенное уменьшение интенсивности кратерообразования во времени без позднего «всплеска» в их хронологии, хотя небольшие «всплески» могли быть наложены на основную кривую.

Не ясно, свидетельствуют ли кратеры на древних поверхностях планет о продолжающемся процессе кратерообразования или сильно кратерированные поверхности указывают на завершение их роста. В первом случае можно было бы установить метеоритный поток и историю, а также относительный

возраст различных поверхностей. Во втором случае возможны только минимумы оценок. По аналогии с датированной поверхностью лунных плоскогорий и подобных им поверхностей на Меркурии и Марсе допустима и ранняя (до 4 млрд. лет) удар-

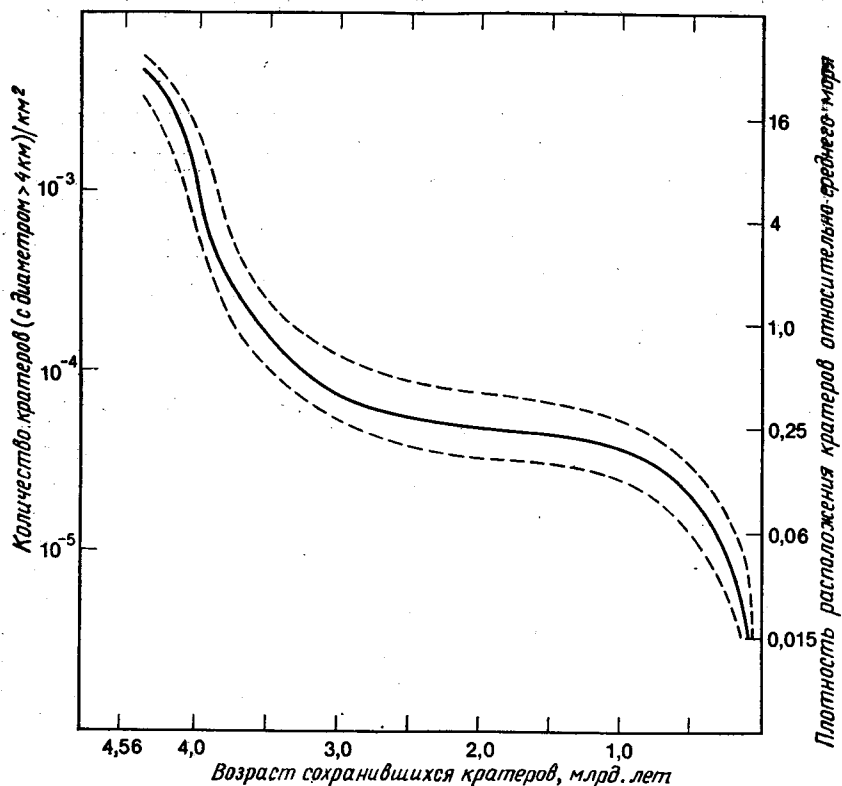


Рис. 12.6. Соотношение между плотностью расположения кратеров и возрастом сохранившихся их представителей для кратеров Земли с диаметром более 4 км. Кривая основана преимущественно на истории наблюдаемого кратерообразования на Луне. Видно резкое увеличение их образования в интервале 3,5—4,5 млрд. лет ([27], с упрощениями).

ная (метеоритная) бомбардировка Земли. Подсчеты числа ударов и размеров образовавшихся при этом кратеров весьма неопределенны. Если экстраполировать, исходя из данных по лунным плоскогорьям с необходимой поправкой на размер и разницу в силе тяжести, то окажется, что не менее 200 кратеров с диаметром в несколько сот километров образовались на Земле до периода 3,9 млрд. лет назад [26]. Кроме того, должно было возникнуть множество более мелких кратеров.

Результаты этого явления можно изучить на примере Луны (рис. 12.2).

На рис. 12.7 представлен Восточный кратер диаметром 900 км. Это последний многокольцевой кратер, образовавшийся на Луне около 3,8 млрд. лет назад. Если указанные выше расчеты корректны, то, вероятно, 200 таких кратеров существовало

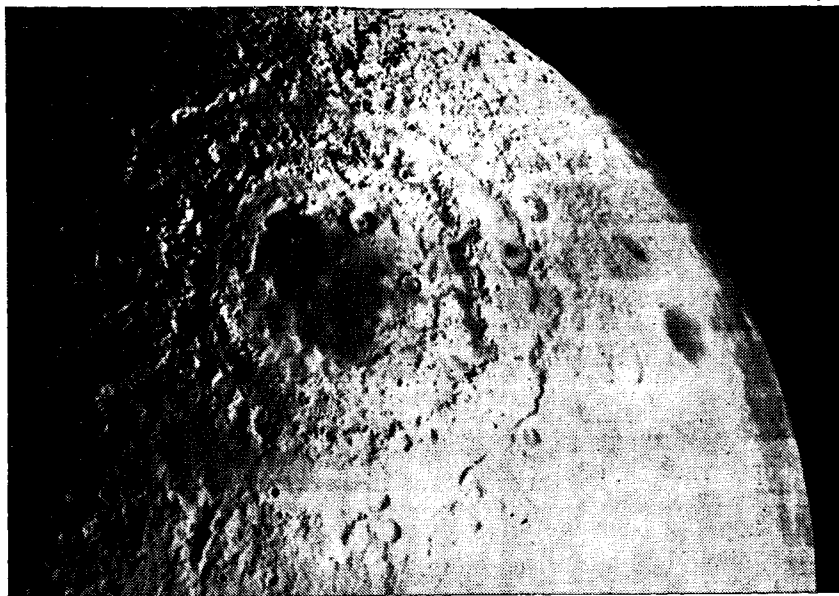


Рис. 12.7. Восточное море — классический пример многокольцевого ударного бассейна. Диаметр внешнего горного кольца (горы Кордильеры) — 920 км. Второе кольцо (горы Рок) имеет диаметр 620 км, за ним следуют внутреннее кольцо Рок (480 км) и внутренний бассейн Скарп (320 км), который окружает центральную темную площадь базальта морей. Кроме многих кратеров меньшего размера около 200 таких впадин было образовано на Земле более 3,8 млрд. лет назад (NASA Orbiter IV 194 M).

на ранней коре Земли. В настоящее время трудно оценить эффект подобной бомбардировки. Должны были иметь место повторявшиеся периоды интенсивного дробления коры и образования больших объемов импактных расплавов. Размах этих процессов и влияние их на термический режим верхней мантии трудно оценить, поскольку необходимы весьма широкие экстраполяции. Поэтому петрологические последствия обширной бомбардировки на ранних этапах истории земной коры почти неясны и остается еще много нерешенных вопросов.

12.10. Ранняя Земля

На основе изложенного в предыдущих разделах материала мы приступаем к реконструкции. Допускается, что к периоду 4,4 млрд. лет назад завершилась аккреция Земли и произошло разделение на мантию и ядро [28]. Ранее плавление мантии, вероятно, имело место в широких масштабах. Поверхность была еще раздроблена ударами метеоритов, что продолжалось почти до 4 млрд. лет назад. Происходила широкомасштабная дифференциация внутри мантии, обусловленная начальным плавлением. В отличие от Луны об этих событиях не сохранилось явных данных. При начальном плавлении и кристаллизации мантии на глубинах в несколько сот километров, вероятно, не генерировался менее плотный расплав, который должен был бы подняться и образовать первичную кору [29]. Не существует доказательств первичной силикатической коры. В водной земной магме не могла бы всплыть анортзитовая кора. Нет признаков присутствия примитивного ^{87}Sr , который должен был концентрироваться в таких анортозитах. Предел устойчивости плагиоклаза на Земле — около 40 км, поэтому любая конвекция ниже этой глубины должна также препятствовать формированию анортзитовой коры. Таким образом, нет никаких данных, указывающих на существование мощной анортзитовой коры типа лунной. Однако небольшое количество анортозита вполне могло образоваться при дифференциации в базальтовой коре, и изотопные данные по эклогитам, по-видимому, подтверждают это [30].

По всей вероятности, ранняя кора Земли была базальтовой или коматиитовой по составу и образовалась при частичном плавлении в пределах твердой мантии. Когда радиогенное тепло накапливалось в мантии, небольшие количества базальта могли появиться на поверхности и быть субдуцированы в результате примитивного спрединга. Мы можем оценить распространенность этой коры, исследуя Sm—Nd-данные о существовании истощенной мантии в наиболее древних базальтах. Образование более кремнеземистых кор, как указывалось ранее, является менее действенным процессом, хотя он мог начаться в ограниченных масштабах около 3,8 млрд. лет назад, как это видно по породам Исуа, и, возможно, около 4,1 млрд. лет назад, что подтверждается данными по циркону в кварцитах Маунт-Нарриер [1]. Конечно, трудно решить, была ли ранняя кора, от которой остались зерна циркона, кислой или основной. Циркон более характерен для кислых, нежели для основных, пород, а размер зерен указывает на происхождение из кислых разновидностей [31].

Такое «выживание» планетных кор показывает, что конти-

нентальная кора «гранитного» состава, вероятно, имеется только на Земле. Важной причиной подобного уникального поведения является, по-видимому, присутствие жидкой воды на поверхности Земли. Вода очень важна для образования гранитов, большие объемы которых встречаются только на Земле [32]. Интересно отметить, что вода, которая с самого начала имела первостепенное значение для эволюции жизни, играла также важную роль в образовании платформ, находящихся над уровнем моря, на которых жизнь эволюционировала, дав все ее современное разнообразие.

12.11. Резюме

1. Коры могут формироваться на планетах или при непосредственной кристаллизации из раннего планетного расплава (первичные коры; например, лунные плоскогорья), или при позднем частичном плавлении твердой мантии (вторичные коры; например, лунные моря, земные коры).

2. Кора лунных плоскогорий сформировалась примерно 4,4 млрд. лет назад, главным образом при всплывании плагноклаза из океана безводной магмы, вероятно, в процессе полного лунного плавления.

3. На Меркурии имеется ранняя кора, аналогичная лунным плоскогорьям. Присутствие лопастевидных крутых уступов указывает на незначительное сжатие планеты около 4,0 млрд. лет назад.

4. Широкое проявление базальтового вулканизма на Марсе имело место до сравнительно недавнего времени, однако в южном полушарии сохранилась древняя кратерированная кора.

5. Кора на Венере образовалась, по-видимому, в результате вулканической активности базальтовых лав, включая богатые щелочами разновидности. Возможно, вулканизм еще не прекратился. Нет четких доказательств существования на Венере кислой коры.

6. Коры спутников Юпитера и Сатурна иллюстрируют эволюцию тел, сложенных льдом и горной породой. Растрескивание ранней коры вследствие слабого термического расширения известно на Ганимеде и, возможно, объясняет происхождение желобов на Энцеладусе и Тетис.

7. Строение поверхности Луны, Меркурия и Марса не дает доказательств в пользу гипотез, включающих существенное изменение радиуса Земли за геологическое время ее существования.

8. Современный поток метеоритов на Землю в основном обусловлен пересечением Землей астероидов Аполло. По аналогии с Луной делается вывод об интенсивной бомбардировке

Земли в период более чем 3,8 млрд. лет назад. Присутствие на Меркурии большого числа крупных многокольцевых кратеров показывает, что кратерообразование характерно не только для Луны. Вероятно, не менее 200 многокольцевых кратеров с диаметром в несколько сот километров образовалось на Земле ранее 3,8 млрд. лет назад.

9. Предположения об истории Земли до 3,8 млрд. лет назад подтверждают, что Земля плавилась в ходе аккреции, однако при этом не развивалась ни сиалическая, ни анортозитовая кора. Наиболее вероятно, что ранняя кора была базальтовой или коматиитовой по составу.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Froude D. O. et al.* (1983) Ion microprobe identification of 4100—4200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature*, 304, 616.
2. *Shaw D. M.* (1976) Development of the early continental crust. In: *Windley B. F.* (ed.), *The Early History of the Earth*. Wiley. 33.
3. *Donn W. L. et al.* (1965) On the early history of the Earth. *GSA Bull.*, 76, 287.
4. *Gilvary J. J.* (1961) The origin of ocean basins and continents. *Nature*, 190, 1048.
5. *Taylor S. R.* (1982) *Planetary Science: A Lunar Perspective*. Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas. 481 pp.
6. В книге, посвященной исследованию летописи земных осадков, интересно отметить, что непосредственно перед запуском корабля «Аполлон-11» осадочные породы (которые образуются в водной среде) рассматривались в качестве одного из возможных материалов, выполняющих лунные моря. (*Gilvary J. J.* (1968) Observational evidence for sedimentary rocks on the moon. *Nature*, 218, 366.)
7. *Taylor S. R.* (1982) Lunar and terrestrial crusts: a contrast in origin and evolution. *PEPI*, 29, 233.
8. *Hartmann W. K.* (1980) Dropping stones in magma oceans: Effects of early lunar cratering. In: *Papike J. J., Merrill R. B.* (eds), *Proc. Conf. Lunar Highlands Crust*. Pergamon Press. 155.
9. *Spudis P. D., Strobell M. E.* (1984) New identification of ancient multi-ring basins on Mercury and implications for geologic evolution. *LPS*, XV, 814.
10. *McElhinny M. W. et al.* (1978) Limits to the expansion of Earth, Moon, Mars and Mercury and to changes in the gravitational constant. *Nature*, 271, 316.
11. *Carr M. H.* (1981) *The Surface of Mars*. Yale University Press.
12. *Ashwal L. D. et al.* (1982) SNC meteorites: Evidence against an asteroidal origin. *PLC*, 13, *JGR*, 87, A393; *Shih C.-Y. et al.* (1982) Chronology and petrogenesis of young achondrites, Shergotty, Zagami and ALHA 77005; late magmatism on a geologically active planet. *GCA*, 46, 2323. Противоположный взгляд у *Treiton A. H. et al.* (1984) The SNC/Mars connection: Geochemical inconsistencies. *LPS*, XV, 864.
13. *Hunten D. M. et al.* (1983) *Venus*. University of Arizona Press. 1143 pp.
14. *Surkov Yu. A. et al.* (1983) Determination of the elemental composition of rocks on Venus by Venera 13 and 14. *PLC*, 13, *JGR*, 88, A481.
15. *Scarfi F. L., Russell C. T.* (1983) Lightning measurements from the Pioneer Venus data. *GRL*, 10, 1192.
16. *Espósito L. W.* (1984) Sulfur dioxide: Episodic injection shows evidence for active Venus volcanism. *Science*, 223, 1072.
17. *Барсуков В. Л.* (устное сообщение).

18. *Squires S. W.* (1980) Volume changes in Ganymede and Callisto and the origin of the grooved terrain. *GRL*, **7**, 593; *Parmentier E. M. et al.* (1982) The tectonics of Ganymede. *Nature*, **295**, 290; *Poirier J. P.* (1982) Rheology of ices: a key to the tectonics of the ice moons of Jupiter and Saturn. *Nature*, **299**, 683.
19. *Morrison D.* (ed.) (1982) Satellites of Jupiter. University of Arizona Press.
20. *Moore J. M., Ahern J. L.* (1983) The geology of Tethys. *PLC*, **13**, JGR, **88**, A577.
21. *Carey S. W.* (1981) The Expanding Earth: A Symposium. University of Tasmania.
22. *Taylor S. R.* (1981) Limits to Earth expansion from the surface features of the Moon, Mercury, Mars and Ganymede. *Ibid.* 343.
23. *Tryon E. P.* (1981) Cosmology and the expanding Earth hypothesis. *Ibid.*, 349. Серия недавно выполненных измерений на Марсе (спускаемый аппарат «Викинг»), показала, что скорость изменения G практически равна нулю ($< 0,2 \cdot 10^{-11}$ год $^{-1}$), что таким образом исключает возможность расширения Земли. *Hellings R. W. et al.* (1983) Experimental test of the variability of G using Viking Lander Ranging data. *Phys. Rev. Lett.*, **51**, 1609.
24. *Cloud P.* (1978) Cosmos, Earth and Man. Yale University Press (1980) Early biogeochemical systems. In: Biogeochemistry of Ancient and Modern Environments. Australian Academy of Science, Canberra. 7.
25. *Grieve R. A. F., Dence M. R.* (1979) The terrestrial cratering record. II. The crater production rate. *Icarus*, **38**, 230.
26. *Grieve R. A. F., Parmentier E. M.* (1984) Considerations of large scale impact and the early Earth. In: Workshop on the Early Earth. *LPI*. 23.
27. Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. Pergamon Press (1981). 1081.
28. Ранняя история Земли обсуждается во многих статьях. Полезно обратиться к работе *Smith J. V.* (1981) The first 800 million years of Earth's history. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A301**, 401.
29. *Ohtani E.* (1984) Generation of komatiite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle. *EPSL*, **67**, 261. *Herzberg C. T.* (1984) Chemical stratification in the silicate Earth. *EPSL*, **67**, 249. *Anderson D. L.* (1984) The Earth as a planet: paradigms and paradoxes. *Science*, **223**, 347.
30. *Jagoutz E. et al.* (1984) Anorthositic oceanic crust in the Archean Earth. *LPS*, **XV**, 395.
31. Возможно, содержание микроэлементов в цирконах является ключом к пониманию процессов, однако большинство элементов, входящих в структуру этого минерала, являются несовместимыми и, следовательно, в равной степени диагностируются как в поздних базальтовых дифференциатах, так и в кислых магмах. Скандий, однако, является исключением из этого правила. Он входит в структуру циркона, но сильно фракционируется в базальтовых магмах. Поэтому цирконы из пород основного состава будут иметь более высокое содержание скандия, чем цирконы из гранитов.
32. *Campbell I. H., Taylor S. R.* (1983) No water, no granites — no oceans, no continents. *GRL*, **10**, 1061.

ПРИЛОЖЕНИЯ

1. Сокращения, используемые в списках литературы

AAPG: American Association of Petroleum Geologists

AGU: American Geophysical Union

Ap. J.: Astrophysical Journal

AJS: American Journal of Science

BMRJ: Bureau of Mineral Resources (Australia) Journal

Chem. Geol.: Chemical Geology

CJES: Canadian Journal of Earth Sciences

CMP: Contributions to Mineralogy and Petrology

DSDP: Deep Sea Drilling Project

Econ. Geol.: Economic Geology

EPSL: Earth and Planetary Science Letters

GCA: Geochimica et Cosmochimica Acta

Geol. Mag.: Geological Magazine

Geol. Soc. Austr.: Geological Society of Australia

GRL: Geophysical Research Letters

GSA Bull.: Geological Society of America Bulletin

GSC: Geological Survey of Canada

IAEA: International Atomic Energy Agency

IGC: International Geological Congress

J. Geol.: Journal of Geology

J. geol. Soc. Lond.: Journal of the Geology Society of London

JGR: Journal of Geophysical Research

J. Petrol.: Journal of Petrology

J. R. Astr. Soc.: Journal of the Royal Astronomical Society

JSP: Journal of Sedimentary Petrology

LPI: Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas
 LPS XV: Lunar and Planetary Science XV LPI, Houston

N. Jb. Miner.: Neues Jahrbuch für Mineralogie
 NZJGG: New Zealand Journal of Geology and Geophysics

PCE: Physics and Chemistry of the Earth
 PCR: Precambrian Research
 PEPI: Physics of the Earth and Planetary Interiors
 Phil. Trans. Roy. Soc.: Philosophical Transactions of the Royal Society, London
 PLC: Proceeding of the Lunar and Planetary Science Conference

Rev. Brasil. Geosc.: Revista Brasileira de Geosciencias
 RGSP: Reviews of Geophysics and Space Physics

SEPM: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists

Trans. R. Soc. Can.: Transactions of the Royal Society of Canada

USGS: United States Geological Survey

2. Коэффициенты для пересчета на содержания, нормализованные по хондриту

Коэффициенты ¹		Калибровочные данные для стандарта BCR — 1 (USGS)
La	0,367	24,2
Ce	0,957	53,7
Pr	0,137	6,50
Nd	0,711	28,5
Sm	0,231	6,70
Eu	0,087	1,95
Gd	0,306	6,55
Tb	0,158	1,08
Dy	0,381	6,39
Ho	0,0851	1,33
Er	0,249	3,70
Tm	0,0356	0,51
Yb	0,248	3,48
Lu	0,0381	0,55
Y	2,1	34,0

¹ Данные по Эвенсену и др. (1978), GSA, 42, 1203, для углистых хондритов (без летучих: 1,5×Оригинальные данные).

Нижний индекс N в тексте указывает на нормализованные по хондриту значения.

Использованные здесь данные по р.з.э. более правильны космохимически, чем иногда применяемые «хондритовые» данные. Приводимые нами значения для CI метеоритов наиболее близки к значениям примитивной солнечной туманности. Данные о содержаниях р. з. э., нормализованных по этим значениям, показывают, таким образом, степень фракционированности относительно исходных содержаний. Данные для CI метеоритов (пересчитанные на сухой остаток) по абсолютным значениям лишь незначительно выше значений «для обычных хондритов», таких, как Leedey.

Европиевая аномалия

Отношение Eu/Eu^* — это мера обеднения или обогащения европием относительно соседних р.з.э. — самария и гадолиния. Eu представляет собой измеренное содержание элемента в образце, а Eu^* — теоретическое его содержание (без Eu-аномалии), рассчитанное на основе непрерывного спектра в области $\text{Sm} - \text{Eu} - \text{Gd}$ (т. е. $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / [(\text{Sm}_N)(\text{Gd}_N)]^{1/2}$). Значения отношения Eu/Eu^* менее 0,95 указывают на истощение, а значения более 1,05 — на обогащение европием относительно соседних р. з. э.

Аналитическая градуировка

Аналитическое определение р.з.э. в нашей лаборатории выполнено на искровом масс-спектрометре по методу Тейлора и Гортон (см. *Тейлор С. Р., Гортон М. П. (1977) GSA, 41, 1975*). Градуировка проведена по стандарту BCR-1 (Columbia River Basalt — базальты р. Колумбия) (USOS), данные для которого приведены в колонке 2 таблицы. Эти данные представляют нашу оценку «истинных» содержаний р.з.э. в BCR-1.

3. Ионные радиусы катионов (в Å)

Элемент	Радиус		Элемент	Радиус		Элемент	Радиус	
	Å	к. ч		Å	к. ч		Å	к. ч
Cs ⁺	1,88	12	Ho ³⁺	1,015	8	Sn ⁴⁺	0,68	6
Rb ⁺	1,72	12	Er ³⁺	1,004	8	Nb ⁵⁺	0,64	6
Tl ⁺	1,70	12	Tm ³⁺	0,994	8	Ti ⁴⁺	0,61	6
K ⁺	1,64	12	Yb ³⁺	0,985	8	Mo ⁶⁺	0,59	6
Ba ²⁺	1,61	12	Lu ³⁺	0,977	8	W ⁶⁺	0,60	6
			Y ³⁺	1,019	8			

Продолжение таблицы 3

Элемент	Радиус		Элемент	Радиус		Элемент	Радиус	
	Å	к. ч		Å	к. ч		Å	к. ч
Pb ²⁺	1,29	8	Ge ⁴⁺	0,39	4	Cr ³⁺	0,62	6
Sr ²⁺	1,26	8	Si ⁴⁺	0,26	4	V ³⁺	0,64	6
Eu ²⁺	1,25	8	P ⁵⁺	0,17	4	Fe ³⁺	0,65	6
Na ⁺	1,18	8	Be ²⁺	0,27	4	Sc ³⁺	0,75	6
Ca ²⁺	1,12	8	B ³⁺	0,27	6	Ti ⁴⁺	0,61	6
La ³⁺	1,160	8	Th ⁴⁺	1,05	8	Ni ²⁺	0,69	6
Ce ³⁺	1,143	8	U ⁴⁺	1,00	8	Co ²⁺	0,75	6
Pr ³⁺	1,126	8	Ce ⁴⁺	0,97	8	Cu ²⁺	0,73	6
Na ³⁺	1,109	8	U ⁶⁺	0,86	8	Fe ²⁺	0,78	6
Sm ³⁺	1,079	8	Zr ⁴⁺	0,84	8	Mn ²⁺	0,83	6
Eu ³⁺	1,066	8	Hf ⁴⁺	0,83	8	Zn ²⁺	0,74	6
Gd ³⁺	1,053	8	Nb ³⁺	0,72	6	Mg ²⁺	0,72	6
Tb ³⁺	1,040	8				Li ⁺	0,76	6
Dy ³⁺	1,027	8				Ga ³⁺	0,62	6
						Al ³⁺	0,54	6

Данные взяты из работы Шаннона Р. Д. (1976), Acta Cryst., 32, 751; к. ч — координационное число.

Для $O^{2-}=1,26 \text{ Å}$, 4-я координация благоприятна для катионов с радиусом менее $0,52 \text{ Å}$, 6-я — с радиусом в пределах $0,52-0,92 \text{ Å}$, 8-я — с радиусом в пределах $0,92-1,26 \text{ Å}$ и 12-я — для катионов с радиусом более $1,26 \text{ Å}$.

4. Система обозначения изотопов

Обычно начальные (initial) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -отношения представляются в частях на десять тысяч (ϵ_{Nd}) по отношению к неистощенному (хондритовому) мантийному резервуару (CHUR):

$$\epsilon_{\text{Nd}}(T) = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^T_{\text{initial}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^T_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4.$$

где

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^T_{\text{CHUR}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}} =$$

$$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}} (e^{\lambda_{\text{Sm}} T} - 1)$$

и современные значения

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}} = 0,511836$$

$$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}} = 0,1967$$

$$\lambda_{\text{Sm}} = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}.$$

Аналогичная градуировка может быть использована для измерения отклонений изотопов Sr (ϵ_{Sr}) по отношению к неистощенному (нехондритовому) мантийному резервуару (UR).

Современные значения следующие:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^0_{\text{UR}} = 0,7047$$

$$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb})^0_{\text{UR}} = 0,085$$

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}.$$

Модельные возрасты могут быть рассчитаны для оценки времени происхождения из неистощенных мантийных резервуаров:

$$T^{\text{Nd}}_{\text{CHUR}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Sm}}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{измеренное}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{измеренное}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}}} \right]$$

$$T^{\text{Sr}}_{\text{UR}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Rb}}} \ln \left[1 + \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{измеренное}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^0_{\text{UR}}}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{измеренное}} - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})^0_{\text{UR}}} \right].$$

Альтернативно модельные возрасты могут быть рассчитаны для оценки времени происхождения из истощенного мантийного резервуара (DM). Согласно этой модели, допускается, что мантия прогрессивно эволюционировала к современному среднему значению ($\epsilon_{\text{Nd}} = +10$; $\epsilon_{\text{Sr}} = -30$) в течение некоторого времени (τ). В этой книге мы используем параметры истощенной мантии с $\tau = 3,8$ млрд. лет; модельные возрасты могут быть представлены в следующем виде:

$$T^{\text{Nd}}_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Sm}}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{измеренное}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{измеренное}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{DM}}} \right],$$

где $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{DM}} = 0,51235$ и $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{DM}} = 0,217$,

и

$$T^{\text{Sr}}_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Rb}}} \ln \left[1 + \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{измеренное}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^0_{\text{DM}}}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{измеренное}} - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})^0_{\text{DM}}} \right],$$

где $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^0_{\text{DM}} = 0,7026$ и $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})^0_{\text{DM}} = 0,046$.

Современные значения изотопных отношений Nd и Sr, принятые для истощенных и неистощенных мантийных резервуаров и полученные в разных лабораториях, могут несколько варьировать, но это не влияет существенно на расчет модельных возрастов.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Акилиа, метаосадочные породы
геохимия 214—216
распределение р. з. э. 214
состав 204—205
- Аккреция планетарная 321
- Амитсок, гнейсы 214, 215, 302
изотопы Sr 302
- Андезитовая модель 81, 85
и валовой состав коры 92
Сг и Ni в рамках модели 85, 86,
267
- Андезиты архейские 186
распределение р. з. э. 83—84, 186,
260
состав 83
- Анортозитовая кора Земли 362
Луны 344—347
- Анортозиты 278—283
архейские 279—280
протерозойские 279—283
- Апатит, содержание р. з. э. 54, 55
- Архейская бимодальная серия 89—90
распределение р. з. э. 89
- Архейская верхняя кора, состав
224—228
- Архейская кора, валовой состав
226—229
дифференциация 228—229
мощность 195—196
- Архейские анортозиты 279, 280
состав 279
- Архейские вулканические породы
изотопы Nd и Sr 188
- Архейские граувакки
как образцы верхней коры 175
петрография 166
распределение р. з. э. 169, 170
состав 165—171
сравнение с фанерозойскими грау-
вакками 170—175
- Архейские кислые породы, состав 225
— основные вулканы, состав 225
- Базальты лунных морей 344, 347
- Барбертон, горы 189—191, 205—207
- Бимодальная магматическая серия
89—90, 219, 224, 225, 259
распределение р. з. э. 89
- Биотит, содержание р. з. э. 53, 54
- Бурнак, ксенолиты 103, 109, 112
- Валовой состав коры 87, 88, 90—93
- Венера 352—354
Земля Афродиты 353
Иштар 353
состав пород поверхности 353
- Верхняя кора, архейская 224—228
состав 224—229
- Верхняя кора, современная
мощность 69—70
состав 65—71
- Вим-Крик, группа, распределение
р. з. э. 213
- Витватерсранд, надгруппа 253
распределение р. з. э. 253
- Вода в коре на глубине 15—20 км
118, 119
- Восточный кратер 361
- Время пребывания элемента в при-
родных водах 27, 31, 32—33, 39
- Вторичная кора планет 342—344
- Вулканические породы островных дуг
(см. Андезиты)
изотопы Be 333—335
распределение р. з. э. 84
- Выветривание 28—33
влияние на р. з. э. 58—59
индекс химического изменения
(CIA) 29, 30
- Высокометаморфизованные комплек-
сы 191—193
состав 204—205
- Галилеевы спутники 354—357
Ганимед 354, 355, 357
Европа 355
Ио 355, 357
Каллисто 354, 355
- Генерация тепла в верхней коре 70
- Геотермы континентальные 19, 265
океанические 19
- Гипотезы расширяющейся Земли,
планетарные ограничения 357—359
- Главные элементы, долговременные
тренды 126—120
- Глубоководные илы, содержание
р. з. э. 154
состав 154
- Глубоководные пески 150—155
- Готхоб, район 214—216
- Гранат
в мантии 89, 269
содержание р. з. э. 54
- Граниты
I-типа 273—278
образование 264—265, 267—278
позднеархейские 270—271
протерозойские 272
раннеархейские 269
состав 83, 269—276
S-типа 273—278
фанерозойские 275
характеристика изотопов 277, 278

- Граниты I-типа 276—278
 изотопы Nd—Sr 277
 распределение р. з. э. 276
 состав 275
- Граниты S-типа 273—278
 изотопы Nd—Sr 277
 распределение р. з. э. 276
 состав 275
- Граница архей — протерозой 263—266
 определение 237—238
- Гранодиорит, состав 83
- Гранулиты 101—109
 изотопы Rb—Sr 114—116
 — Sm—Nd 114—116
 и мощность коры 294
- Граувакки
 архейские 164—170
 классификация 156, 157
 петрография 158—159, 165, 166
 распределение р. з. э. 160, 162—164, 170
 фанерозойские 155—164
- Графики отношение — отношение 220—221
- Гренвилл, провинция 306
- Гурон, надгруппа 238—243
 распределение р. з. э. 242
 состав 238—240
 стратиграфия 238—240
- Диагенез 39—41
 влияние на р. з. э. 50—60
- Дифференциация архейской коры 228—229
 земная 329—330
- Долговременные тренды, Eu/Eu* 131
 La/Sc 134—135
 состав коры 126—136
 Th/Sc 134
 Th 135
 Th/U 136
 U 136
- Европий, аномалия 61, 263, 368
 геохимия 263
- Eu/Eu*, долговременные изменения 132
- Западная Гренландия, граниты 262
 метаосадочные породы, состав 204—205, 214—216
- Зеленокаменные пояса 181—191
 вулканические породы 182—184
 источники осадочных серий 197
 осадочные породы 189—190
 основания 190—191
- позднеархейские 207—215
 раннеархейские 198—203
 раннепротерозойские 253—254
 состав 199—205
 сравнение 223—224
- Зеленокаменные пояса Гайаны 253—254
- Земля, образование ядра 321
 примитивная мантия 321—327
 происхождение 316—327
- Зона низких скоростей 22
- Ивреа — Вербано*, зона 107
- Известково-щелочной вулканизм 82, 85, 86, 92, 259, 266, 267
- Изменение уровня моря в фанерозое 290, 293
- Изотопные ограничения на коровое рециклирование 301—308
- Изотопы Be, в осадках 333—335
 в породах островных дуг 333—335
 и коровое рециклирование 333—335
- Изотопы Nd, в архейских вулканических породах 188
 и коровое рециклирование 333
- Индекс химического изменения (CIA) 29, 30
- Ио 355, 357
- Источники архейских осадочных серий 197—198
- Исуа, метаосадочные породы 214—216
 распределение р. з. э. 216
 состав 204—205
- Исуаксия, район 214—216
- Иеллоунайф, надгруппа 169, 170, 209—210
 распределение р. з. э. 211
 состав 202—203
- Иилгарн, блок 207—209
 мощность 293—294
 распределение р. з. э. 209
 состав 202—203
- Калгурли, метаосадочные породы 169—170, 208—209
 состав 202—203
- K/U в Солнечной системе 320
- Каллисто 354, 355
- Камбалда, метаосадочные породы 208, 209, 223
 состав 202—203
- Канадский щит, Nd-модельный возраст 305—306
 состав коры 25—26
 Sr-модельный возраст 305—306

- Капусказинг, структурная зона 101
 Карбонаты, состав 32
 эволюция изотопов Sr 305
 Кислые магматические породы
 архейские 187, 225
 распределение р. з. э. 187
 состав 225
 Комплексы гранулитовой фации
 101—109
 подвижность элементов 101—104
 Rb 102—103
 U 102—104
 Комплексы кратонов, архейские 193
 Комплексы низкой ступени метамор-
 физма, архейские 181—191
 Конрада поверхность 99
 Консорциум по континентальному от-
 раженному профилированию
 (COCORP) 19—22, 98, 107
 Континенты, мощность коры 16, 18,
 69—70, 195—196, 292—295
 площадь 15, 17
 превышение над уровнем моря 15
 Кора, валовой состав 87, 88, 90—93
 вариации состава 126—136
 модель роста 301—310
 осадочные породы как отражение
 состава верхней коры 24, 27, 41—
 42, 44
 плотность 18, 26
 строение 19—22
 ударного происхождения 342
 экстракция из мантии 328
 Кора лунных плоскогорий 345—347
 возраст 346, 347
 и гипотезы расширяющейся Земли
 358
 состав 344, 345
 Коровое рециклирование, геохимиче-
 ские доказательства 331—332
 изотопные данные 332—333
 изотопы Be 333—335
 — Hf 333
 — Nd 333
 — Sr 333
 отношение Th/U 335—336
 Коэффициент распределения элемен-
 тов вода — порода 30, 32, 33
 Ксенолиты, Бурнак 103, 109, 112
 Лесото 103, 110, 112, 116
 Хоггар 103, 110
 юго-восточной Австралии 110
 Легкие р. з. э./тяжелые р. з. э., долго-
 временные изменения 133, 134
 Лед, полиморфные превращения 354
 Ледниковая эрозия 27
 Лесото, ксенолиты 103, 110, 112, 116
 Лёсс 62—64
 и состав коры 62—64
 происхождение 63—64
 распределение р. з. э. 63
 Луна 344—347
 Восточный кратер, 361
 и гипотезы расширяющейся Земли
 358
 Льюис, гнейсовый комплекс 104—107
 амфиболитовая фация 104—105
 гранулитовая фация 104—106
 Sm—Nd 114—116
 состав 105
 Rb—Sr 114—116
 Магнетит, проводимость 119
 Мален, метаосадочные породы 215—
 216
 распределение р. з. э. 215
 состав 204—205
 Марда, комплекс 260
 Марс, бассейн Аргир 351
 вулканы 350, 352
 и гипотезы расширяющейся Земли
 358
 кора 349—352
 кратерированная область 350
 плато Царис 350—352
 состав 349—350
 Маунт-Нарриер, кварциты, 303, 362
 Меркурий
 и гипотезы расширяющейся Земли
 357
 кора 347—349
 кратеры 348
 лопастевидные уступы 349
 ядро 348
 Метаморфизм, влияние на р. з. э.
 59—60
 Минералогия верхней коры 70—71
 — мантии 323
 Минералы, содержание р. з. э. 53—56
 Многокольцевые впадины (кратеры)
 346
 Восточный кратер 361
 Меркурия 348
 ранней Земли 362
 Модели роста коры 289—290
 Модель постоянства корового рецик-
 лирования 300
 — смещения 219—222
 Молекулярное облако 316

- Монацит, содержание р.з.э. 54, 55
 Морская вода
 время пребывания элементов 31—33
 изотопы Sr 305
 и распределение р.з.э. 337
 коэффициенты распределения элементов 31—33
 состав 31—33
 Морские карбонаты, состав 32—33
 эволюция изотопов Sr 305
 Морские осадки, изотопы Be 334, 335
Мохоровичича граница 16, 18, 21—22, 100
 Мощность коры 16, 18, 69—70, 72, 195—196
 архейской 195—196
 верхней 69—70, 72
 изменение с возрастом 293—296
 Муды, группа
 распределение р.з.э. 201
 состав 199—200
 стратиграфия 205—207
 Мусковит, содержание р.з.э. 53, 54
- Найф-Лейк, группа 169, 170, 213
 Nd-модельный возраст осадков 141—144
 Канадский щит 305—306
 лёсс 142, 143
 осадки 142, 143
 стратиграфический возраст 142
 Неокисленные осадки, состав 40
 Нижняя кора
 распределение р.з.э. 121, 122
 состав 119—122
 Никель (Ni) в архейских осадках 218
 — в рамках андезитовой модели 85, 86
- Океан магмы, лунный 344
 Океаническая вода
 время пребывания элементов 31—33
 химизм 38—39
 Океаническая кора 336
 пелагические осадки 32—33
 распределение р.з.э. в базальтах 337, 338
 состав 337, 338
 Окисленные осадки, состав 40
 Оливин, содержание р.з.э. 53, 54
 Ортопироксен, содержание р.з.э. 53, 54
 Осадки
 глобальный привнос вещества 297
 изотопы Be 334, 335
 масса 15, 137
 субдукция 297—300
 Основные вулканические породы архея, состав 225
 Оценка состава верхней коры 41—42, 44, 62—64
- Пайн-Крик, геосинклиналь 244—246
 распределение р.з.э. 246
 Пелагические глины, состав 32—33
 — карбонаты, состав 32—33
 Первичная кора 342—344
 Переход архей — протерозой 263—266
 Пески, распределение р.з.э. 51
 Пилбара, блок
 мощность 293, 294
 распределение р.з.э. 201
 состав осадочных пород 199—200, 202—203
 Плагиоклаз, содержание р.з.э. 53, 54
 Планетезимали 320
 Площадь коры, изменение во времени 294—296
 Подвижность элементов 39—41
 — р.з.э. 58—60, 337, 338
 Позднеархейские граниты 270—271
 распределение р.з.э. 270
 Позднеархейские зеленокаменные пояса
 состав осадочных пород 202—203
 сравнение с раннеархейскими поясами 223—224
 Понгола, надгруппа 252
 распределение р.з.э. 252
 Постархейские глинистые сланцы Австралии (PAAS), распределение р.з.э. 48, 50
 Постархейские глинистые сланцы Европы (ES), распределение р.з.э. 48, 50
 Постархейские глинистые сланцы Северной Америки (NASC), распределение р.з.э. 48, 50
 Причлененные комплексы 21
 Протерозой, нижняя граница 237—238, 263—266
 Протерозойские анокриты 279—283
 происхождение 281—283
 распределение р.з.э. 281
 состав 279, 280
 Протерозойские граниты 272
 распределение р.з.э. 272
- Раннеархейские граниты 269
 — зеленокаменные пояса 198—203, 223—224

- Редкоземельные элементы (р. з. э.)
в минералах 53—58
изменение содержания во времени 130—131
подвижность 39, 57—61, 337, 338
Рейнольдса число 36
Реки
перенос вещества в виде взвеси 296—298
состав воды 32—33
— обломочного материала 45, 49
Рециклирование коры 296—300, 330—336
геохимические доказательства 331
изотопные ограничения 301—308, 332—335
изотопы Be 333—335
— Hf 333
Риолиты, состав 83
Роговая обманка, содержание р. з. э. 53, 54
Рост коры
в позднем архее 304—307
в постархейское время 307—308
в раннем архее 301—304
в фанерозое 301
оценка 289—290
Саут-Пасс, зеленокаменный пояс 169, 170, 212—213
распределение р. з. э. 213
Северо-Атлантический кратон 191
Скорость осаждения частиц 36
Скорости сейсмических волн 18, 22
в нижней коре 112
Скуриан, гранулиты 104—106, 112
Солнечные ветры типа Т Таури 219
Спутники Сатурна 354—357
Тетис 356, 357
Стокса закон 36
Сфен, содержание р. з. э. 54, 55
Тектиты 64—65
Тектоническая аккреция (причленение) 20, 21
Тектоническая обстановка современного осадконакопления 151—152
— формирования фанерозойских граувакк 156—158
Тепловой поток 18—19, 69—70
геологический возраст 144
для архейских образований 80—81, 228
для мезозойских пород 80
для протерозойских образований 80
изменение с возрастом 81
коровый компонент 81
магматический компонент 81
провинции 144—145
тектонотермальный компонент 80—81
Уивера — Тарни модель 106—107
Толентовые базальты 185
Тоналиты 83, 259, 261, 264
Торий (Th), долговременные изменения 134, 135
Th/Sc
долговременные изменения 134
и рециклирование 140
Th/U, долговременные изменения 130, 138
Турбидиты 150—151
Турмалин, содержание р. з. э. 54, 55
Тетис 356, 357
Тектоника плит, развитие современного режима 283
Трондьемиты
обогащение Eu 106
происхождение 261, 264
распределение р. з. э. 259
состав 83
Углистые хондриты
распределение р. з. э. 367
состав 316, 317
Уивера — Тарни модель состава коры 93, 106, 113
Уопмей, ороген 243
Фиг-Три, группа 169, 170
распределение р. з. э. 201
состав 199—200
стратиграфия 205—207
Фанерозойские граувакки
петрография 159
распределение р. з. э. 160, 162—164
состав 158, 159, 161
сравнение с архейскими граувакками 171—175
Фанерозойские граниты 273—278
диаграмма $e_{Nd} - e_{Sr}$ 277
распределение р. з. э. 276
состав 275
Фриборд континентальный 290—296
Хамерсли, бассейн 246—250
состав осадочных пород 249
Хром (Cr)
в рамках андезитовой модели 85, 86
содержание в архейских глинистых сланцах 218

- Циркон, содержание р. з. э. 54—56
- Частичное плавление в коре 103—104
- Электрическая проводимость нижней
коры 116—119
- Эпидот, содержание р. з. э. 54, 55
- Эрозия 33—34
- Южная Африка
- Барбертон, горы 205—207
- Витватерсранд, надгруппа 253
- граувакки 166—170
- поздний архей 251—253
- Понгола, надгруппа 252
- Юпитер, галилеевы спутники 219,
354—357

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора перевода	5
Введение	8
Литература	12
Благодарности	13
Глава 1. Некоторые перспективы	14
1.1. Основные данные	15
1.2. СОСОРР и строение коры	19
Литература	23
Глава 2. Современная верхняя кора	24
2.1. Единая верхняя кора	24
2.2. Методы определения состава	24
2.3. Влияние некоторых геологических процессов на состав осадочных горных пород	28
2.4. Редкоземельные элементы в осадочных породах	47
2.5. Другие образцы верхней коры	62
2.6. Химический состав верхней коры	65
2.7. Резюме	71
Литература	72
Глава 3. Модели валового состава коры	79
3.1. Граничные условия состава верхней коры	79
3.2. Тепловой поток и концентрация радиоактивных элементов	80
3.3. Андезитовая модель	81
3.4. Другие первично-мантийные источники	87
3.5. Архейская «бимодальная» основная — кислая магматическая модель	89
3.6. Предлагаемый валовой состав коры	90
3.7. Резюме	94
Литература	95
Глава 4. Нижняя кора	98
4.1. Проблемы опробования	98
4.2. Комплексы гранулитовой фации	101
4.3. Ксенолиты	109

4.4. Нижняя кора — основная или кислая?	112
4.5. Исследования изотопов Nd и Sr	114
4.6. Электрическая проводимость	116
4.7. Предлагаемые составы нижней коры	119
4.8. Резюме	122
Литература	123
Глава 5. Неизменность состава коры во времени	126
5.1. Измерение долговременных вариаций	126
5.2. Осадочная летопись	126
5.3. Роль осадочного рециклирования	137
5.4. Nd-модельный возраст осадков	141
5.5. Провинции теплового потока и постоянство состава коры	144
5.6. Резюме	146
Литература	147
Глава 6. Граувакки: происхождение и тектоническое значение	150
6.1. Граувакки и верхняя кора	150
6.2. Глубоководные пески	151
6.3. Фанерозойские граувакки	155
6.4. Архейские граувакки	164
6.5. Сравнение	170
6.6. Резюме	176
Литература	176
Глава 7. Архейская кора	180
7.1. Проблемы	180
7.2. Архейская летопись	180
7.3. Комплексы низкой ступени метаморфизма	181
7.4. Высокометаморфизованные комплексы	191
7.5. Комплексы кратонов	193
7.6. Тектонические модели	194
7.7. Мощность коры	175
7.8. Региональная геохимия	196
7.9. Систематики микроэлементов	217
7.10. Состав архейской коры	224
7.11. Резюме	229
Литература	231
Глава 8. Граница архей — протерозой	237
8.1. Определение границы архей — протерозой	237
8.2. Геохимия раннепротерозойских осадочных пород	238
8.3. Позднеархейская магматическая активность и эволюция коры	250
8.4. Поздний архей Южной Африки	251
8.5. Раннепротерозойские зеленокаменные пояса	253
8.6. Резюме	254
Литература	255
Глава 9. Модели происхождения континентальной коры	258
9.1. Введение	258
9.2. Архейская кора	258

9.3. Переход архей — протерозой	263
9.4. Постархейская кора	266
9.5. Образование гранитов	267
9.6. Аморфизиты и рост коры	278
9.7. Развитие современного режима тектоники плит	283
9.8. Резюме	284
Литература	284
 Глава 10. Скорость роста коры	 288
10.1. Сущность проблемы	288
10.2. Модели роста коры	289
10.3. Геологические ограничения	290
10.4. Изотопные ограничения	301
10.5. Заключение: принятая модель роста коры	309
Литература	310
 Глава 11. Взаимоотношения кора — мантия	 316
11.1. Происхождение Земли	316
11.2. Примитивная земная кора	321
11.3. Результат коровой экстракции	328
11.4. Коровое рециклирование: доказательства по вулканитам островных дуг	330
11.5. Океаническая кора	336
11.6. Резюме	339
Литература	339
 Глава 12. Ранняя кора планет	 342
12.1. Пробел в 800 млн. лет	342
12.2. Первичная и вторичная кора	342
12.3. Лунная кора	344
12.4. Кора Меркурия	347
12.5. Кора Марса	349
12.6. Венера	352
12.7. Галилеевы спутники и спутники Сатурна	354
12.8. Планетарные ограничения гипотез расширяющейся Земли	357
12.9. Поток метеоритов и образование кратеров	359
12.10. Ранняя Земля	362
12.11. Резюме	363
Литература	364
 Приложения	 366
Предметный указатель	371

УВАЖАЕМЫИ ЧИТАТЕЛЫ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Стьюарт Росс Тейлор, Скотт М. Мак-Леннан
КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА: ЕЕ СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ

Заведующий редакцией В. В. Герасимовский
Научный редактор Н. А. Никишина
Младший научный редактор А. В. Швырева
Художник А. Н. Лукьяненко
Художественный редактор А. Я. Мусин
Технический редактор Т. А. Максимова
Корректор Н. Н. Яковлева

ИБ № 6317. Монография

Сдано в набор 15.06.87. Подписано к печати 23.12.87. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типографская № 1. Печать высокая. Гарнитура литературная.
Объем 12 бум. л. Усл. печ. л. 24. Усл. кр.-отт. 24. Уч.-изд. л. 26,20.
Изд. № 5/5245. Тираж 1700 экз. Зак. 1097. Цена 4 р. 50 к.

Издательство «Мир» 129820, ГСП, Москва, И-110, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
113105, Москва, Нагатинская ул., д. 1

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

готовит к выпуску в 1989 г.

Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. — 15 л., ил. В пер.: 9 р. 80 к.

Книга известного американского ученого представляет собой современное, глубокое, детальное и полное изложение проблем изотопной геологии. Она характеризуется сочетанием логически стройного изложения классических основ изотопной геологии, описания традиционных изотопных методов с анализом перспектив и состояния ряда совершенно новых изотопно-геологических методов. В то же время эта книга служит средством освоения методов интерпретации изотопно-геологических данных, извлечения из них информации о природных процессах. В ней освещаются физические и геохимические основы методов изотопной геологии, вопросы использования радиогенных изотопов как индикаторов источников вещества, описываются существующие методы изотопной геохронологии: калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, самарий-неодимовый, лютеций-гафниевый, уран-торий-свинцовый, обычного свинца. Приводятся исчерпывающие сведения о геохимии стабильных изотопов легких элементов и об использовании изотопного фракционирования для исследования процессов миграции вещества, определения физико-химических условий рудообразования и других процессов в геологии.

Для специалистов в области изотопной геологии, геологов-рудников, петрологов, минералогов, геохимиков, гидрогеологов, стратиграфов и студентов соответствующих специальностей.

Взаимодействие флюид — порода при метаморфизме:
Пер. с англ./Под ред. Дж. Уолтера, Б. Вуда. — 16 л.,
ил. — В пер. 3 р. 20 к.

Коллективная монография, написанная известными петрологами и экспериментаторами США, Швейцарии и Австралии, освещает широкий круг вопросов, касающихся физического и химического взаимодействия подвергающихся метаморфизму горных пород с просачивающимися через них флюидами. Рассматривается кинетика гетерофазных реакций и их связь с развитием микроструктур при метаморфизме, методы количественной оценки взаимодействия флюид — порода (методы фазовых соотношений и фазового состава), а также оценка состава флюида до и после обменных реакций с породой. Интересны результаты исследования изотопного обмена между различными минеральными фазами.

Из отзыва чл.-корр. АН СССР А. А. Маракушева: «Обширная современная информация дается в сжатом, концентрированном виде, без злоупотребления математическим аппаратом, а потому доступна для широкого круга геологов, не имеющих специальной подготовки по термодинамике. Такая книга очень полезна для воспитания физико-химического мышления среди геологов-практиков, что составляет ныне весьма актуальную задачу».

Для геологов широкого профиля, петрологов, геохимиков и минералогов.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

готовит к выпуску в 1989 г.

Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии: Пер. с англ. — 41 л., ил. — В пер. 7 р. 60 к.

В книге австралийских геологов приводятся результаты оригинальных минералогических, петрографических и геохимических исследований ультракалневых алмазоносных пород Западной Австралии — лампроитов и найденных здесь же кимберлитов. Обобщается огромный фактический материал по геологии региона, внутреннему строению отдельных тел лампроитов и кимберлитов, их вещественному составу, геохимии изотопов и петрогенезису. Дается детальное описание лампроитовых трубок и в том числе трубки АК-1, представляющей собой богатейшее в мире месторождение алмазов. Рассматриваются черты сходства и отличия алмазов из кимберлитов и лампроитов и особенности алмазов из различных районов Западной Австралии. Анализируются вопросы генезиса лампроитов и их взаимоотношения с кимберлитами. Делается вывод о генетическом родстве этих типов пород и их образовании в результате сочетания процессов глубинного мантийного метасоматоза и магматизма.

Для петрографов, минералогов и геохимиков, а также геологов и геофизиков, изучающих состав и строение земной коры и верхней мантии.