

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1986

## СОДЕРЖАНИЕ

Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. Роль твердых лунных приливов в тектоническом процессе . . . . .	3
Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии	8
Марков М. С., Федоровский В. С. К проблеме геодинамики ранней Земли: аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия . . . . .	21
Пушаровский Ю. М., Разницын Ю. Н. Тектоника Каролинской океанической ступени (юго-запад Тихого океана) . . . . .	40
Золотарев Б. П., Котенев Б. Н. Тектоника и магматизм Китового хребта и поднятия Дискавери (Атлантический океан) . . . . .	55
Хераскова Т. Н. Венд-кембрийские формации каледонид Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии . . . . .	69
Макаров В. И. Новейшая тектоника Восточной Кубы. Статья первая. Общая характеристика. Северная и срединная области . . . . .	85

## Рецензии

Иванов С. Н., Иванов К. С. Палеовулканические исследования на Южном Урале (рецензия на книгу «История развития Уральского палеоокеана», Москва, 1984) . . . . .	97
---	----

## Критика и дискуссии

Романов Л. Ф. О чешуйчато-надвиговом характере сочленения Нижнепрутской зоны с Преддобруджским прогибом (по поводу статьи Б. С. Слюсаря «Структуры горизонтального сжатия в Северном Преддобруджье») . . . . .	101
--	-----

## Хроника

Белов А. А. Региональная тектоническая эволюция Тетиса и Альпийско-Гималайской горной системы — школа-совещание в г. Стамбуле, осень 1985 г. . . . .	105
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1986 г. . . . .	108

## CONTENTS

<b>Kosygin Yu. A., Maslov L. A.</b> Role of solid lunar tides in the tectonic process . . .	3
<b>Belousov V. V., Pavlenkova N. I.</b> Earth's crust—upper mantle interaction . . .	8
<b>Markov M. C., Fedorovsky V. S.</b> On the problem of early Earth geodynamics: aspects of comparative planetology and the geology of the Early Precambrian . . .	21
<b>Pushcharovsky Yu. M., Raznitsyn Yu. N.</b> The tectonics of Caroline oceanic step (the southwestern Pacific Ocean) . . . . .	40
<b>Zolotarev B. P., Kotenev B. N.</b> Tectonics and magmatism of Walvis Ridge and Discovery Rise (the Atlantic Ocean) . . . . .	55
<b>Kheraskova T. N.</b> Vend-Cambrian formations of Caledonides of Kazakhstan, Altay-Sayan region, and Western Mongolia . . . . .	69
<b>Makarov V. I.</b> Recent tectonics of Eastern Cuba. Article One. General characteristic. Northern and central regions . . . . .	85

## Reviews

<b>Ivanov S. N., Ivanov K. S.</b> Paleovolcanic research in the Southern Urals (a review of the book «Evolution of Ural paleo-ocean», Moscow, 1984) . . . . .	97
---	----

## Criticism and discussions

<b>Romanov L. F.</b> On imbricate-nappe character of juncture between the Lower Prut zone and Fore-Dobruja furrow (in connection with the paper by Slusar B. S. «Structures of horizontal compression in Northern Fore-Dobruja») . . . . .	101
--	-----

## News

<b>Belov A. A.</b> Regional tectonic evolution of Tethys and Alpine-Himalaya mountain system — a Workshop in Istanbul, autumn, 1985 . . . . .	105
Annual index of «Geotektonika» journal for 1986 . . . . .	108

УДК 550.342/551.242

КОСЫГИН Ю. А., МАСЛОВ Л. А.

**РОЛЬ ТВЕРДЫХ ЛУННЫХ ПРИЛИВОВ  
В ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ**

Рассмотрены геотектонические следствия, вытекающие из преобразования высокочастотных современных (приливных) движений в большие горизонтальные смещения земных масс. Показано, что организованная энергия космических воздействий может реализоваться в любых формах и служить надежным энергетическим аргументом для многих геотектонических гипотез.

Закономерное чередование движений — ритмичность — наблюдается во всех сферах Земли: в ее газовой, водной и твердой оболочках.

Ритмичность современных тектонических движений позволяет применять для их описания аппарат волновой механики и рассматривать с этой позиции «тектонические волны». С таких «волновых» позиций уже изучались современные движения земной коры. Так, В. В. Ламакин [5] еще в 1960 г. отмечал движения земной поверхности, распространяющиеся в виде волн, идущих параллельно одна другой от юго-восточного к северо-западному берегу Байкала.

Сотрудник Института тектоники и геофизики В. И. Синюков [8] получил данные о тектонических волнах в Сихотэ-Алинской складчатой области, зафиксированных в строении и развитии осадочных бассейнов мезозоя. Отметим также теоретические работы В. Н. Николаевского [6], В. А. Дубровского [3] и др.

Тектонические волны, так же как и любые другие, характеризуются длиной, периодом (или частотой), скоростью распространения, амплитудой и другими параметрами. Периоды этих волн могут составлять десятки, тысячи и миллионы лет, а скорости распространения — варьировать от нескольких сантиметров до десятков километров в год. Из этих данных мы можем определить длину волн в сотни и тысячи километров и их частоту в пределах  $10^{-9}$ — $10^{-16}$  Гц.

Хорошо известны более быстрые тектонические волны с длиной около 20 тыс. км, скоростью распространения 1700 км/ч и частотой  $10^{-5}$  Гц, т. е. в миллионы раз большей частоты, чем упомянутые выше медленные тектонические волны. Эти движения обладают строгой регулярностью. Речь идет о приливах твердой Земли, которые имеют отчетливо выраженный упругий характер.

Ограничимся рассмотрением именно этого типа современных движений земной поверхности.

Отметим, что не исключена возможность наличия хотя бы очень небольшой упругой компоненты у обычных современных тектонических волн. Но если рассматриваемые нами движения, несомненно, связаны с воздействием Луны, то генезис более медленных низкочастотных движений может быть более сложным и в значительной степени определяться внутриземными процессами. Но и здесь не исключена, хотя бы в ничтожной мере, связь с дальними космическими воздействиями. Этот вопрос пока не изучен, но заслуживает внимания.

При движении Земли в неоднородном гравитационном поле, создаваемом Солнцем, Луной и планетами, в ней возникает напряжения и деформации, распределение которых носит очень сложный характер. Наибольшие амплитуды и скорости приливных движений определяются секториальной компонентой лунных приливов. Секториальная функция имеет в качестве узловых линий, т. е. линий обращения функций в

нуль, только меридианы, расположенные на  $45^\circ$  по обе стороны от меридиана возмущающего тела (Луны). Эти линии делят сферу на четыре сектора, в которых функция поочередно принимает положительные и отрицательные значения (рис. 1). Области, где функция положительная, являются областями прилива, т. е. положительных смещений земной поверхности. Отрицательные области — это области отлива.

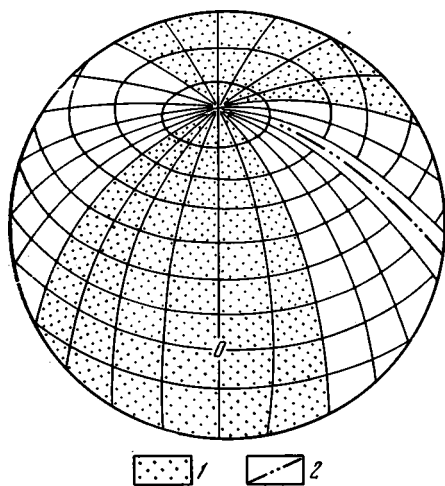


Рис. 1

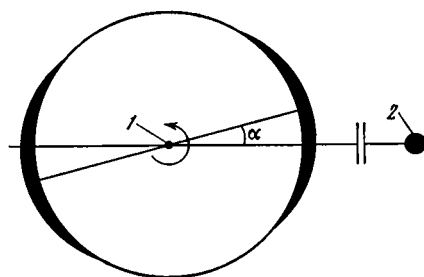


Рис. 2

Рис. 1. Площадное распространение положительных и отрицательных значений лунно-приливных составляющих относительно лунного меридиана  
1 — отрицательные значения составляющих; 2 — лунный меридиан

Рис. 2. Схема, показывающая положение приливного горба при запаздывании деформаций по отношению к деформирующим напряжениям  
1 — полюс, 2 — Луна

Секториальная компонента лунных приливов представляет собой волну смещений, период которой равен 12 ч, бегущую все время в западном направлении, т. е. в обратном по отношению к вращению Земли. Вертикальные приливные смещения достигают максимальных значений в приэкваториальной области, где составляют примерно 50 см.

В приполярных областях эти смещения близки к нулю. Экваториальные же (максимальные) значения вертикальной скорости приливных смещений составляют 4 см/ч.

При движении приливной волны ее максимум достигается не в плоскости меридиана возмущающего тела, а с некоторым запазданием, которое составляет для твердой Земли примерно  $1^\circ$  (рис. 2).

Запаздывание приливной волны говорит о том, что материал Земли не идеально упругий даже для времени воздействия приливных нагрузок. Из-за запаздывания развития приливного горба в Земле возникают незначительные пульсирующие, но знакопостоянные тангенциальные усилия, действующие в одном, т. е. западном, направлении в течение всего времени существования планеты. В планете развиваются малые, но необратимые и накапливающиеся деформации, реализующиеся в однонаправленном (западном) смещении верхних земных слоев относительно нижних. Теоретические расчеты таких смещений приведены в работе Р. Бострома [10].

В связи с этим отметим эксперименты новосибирских исследователей группы Е. И. Шемякина [1], в которых приливная деформация имитировалась путем вращения гибкого цилиндра, заполненного сыпучей или жидкой массой, в жестком статоре с эллиптическим внутренним сечением, что приводило к значительным горизонтальным перемещениям среды. В этом можно усмотреть аналогию с описанным нами

механизмом и косвенное подтверждение возможных крупных горизонтальных перемещений земных масс (рис. 3).

Движение земных оболочек, индуцированное лунными приливами, имеет явно выраженную географическую зональность. Максимальные скорости западного смещения должны наблюдаться в приэкваториальных областях, а минимальные, или нулевые, в полярных.

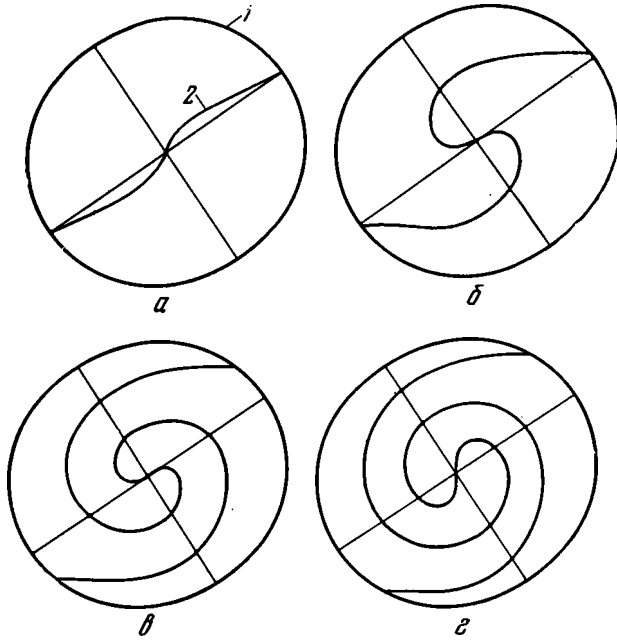


Рис. 3. Развитие смещений среды во времени (а—г — последовательные положения частиц маркирующей полосы) при циклических внешних воздействиях (эксперимент)  
1 — гибкий цилиндр, заполненный сыпучей или жидкой массой, 2 — маркирующая полоса

Оценка скорости западного движения и распределение ее по радиусу Земли и широтам зависит от модели, принятой исследователем. Например, могут быть положены в основу представления, что движения эти совершаются только на уровне астеносферы или же только на уровне коромантийной границы, или же на уровне нескольких границ. Западное смещение может быть также рассеяно по толщам пород. Скорости таких тангенциальных движений могут достигать нескольких сантиметров в год, а накопление напряжений происходит со скоростью сотен бар в миллион лет. Отсюда возникает непосредственная возможность преобразования энергии приливов в тектоническую энергию. Накапливающиеся в больших объемах напряжения действуют одновременно и однонаправленно. Суммирование этих напряжений приводит к возникновению больших усилий, способных вызывать значительные тангенциальные смещения. Накапливаемые напряжения в результате действий такого механизма могут быть очень большими, так как процесс идет длительно и непрерывно. Однако их верхнее значение ограничено пределом прочности горных пород. Отсюда становится очевидной роль рассматриваемых движений в образовании дислокаций, в частности планетарных дислокаций широтного простирания. К такого рода образованиям можно отнести широтную гравитационную бразильско-гвинейскую аномалию, трансформные разломы Атлантического океана, тихоокеанские разломы Мендосино, Пайонир, Мэррей и др. Эти

широтные дислокации можно связать с различиями в скоростях западного движения и распределением напряжений в различных широтных зонах — от полярной до экваториальной.

Образование широтных разломов уменьшает сцепление полярных и экваториальных зон, что в свою очередь усиливает зональную контрастность относительного горизонтального перемещения оболочек Земли. Сотрудник Института физики Земли Ю. Ф. Копничев [4] в 1983 г. отметил, что скорость растекания аномальной мантии для запада Тихого океана монотонно увеличивается от Алеутской дуги к экватору.

Как показывают расчеты, сделанные различными авторами, например С. Ранкорном [7], плотностная конвекция вещества нижней мантии также способна создавать высокие напряжения примерно того же порядка, что и рассматриваемый здесь приливный механизм. Однако картина конвективных движений отличается гораздо большей неоднородностью, чем «приливных», что снижает их тектоническую значимость по крайней мере на планетарном уровне. Взаимодействие этих двух типов движений, вероятно, должно выражаться в том, что индуцированные приливным механизмом перемещения вещества будут подавлять конвективные движения противоположного знака и усиливать совпадающие. Отметим, что по Ю. Ф. Копничеву скорость перетекания аномальной мантии в западном направлении в несколько раз больше, чем в восточном, и для Тихого, и для Атлантического океанов.

Относительные смещения оболочек должны приводить к диссипативному разогреву примыкающих к трущимся поверхностям земных масс. Это может выражаться в появлении частично подплавленных зон с пониженной вязкостью, что в свою очередь облегчает взаимное перемещение движущихся слоев. С механизмом диссипативного разогрева может быть связано образование и существование астеносферы. Образование и развитие разогретых зон разломов и слоев представляет собой самоподдерживающийся процесс, что обеспечивает их длительное и устойчивое существование во времени и пространстве.

Западное перемещение земных оболочек по различным причинам, связанным с неравномерным распределением реологических свойств земной коры и мантии, их кусочно-блоковым строением, неравномерной мощностью слоев, изменениями отношений с конвекционной кинематикой, может трансформироваться в вертикальные движения и приводить к образованию длительно развивающихся крупных структурных форм на уровне коры и мантии.

Рассмотренные явления в принципе имеют глобальный характер, но могут реализовываться в региональных и даже локальных масштабах. К глобальным проявлениям западного перемещения земных слоев можно отнести тихоокеанские области фронтового торошения и арьергардные зоны островных дуг и окраинных морей.

Приливное трение приводит к замедлению вращения Земли со скоростью порядка  $10^{-22}$  рад за секунду, что установлено инструментальными астрономическими измерениями. С этим замедлением связано преобразование энергии вращения планеты в ее внутреннюю энергию со скоростью порядка  $10^{27-28}$  эрг в год. В далеком геологическом прошлом, согласно Ф. Стейси [9], эта скорость могла быть в миллион раз больше, что хорошо подтверждается особенностями развития планеты в раннем докембрии. Мощность тектонических процессов, по данным М. В. Гзовского [2], составляет  $10^{25}-10^{26}$  эрг в год.

Приведенные оценки поступления приливной энергии показывают, что ее среднее значение за все время существования Земли может быть на несколько порядков выше любой другой и, значит, может определять всю сумму тектонических преобразований планеты.

Важнейшей особенностью поступления приливной энергии является ее **организационный** характер, т. е. регулярный во времени и пространстве, благодаря чему приливное воздействие может модулировать или организовывать другие более мощные источники энергии. Важно также, что в рассмотренном механизме происходит **непосредственное пре-**

образование энергии вращения Земли в энергию тектонических движений, минуя тепловую.

Так как тектоническая энергия конвертируема, она способна обеспечить не только многие механические процессы (вертикальные и горизонтальные движения, образование разломов, тектоническую расчлененность и т. д.), но и обширную гамму термальных преобразований, во всяком случае в пределах коры и мантии, а именно расплавы, вулканизм, метаморфизм, возникновение зон пониженной вязкости или зон с другими измененными физическими свойствами.

Если представить себе существование сплошного слоя с вязкостью  $10^{20}$  П, которая обычно приписывается астеносфере, то с начала мезозоя внешняя оболочка Земли могла бы продвинуться в западном направлении на 25 тыс. км, иными словами, совершить примерно половину оборота. Учитывая сложность и неравномерность строения Земли, на что указывают многочисленные данные о неоднородности мантии, такое «безостановочное» и однородное движение практически невероятно.

Надо думать, что подавляющая часть энергии расходуется на разломы, вертикальные движения и термальные процессы вплоть до метаморфизма и образования вулканических очагов.

Короче говоря, организованная энергия космических воздействий может реализоваться в любых формах и наряду с другими источниками служить надежным энергетическим аргументом для многих геотектонических гипотез.

#### Литература

1. Бобряков А. П., Ревуненко А. Ф., Шемякин Е. И. О возможном механизме перемещения масс Земли. — Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 5, с. 1097—1099.
2. Гзовский М. В., Михайлова А. В. Энергетика тектонических, магматических и метаморфических процессов. — Тр. МОИП, 1972, т. XLVI, с. 120—136.
3. Дубровский В. А. Тектонические волны. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985, № 1, с. 29—34.
4. Копничев Ю. Ф. О строении верхней мантии и природе вулканизма в районах островных дуг. — Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 1, с. 89—92.
5. Ломакин В. В. Микропульсации земной коры в районе Байкала. — Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 4, с. 993—996.
6. Николаевский В. Н. Механика геоматериалов и землетрясений. — Итоги науки и техн. ВИНИТИ. Мех. деформ. тверд. тела, 1983, № 15, с. 149—230.
7. Ранкорн С. Динамические процессы в нижней мантии. М.: Мир, 1975, с. 286—298.
8. Синюков В. И. Формации и структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1986.
9. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972, с. 342.
10. Bostrom R. C. Motion of the Pacific plate and formation of marginal basins: asymmetric flow induction. — J. Phys. Earth, 1978, v. 26, p. 103—122.

Институт тектоники и геофизики  
ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию  
4.II.1986



УДК 551.14

БЕЛОУСОВ В. В., ПАВЛЕНКОВА Н. И.

**ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

На основании совместного использования геофизических и геологических данных устанавливается, что проявляются два вида взаимодействия между верхней мантией и корой: конструктивное и деструктивное. Первое связано с орогенным режимом и выражено в поднятии на поверхности и увеличении мощности континентальной коры. Второе связано с тафрогенным режимом; оно выражено на поверхности в прогибании, а на глубине — в уменьшении мощности континентальной коры и в ее замещении корой океанического типа. Растяжение земной коры в тафрогенном режиме заметно не проявляется.

**ВВЕДЕНИЕ**

Эндогенное развитие земной коры определяется ее взаимодействием с верхней мантией. Процесс этого взаимодействия, однако, мы не можем наблюдать. У нас есть возможность только фиксировать конечные результаты его в виде тех или иных структур. Последние могут быть изучены лишь отчасти геологическими, а главным образом — геофизическими методами, среди которых на первом месте методы глубинного сейсмического зондирования.

Ниже кратко суммируются геофизические сведения о некоторых особенностях глубинного строения земной коры и верхней мантии. Чтобы по возможности использовать надежные данные, эти сведения ограничиваются толщиной коры и сейсмическими скоростями в коре и верхней мантии. В небольшой степени привлекаются данные о тепловых потоках. А затем, добавляя данные о геологической истории, мы делаем некоторые выводы о формах взаимодействия между верхней мантией и корой и о направленности тех изменений в структуре тектоносферы, которые этим воздействием вызваны.

Полигоном для нашего исследования в основном служит вся Европа и часть Азии, входящая в состав Советского Союза. Данные для этого полигона наиболее полны и надежны.

Установлено, что толщина коры от места к месту меняется [7, 9, 16, 22, 24, 32]. Толщина коры — это один из трех важнейших параметров, определяющих свойства коры и вместе с тем доступных и надежных для определения. Два других параметра, характеризующих основные свойства коры, это глубина консолидированного фундамента и средняя сейсмическая скорость консолидированной части коры.

На основании этих трех критериев была предложена классификация типов коры, в которой для континентов, переходных зон и океанов выделено шесть типов коры, каждый из которых разделяется еще на 2—3 подтипа [6]. Признаками континентальной коры являются значительная толщина (свыше 25 км, обычно около 40 км, иногда более) и наличие мощного (>10 км) слоя со скоростями продольных сейсмических волн около 6 км/с. Этот слой называется гранитогнейсовым. Ниже него обычно выделяется слой со скоростью 6,5 км/с или несколько больше (гранулитобазитовый или, как называли раньше «базальтовый»). Океаническая кора много тоньше (<10 км), не содержит гранитогнейсового слоя, и характерные сейсмические скорости в ней 6,5—6,6 км/с. Обычно под тонким слоем осадков выделяют базальтовый слой (1,5—2,5 км), ниже которого залегают более плотные породы, представленные, по-видимому, основными и ультраосновными интрузивными образованиями. Среди переходных типов коры — близкие по толщине к кон-

тинентальной, но с «океаническими» сейсмическими скоростями (микронтиненты [20] и глубокие прогибы фундамента). Подчеркнем, что в нашей классификации типы коры выделяются не по их вещественному составу, который обычно плохо известен, а именно по сейсмическим параметрам. Того же характера параметры положены и в основу дальнейшего обсуждения.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯ ТОЛЩИНЫ КОРЫ

В обычных случаях толщина коры по распределению сейсмических скоростей устанавливается просто: она определяется глубиной раздела  $M$ , выше которого сейсмические скорости не превышают 7,0 км/с, а ниже возрастают до 8,1–8,2 км/с. Однако существуют случаи, когда в кровле мантии в связи с ее сильным нагревом («аномальная» мантия) сейсмические скорости сильно снижены (до 7,8 и даже 7,5 км/с), и другие случаи, когда в нижних слоях коры скорости повышаются до 7,2–7,4 км/с. Такое распределение скоростей делает границу коры и мантии в ряде случаев условной: мы оказываемся перед вопросом, следует ли некоторые слои считать аномально уплотненной частью коры или аномально разуплотненной частью мантии. Такой случай, например, наблюдается в Исландии.

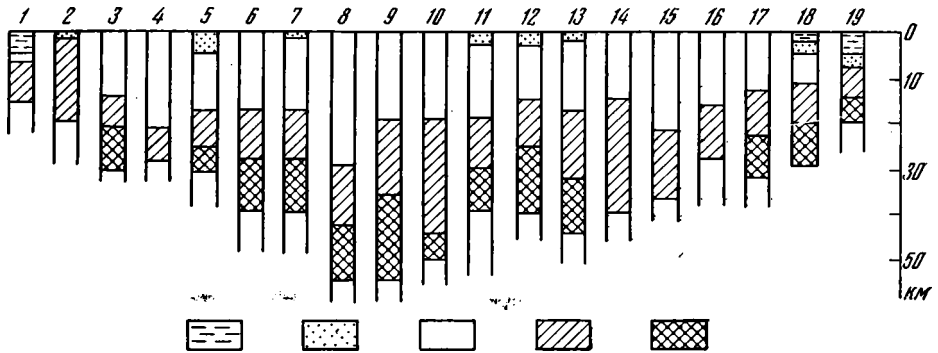


Рис. 1. Сейсмические модели крупных геоструктур Евразии, иллюстрирующие утолщение земной коры к внутренним частям континента. Модели составлены по работам [9, 14, 16, 22]

Цифры над колонками: 1 — Северная Атлантика, 2 — поднятие Рокколл, 3 — Шотландия, 4 — Французский массив, 5 — Северо-Германская впадина, 6 — Скандинавские горы, 7 — Восточно-Европейская платформа, 8 — Кавказ, 9 — Урал, 10 — Тянь-Шань, 11 — Туранская плита, 12 — Западно-Сибирская плита, 13 — Сибирская платформа, 14 — область байкальской складчатости, 15 — Сихотэ-Алинь, 16 — Дальний Восток, 17 — Камчатка, 18 — внешняя часть островной дуги, 19 — Тихий океан. Условные знаки характеризуют слои земной коры с разными значениями скоростей сейсмических волн, км/с (соответственно: <1,5; <5,8; 5,8–6,4; 6,5–6,7; 6,8–7,4)

Самая общая закономерность, касающаяся толщины земной коры, это уменьшение средней толщины коры от внутренних частей континента к его периферии (рис. 1). Эта особенность становится очевидной, если сравнить между собой тектонические зоны одного типа, например платформы во внутренних частях континента и на его окраинах. Во внутренних областях Восточно-Европейской и Сибирской платформ мощность коры достигает 45–50 км. По направлению к Северному Ледовитому океану она уменьшается до 40 и 35 км [7, 16]. Она уменьшается и по направлению к Атлантическому океану: в Западной Европе на молодой эпигерцинской платформе она не превышает 30–35 км [22], а на прилегающих мелководных шельфах до 15–20 км (плато Воринг) [25].

На дальневосточной периферии Евразии мало есть подходящих платформенных областей для сравнения, но все же отметим, что в Аюйской низменности и Буреинской впадине указывается толщина коры около 35 км [7].

К аналогичному результату мы придем, если будем сравнивать толщину коры в зонах новейшего горообразования, т. е. в зонах повышенной ее толщины. Известно, что на Памире толщина коры достигает 70 км. Под другими областями новейшего горообразования, расположенными во внутренних частях континента (Тянь-Шань, Кавказ, Альпы и др.), толщина коры достигает 50—55 км. А на дальневосточной периферии континента: в Сихотэ-Алине, на Камчатке, в Японии — под высокими горами толщина коры измеряется всего 30—35 км [16]. Она меньше, чем в центральных районах, и на противоположной периферии: в Скандинавских горах 40—45, в Шотландии не больше 30 км [22].

Всюду под морскими шельфами, окружающими континент, толщина континентальной коры уменьшается еще значительно — до 20—25 км [3, 18, 25]. А на континентальных склонах, там, где глубина моря достигает 2—3 км, происходит повсеместное полное выклинивание континентальной коры и замещение ее корой океанической [29].

Таким образом, континентальная кора в целом образуется на поверхности Земли линзы, соответствующие отдельным континентам.

Следующая закономерность связывает толщину коры с новейшими и современными эндогенными режимами. Эта закономерность накладывается на предыдущую и ее усложняет.

Об областях новейшего орогенного режима только что говорилось. Эти области характеризуются образованием поднятий на поверхности и повышенной толщиной коры по сравнению со средней. Кора находится в состоянии, близком к изостатическому, так как увеличение мощности коры («корни гор») гравитационно компенсирует возвышенный рельеф [1]. Хотя сейчас часто высказывается мнение, что орогенные поднятия и утолщение коры под ними представляют собой результат «скупивания», т. е. горизонтального сжатия и расплющивания коры, в геологической структуре таких зон нет признаков того, что поднятие на поверхности было результатом сжатия. Геологически для времени поднятия устанавливаются лишь признаки вертикальных, преимущественно глыбовых поднятий. Складчатые деформации, наблюдаемые в орогенных зонах, относятся к другой, более ранней стадии и не имеют прямого отношения к явлениям, принадлежащим орогенному режиму. Очевидно, что эти данные накладывают ограничения и на наши возможные предположения о происхождении «корней гор». Они должны были образоваться в результате перераспределения корового и мантийного материала, например путем выделения из мантии вещества, пополняющего кору.

Орогенному режиму противопоставляется режим, характернейшей чертой которого является образование глубоких прогибов в кровле консолидированной коры. Эти прогибы полностью или частично компенсируются накоплением осадков. Поверхность последних может быть выше уровня моря, но может быть и ниже него. По-видимому, наилучшим названием для этого режима является «тафрогенный режим». Но этот термин надо понимать широко: он отражает все случаи прогибания земной коры, связанные с преобразованием ее строения, а не только те узкие длинные провалы типа грабенов, которые прямо отвечают этимологии термина<sup>1</sup>. Сюда относятся глубокие прогибы любой формы — округлые, неправильные — и не обязательно ограниченные разрывами<sup>2</sup>.

В строении континентальной коры этот режим характеризуется сильным сокращением мощности консолидированной коры. Хотя прогиб заполнен осадками, в целом мощность всей коры меньше средней и граница М оказывается выпуклой (рис. 2). Такую выпуклость кровли мантии иногда называют «антикорнем».

<sup>1</sup> Тафрос по-древнегречески — «ров».

<sup>2</sup> Когда наша статья была сдана в печать, появилась другая статья, в которой те же впадины названы «лабигенными структурами» (Николаев В. Г. Лабигенные структуры западной части Альпийской складчатой области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1986, № 1, с. 64—79).

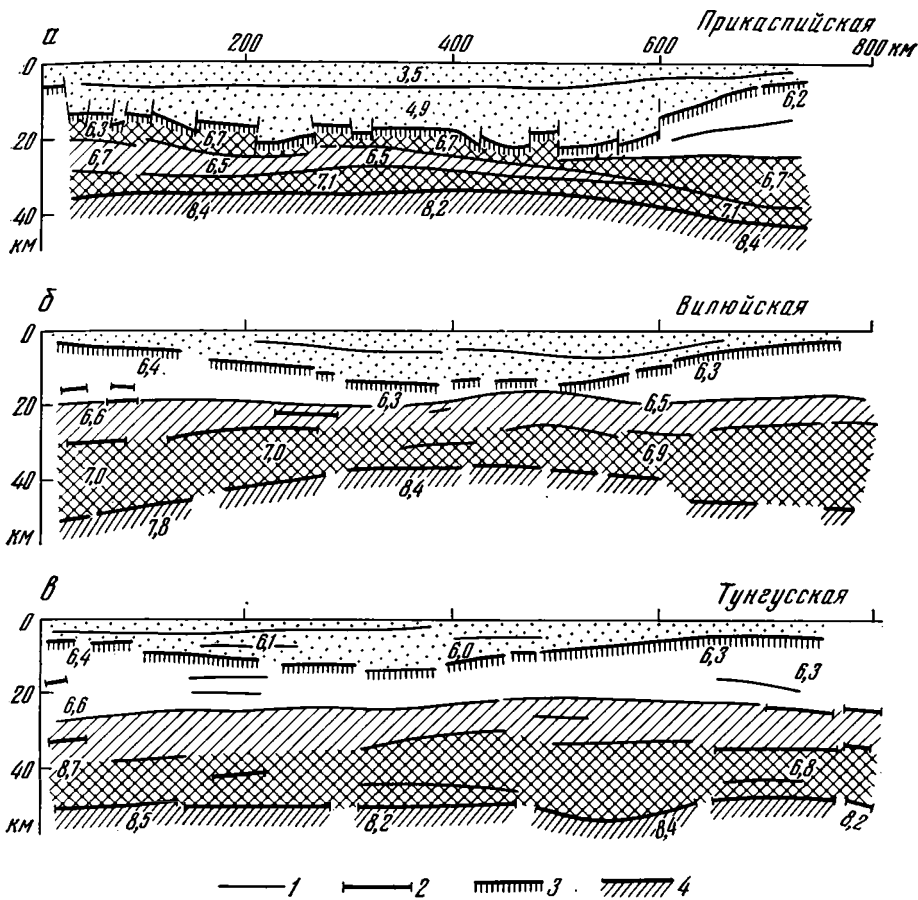


Рис. 2. Сейсмические разрезы глубоких платформенных впадин с корой переходного типа, т. е. с малой толщиной «гранитогнейсового» слоя [9, 16]  
 1 — изолинии скорости или преломляющие границы; 2 — отражающие границы; 3 — поверхность фундамента; 4 — границы М. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1

И в этом случае, как и при орогенном режиме, земная кора близка к изостатическому равновесию. Низкая плотность осадков компенсируется тяжелым материалом выступа мантии. Примерами могут служить Прикаспийская, Вилюйская (рис. 2, а, б) и Днепровско-Донецкая синеклизы. Но в строении прогибов этого типа могут быть различия.

В одних случаях все выделяемые сейсмическими методами слои консолидированной коры уменьшаются в мощности более или менее равномерно, в других — резко уменьшается мощность верхнего, низкоскоростного (гранитогнейсового), слоя (рис. 3).

Наблюдаются также случаи, когда при сохранении в общем нормальной толщины коры под тектоническими прогибами, заполненными рыхлыми осадками, внутри коры обнаруживаются прослои, линзы или неправильные включения ненормально плотного материала с сейсмическими скоростями выше 7 км/с. Это наблюдается, например, в разрезе коры Куринско-Рионского прогиба (рис. 3, а) или на покрытом мелким морем плато Воринг [25].

Все эти случаи — и образование слоев или включений высокоплотного материала в коре, и образование «антикорня» — можно считать единым явлением замещения части континентальной коры материалом с более высокими сейсмическими скоростями.

Отметим еще, что там, где глубокий тектонический прогиб заполнен не рыхлыми осадками малой плотности, а породами более тяжелыми, плотность которых (например, в результате метаморфизма) приблизилась к плотности подстилающей их консолидированной коры, выступ

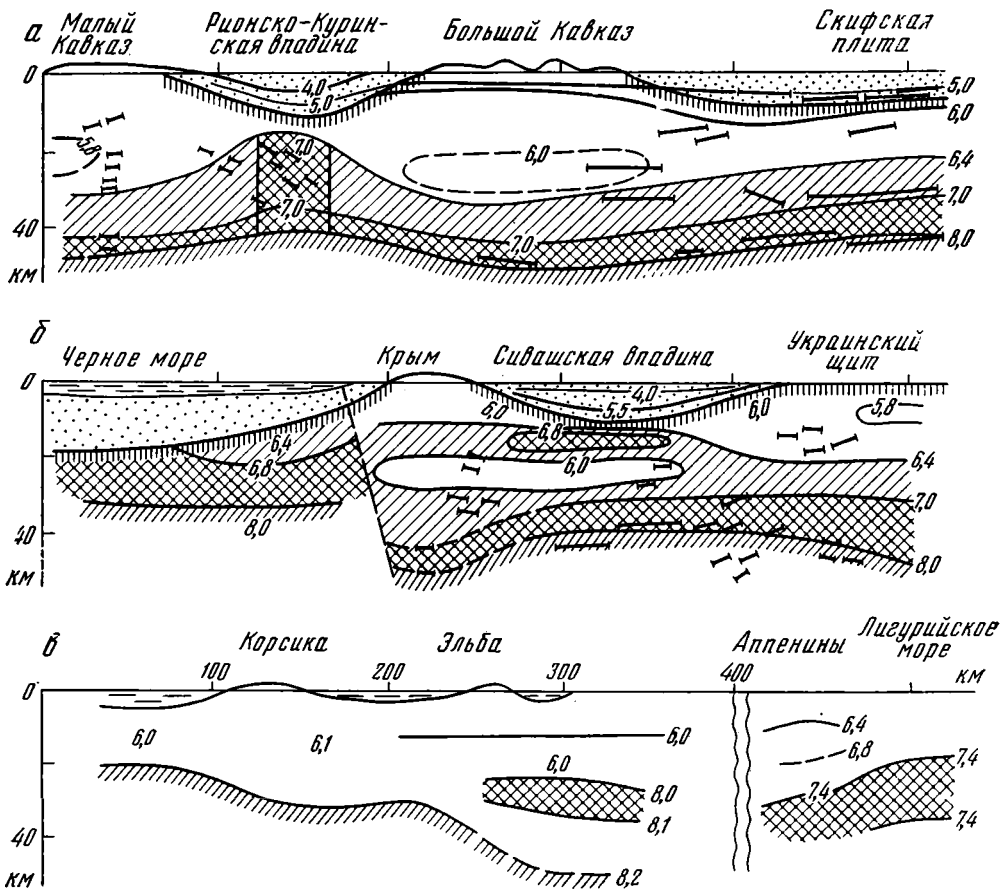


Рис. 3. Сейсмические разрезы орогенных областей и внутренних морей Средиземноморского пояса [16, 29], иллюстрирующие переход от толстой низкоскоростной коры континентального типа в районе гор и платформенных плит к утоненной коре переходного типа (практически к «океанической» коре) в районе внутренних морей. Усл. обозн. на рис. 1 и 2

мантии отсутствует и подошва коры в целом горизонтальна. Примером может служить Донецкий бассейн [16] или Тунгусская синеклиза, выполненная плотными плато базальтами (см. рис. 2, в [9]). Изостатическое состояние земной коры в этом случае обеспечивается без выступа верхней мантии, поскольку осадки, выполняющие прогиб, не выделяются по своей плотности на фоне других слоев коры.

Особого внимания заслуживают те прогибы на континентах, где вся консолидированная кора сложена слоем, который по сейсмическим скоростям является гранулитобазитовым («базальтовым»). Это наблюдается в наиболее глубоких прогибах, например в Прикаспийском прогибе, где мощность осадков превышает 20 км [16] (см. рис. 2, а). Интерес вызывает то обстоятельство, что в подобных случаях на континентах под самой глубокой частью прогиба обнаруживается кора, которая по геофизическим параметрам является в сущности океанической.

Прикаспийский прогиб находится в пределах широкой Средиземноморской полосы тектонических впадин, охватившей весь юг Европы. Впадины, принадлежащие к этой полосе, могут быть расположены в некоторый структурный ряд. Неподалеку находится южная впадина Каспийского моря, где под столь же мощными осадками и мелким морем залегает такая же консолидированная кора океанического типа [7, 12]. Незначительно отличается от этой впадины центральная часть

Черного моря с ее «базальтовой» корой, хотя мощность рыхлых осадков здесь меньше и глубина воды больше, чем в предыдущем случае [13] (см. рис. 3, б).

Ряд можно продолжить через Эгейское море и восточную часть Средиземного моря (рис. 3, в) к наиболее глубоким (Тирренской и Алжиро-Прованской) впадинам западной части Средиземного моря [11, 29]. В первых двух случаях под слоем воды в 2–3 км залегают рыхлые осадки, мощность которых колеблется от 3 до 6 км, подстилаемые корой континентального типа, но с уменьшенной в значительной степени толщиной. А на западе Средиземноморского бассейна в наиболее глубоких частях впадин консолидированная кора принадлежит преимущественно океаническому типу, осадки на ней имеют меньшую мощность, а море глубже.

Все перечисленные структуры образовались в процессе прогибания земной коры, в одних местах более, в других менее длительного. Они различаются возрастом, степенью компенсации прогибания осадконакоплением, современным положением поверхности осадков по отношению к уровню моря, но образуют единый ряд. На одной стороне ряда — типичные континентальные структуры, на другой — глубокие морские впадины. Во всех случаях, где существуют достаточные геологические данные, выясняется, что исходным состоянием коры было отсутствие прогиба и континентальная обстановка.

На месте Прикаспийского прогиба опускание началось еще в рифее в континентальных условиях и, меняя свои темпы, продолжалось все последующее геологическое время.

Начало прогибания в южной впадине Каспийского моря и в Черном море не может быть точно установлено. Вероятно, оно падает на конец мезозоя. Обе эти впадины расположены симметрично на продолжении срединного Куринско-Рионского массива, который судя по имеющимся данным, был обнажен на поверхности в конце палеозоя и начале мезозоя [11].

Образование собственно Средиземноморских впадин произошло много позже — в неогене. Например, Тирренская и Алжиро-Прованская впадины заложилась лишь в миоцене. Тогда здесь установился лагунный режим. А глубокое море возникло лишь в плиоцене. Еще в олигоцене на месте западной части Средиземного моря была возвышенная суша с континентальной корой, продукты денудации которой, водной и тектонической, скапливались в виде флиша, моласс и лоскутов гравитационных шарьяжей в окружающей зоне, которая в настоящее время входит в состав горных хребтов, окаймляющих море [33, 34].

Все эти впадины должны быть отнесены к проявлениям тафрогенного режима в нашем понимании этого термина.

Проявление того же режима следует видеть во впадинах окраинных морей в зоне перехода от континента Евразии и Австралии к Тихому океану. Частично эти моря располагаются на утоненной континентальной коре. Но таковы только наиболее мелкие моря — Охотское, Желтое, Восточно-Китайское, мелкие части Берингова и Кораллового морей. В основном эта группа морей располагается на океанической коре.

Геологическая история окраинных морей, как и Средиземноморских впадин, состоит в прогибании земной коры [5]. Там, где моря подстилаются континентальной корой, разрез осадочных отложений, судя по данным бурения и драгирования, начинается снизу, с континентальных фаций или с трансгрессивной серии мелководных морских осадков. На базальтовом фундаменте океанической коры непосредственно лежат морские осадки, но их смена вверх по разрезу указывает, как правило, на увеличение глубины бассейнов. Начало прогибания в разных морях приходится на разное время — от палеоцена до плиоцена. Отметим еще, что во всех случаях образования прогибов кора отражает состояние, близкое к изостатическому равновесию.

В предложенной ранее классификации эндогенных режимов тафрогенный режим не выделялся [4]. Возможность его выделения появилась после того, как для характеристики состояния коры был использован комплексный геолого-геофизический подход, который показал, что существует широкая категория структур, которые объединяются преобразованием коры в сторону уменьшения толщины ее консолидированной части и замещения в ней в той или иной степени слоев типично «континентального» характера слоями «океанического» характера вплоть до полного замещения континентальной, по геологическим особенностям, коры корой, по тем же особенностям, океанической. Этот режим является противоположностью орогенному, при котором, наоборот, усиливается «континентальность» коры и мощность ее возрастает.

Чтобы выяснить положение тафрогенного режима в общей классификации ранее выделенных эндогенных режимов [5], необходимы дальнейшие исследования. Во всяком случае этот вопрос выходит за рамки задачи данной статьи.

Получила широкое распространение точка зрения, что структуры, именуемые нами тафрогенными, вызваны растяжением земной коры [19, 23, 26, 28]. Согласно этим представлениям, на начальных стадиях континентальная кора растягивается частично пластическим образом (в своих нижних слоях), часто путем образования сбросов листрического типа. При последующем растяжении континентальная кора разрывается, глыбы ее раздвигаются, а между ними обнажается верхняя мантия, на поверхности которой формируется кора океанического типа.

Эта схема применяется к любому случаю, когда наблюдается прогибание земной коры с замещением континентальной коры океанической или без такого замещения независимо от размера прогибания и формы прогиба. Между тем во многих случаях такая схема явно противоречит даже элементарным геометрическим соображениям. Например, если прогиб имеет округлую форму и находится внутри континентальной области спокойного тектонического режима, как Прикаспийский прогиб. В этом случае для растяжения просто нет места. Южно-Каспийскую впадину и Черное море также невозможно вообразить как структуры растяжения. Для того чтобы представить себе впадины Средиземного моря результатом растяжения земной коры, необходимо конструировать чрезвычайно сложные системы перемещений как внутри самих впадин, так и в окружающих областях. Такие системы совершенно произвольны и не находят себе никаких подтверждений в геологических наблюдениях.

Даже применительно к окраинным морям переходной зоны от континента к Тихому океану, где, казалось бы, применить схему растяжений легче всего, она не выдерживает критики. В самом деле, если окраинные моря образовались позади островных дуг путем растяжения, то, восстанавливая исходное состояние, существовавшее до растяжения, мы вынуждены будем разместить все островные дуги вдоль края континентальной коры Азиатского и Австралийского континентов. Дуги образуют тогда чрезвычайно извилистую полосу. Как путем растяжения «задуговых бассейнов» из этой извилистой полосы получилась столь правильная форма современных островных дуг? Особенно удивительно, как образовалась столь прямолинейная цепь островов Тонга и Кермадек: она ведь должна была образоваться в результате одновременного последовательного растяжения коры в трех морях: Тасмановом (поздний мел — палеоцен), Южно-Фиджийском (палеоген) и Лау (неоген).

К этому еще надо прибавить, что во многих случаях растяжение, судя по возрасту осадков, должно было начаться до того, как поднялась окаймляющая море островная дуга. Все островные дуги в современном виде поднялись не раньше конца палеогена, преимущественно в неогене. До той поры на месте дуг существовали прогибы, в которых накапливались мощные вулканогенно-осадочные комплексы пород. А начало прогибания ряда окраинных морей приходится на палеоцен,

эоцен, олигоцен. Значит ли это, что при растяжении земной коры передвигался прогиб земной коры и что из него уже на новом месте поднялась островная дуга?

Впрочем, все эти рассуждения стали излишними после того, как Е. В. Артюшков и М. А. Бэер показали [17], что в структуре тафрогенных прогибов отсутствуют структурные признаки растяжения, достаточного для наблюдаемого размера прогибания. После того как этот вопрос был указанными авторами поставлен на количественную основу, стала особенно ясной вся неприемлемость схемы растяжения.

Таким образом, тафрогенные структуры представляют собой результат не растяжения, а простого прогибания.

Преобразования земной коры, происходящие при этом, включают не только утонение континентальной коры, но и смену континентальной коры океанической, т. е. процесс океанизации. Ступенями к нему являются уменьшение мощности отдельных слоев консолидированной части континентальной коры, а затем и полное выпадение гранитогнейсового слоя, точнее, слоя с сейсмическими скоростями порядка 6,0–6,3 км/с.

Только что цитированные авторы высказали гипотезу эклогитизации континентальной коры как объяснение процесса океанизации [2, 17].

По тому же поводу была высказана и другая точка зрения [5]. Она предполагает, что в обстановке очень сильного нагрева верхней мантии, когда не только из нее расплавляются основные магмы, но когда плавлению подвергается и ультраосновной материал мантии, создаются условия для разрушения континентальной коры и ее поглощения мантией, и на поверхности континентальная кора на месте замещается океанической.

Здесь механизм этого процесса рассматриваться не будет.

Однако к проблеме выбора между различными гипотезами океанизации, возможно, имеют отношение те закономерности, которым подчиняется следующий геофизический параметр, характеризующий кору, а именно средняя сейсмическая скорость.

### СРЕДНЯЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ СКОРОСТЬ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Наблюдается связь средней сейсмической скорости с величиной теплового потока. При этом связь эта бывает разнонаправленной. В одних случаях повышенный тепловой поток сопровождается низкими средними сейсмическими скоростями в консолидированной коре; в других — связь обратная: повышенный тепловой поток сочетается с повышенными средними сейсмическими скоростями.

Первый тип связи характерен для зон орогенного режима, т. е. для областей с возвышенным рельефом, особенно, если эти области расположены во внутренних частях континентов. Примерами являются Альпы, Кавказ, Памир, где при тепловом потоке, в среднем равном 1,8–2,0 ед. т. п., средние сейсмические скорости не поднимаются выше 6,2–6,3 км/с [10]. Западная Европа, являющаяся активизированной молодой платформой, также характеризуется высоким тепловым потоком [21]. Кора здесь, как уже отмечалось, тонкая, а средние сейсмические скорости равны 6,1–6,2 км/с [22].

Противоположные случаи связаны с тафрогенным режимом. В Средиземном море в глубоких впадинах тепловой поток в среднем превышает 2 ед. т. п., а средние сейсмические скорости в консолидированной коре колеблются от 6,4 до 6,8 км/с. Совершенно аналогичные условия характеризуют окраинные моря Дальнего Востока, Юго-Восточной Азии, Океании. Там также наблюдаются повышенные тепловые потоки (в 2–2,5 раза выше нормального) и повышенные средние сейсмические скорости (около 6,6 км/с). Блоки коры с повышенными скоростями характерны для шельфовых зон островных дуг (рис. 4).

Интересно отметить, что на Камчатке, несмотря на возвышенный континентальный рельеф и континентальный тип коры, при высоком



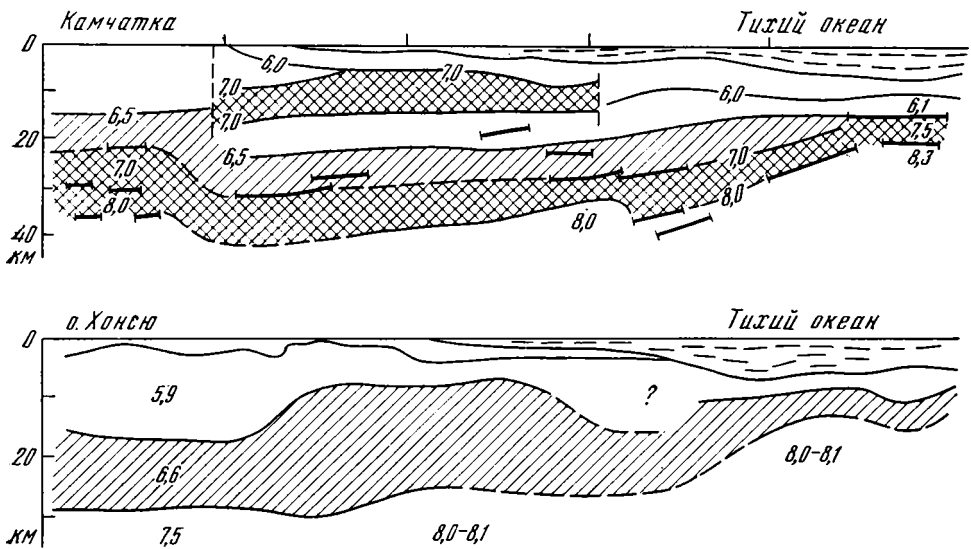


Рис. 4. Сейсмические разрезы через переходную зону от островных дуг к Тихому океану [14, 18], на которых видно увеличение сейсмических скоростей в коре в краевых зонах дуг. Усл. обозн. на рис. 1 и 2

тепловом потоке средняя сейсмическая скорость достигает 6,4–6,5 км/с [3]. Эти высокие значения, по-видимому, как-то связаны с тем, что Камчатка принадлежит к той же зоне перехода от континента к океану, как и только что упомянутые окраинные моря.

Есть основания полагать, что с увеличением возраста тафрогенных структур величина теплового потока уменьшается. Он бывает высоким в начале прогибания, а позже, со временем, угасает. В древней Прикаспийской впадине сейчас наблюдается нормальный тепловой поток. Но средние сейсмические скорости в консолидированной коре сохранились высокие — 6,5–6,7 км/с.

### НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Обратимся теперь к верхней мантии. Установленные латеральные неоднородности в верхней мантии глубоко проникают в последнюю. Эти неоднородности снова тесно связаны с тепловым потоком [8, 18, 30, 31].

В кровле мантии сейсмические скорости колеблются от 7,6 до 8,3 км/с, понижаясь в местах повышенных тепловых потоков и повышаясь там, где тепловой поток нормальный. Повышенный тепловой поток совпадает с зонами возбужденных эндогенных режимов — орогенного, тафрогенного, геосинклинального.

Сейсмологические методы, а также длинные профили ГСЗ, пересекающие территорию СССР, выявляют и более глубокие неоднородности. Суммарно эти неоднородности продолжают вглубь те, которые наблюдаются в кровле верхней мантии: вся толща верхней мантии до глубины по крайней мере 200 км под зонами возбужденных эндогенных режимов отличается меньшими сейсмическими скоростями по сравнению со спокойными зонами [8]. Возбужденная мантия — это разуплотненная мантия. Именно в этих зонах нередко возникает вопрос, какие слои отнести еще к коре, а какие уже к мантии.

Более детальные исследования обнаруживают в верхней мантии на разной глубине (обычно между 70 и 250 км) слои или линзы материала с пониженными сейсмическими скоростями — сейсмические волноводы. Разуплотненные области верхней мантии отличаются от других областей большим числом таких прослоев и линз, тогда как сплошной сейсмической астеносферы в верхней мантии нет. Суммарно эти разуплотненные зоны вырисовываются изменением глубины слоев с определен-

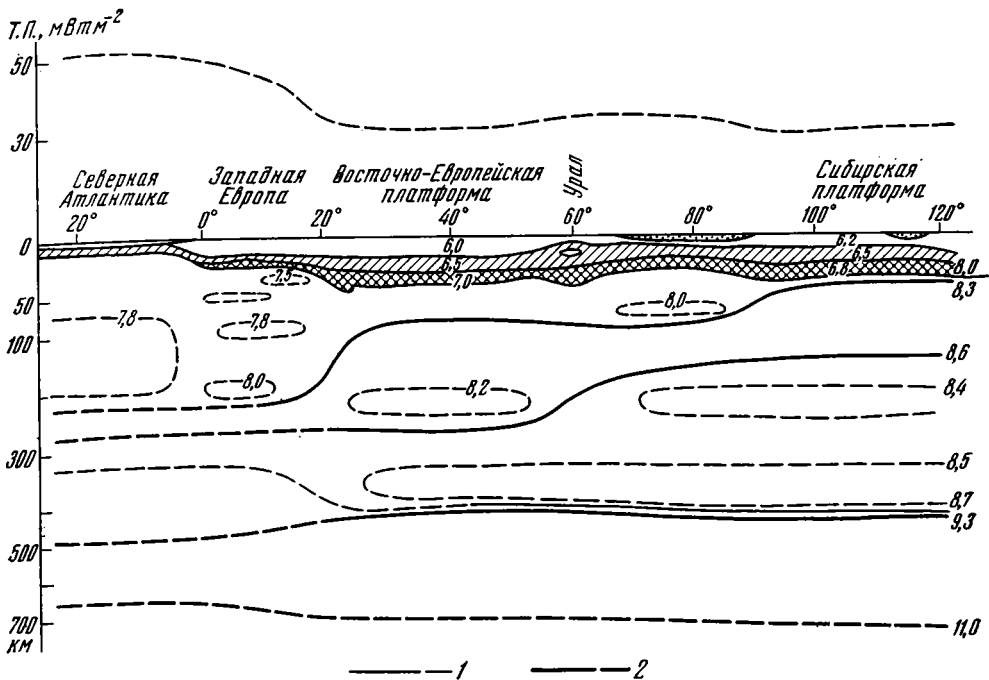


Рис. 5. Схематический разрез земной коры и верхней мантии Евразии [31], иллюстрирующий большую глубину проникновения зон «аномальной мантии» под тектонически активными регионами и корреляцию этих зон с областями утоненной коры  
 1 — изолинии скорости (уверенные и неуверенные); 2 — сейсмические границы

ными сейсмическими скоростями. Например, по мере продвижения от прогретой мантии Западной Европы к спокойной мантии Восточно-Европейской и Сибирской платформ с их низким тепловым потоком можно видеть, как в этом направлении в верхней мантии поднимаются все скоростные границы. Например, скорость 8,3 км/с в Западной Европе располагается глубже 200 км, а под Восточно-Европейской и Сибирской платформами она обнаруживается соответственно на глубине 110 и 50 км (рис. 5). В этом же направлении уменьшается роль сейсмических волноводов в мантии.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перечисленные данные отражают строение коры и верхней мантии в разных структурных обстановках. Все эти обстановки являются соответствующими стадиями развития тектоносферы, как бы мгновенными кадрами, вырезанными из последовательности происходящих в тектоносфере событий. Геологические методы позволяют воссоздать эту последовательность, и тогда ряд рассмотренных обстановок окажется между собой не только в пространственном, но и во временном соотношении. Как уже указывалось, геологической очевидностью является то, что до того, как возник в земной коре прогиб, заполненный осадками, и кровля консолидированной части коры прогнулась, на месте прогиба был равный участок и кровля консолидированной части коры была горизонтальной. Выровненное положение кровли консолидированной коры предшествовало и поднятию горных хребтов.

Теперь, прежде чем двинуться дальше, нам нужно принять некоторую гипотезу. В очевидности ее трудно усомниться, но нельзя упускать из виду, что это все же гипотеза.

Она состоит в том, что наблюдаемые сейчас определенные сочетания рельефа подошвы коры с рельефом поверхности ее консолидированной части и с осадками, выполняющими прогибы, а также сочетания средних сейсмических скоростей в консолидированной коре с величиной теплового потока представляют собой отражение закономерностей,

общих не только для настоящего времени, но и для геологического прошлого. Из предыдущего было видно, что указанные сочетания таковы, что они соответствуют состоянию земной коры, близкому к изостатическому равновесию. Значительных отклонений от этого состояния сейчас в земной коре нигде не наблюдается. У нас нет никаких оснований предполагать, что такие отклонения существовали и когда-либо ранее. Многие данные говорят за то, что в недрах Земли существует механизм, который пристально следит за тем, чтобы равновесие, если оно нарушится, было бы быстро восстановлено (см., например, [1]). Во всяком случае это единственная гипотеза, из которой можно исходить, перенося наблюдения над современной структурой коры и верхней мантии на прошлое.

Если следовать этой гипотезе, то мы, суммируя все предыдущие, можем сделать некоторые выводы о формах взаимодействия верхней мантии и коры.

Уже ранее делался вывод, что в целом есть достаточно оснований утверждать, что эндогенная активность прямо коррелируется с величиной теплового потока. Современные возбужденные режимы пространственно связаны с зонами повышенных тепловых потоков [8, 21].

Эта общая связь может быть сейчас несколько конкретизирована. Рассмотренный выше материал позволяет предполагать, что термическая активизация материала верхней мантии приводит к воздействию этого материала на кору. При этом воздействие может быть двояким: одно из них можно назвать **конструктивным**, другое — **деструктивным**.

При конструктивном воздействии происходит увеличение мощности коры, ее наращивание. Одновременно кора обогащается материалом с низкой плотностью и низкой сейсмической скоростью, что ведет к понижению средней сейсмической скорости в консолидированном слое коры. Такое взаимодействие мантии и коры наблюдается преимущественно в зонах орогенеза эпигеосинклинального и эпиплатформенного, в зонах новейшей активизации земной коры в континентальных условиях. В типичных орогенных зонах образуются при этом «корни гор», в случае более умеренной послеплатформенной активизации в тех же условиях воздействие мантии на кору сказывается главным образом на средних сейсмических скоростях (например, в Западной Европе).

Деструктивное воздействие мантии на кору проявляется в областях тафрогенеза, где поверхность коры прогибается. Это воздействие состоит в замещении части континентальной коры снизу выступом мантии или в образовании внутри коры прослоев или включений иной формы материала с повышенными сейсмическими скоростями и, следовательно, с повышенной плотностью. При этом средние сейсмические скорости в консолидированной коре повышаются. Сюда относятся все приведенные выше примеры тафrogenных структур — от Прикаспийского прогиба до Средиземного и дальневосточных окраинных морей. Подчеркнем еще раз, что какая-либо заметная роль растяжения в процессе тафрогенеза отрицается. Замещение слоев континентальной коры более плотным материалом может достигать разной степени. В Прикаспийском прогибе, в его наиболее глубокой части, целиком пропадает гранитоидный слой и мощные осадки, заполнившие прогиб, подстилаются корой океанического типа.

Указывалось также, что через этот случай, наблюдаемый еще на суше, прослеживается последовательность к южной впадине Каспийского моря, к Черному и западной части Средиземного моря. Это последовательность все более и более выраженного деструктивного воздействия мантии на континентальную кору.

В этот же ряд следует поставить и окраинные моря Дальнего Востока. Они также принадлежат к зоне теплового возбуждения мантии, прогибания земной коры, разрушения континентальной коры и замещения ее океанической. В свете особенностей состояния этой переходной зоны можно понять и то, что наблюдается на Камчатке: повышенные сейсмические скорости в коре, проявляющиеся в обстановке высокого

теплого потока, можно рассматривать как начальную стадию деструктивного воздействия мантии на континентальную кору, получившего большее развитие в соседних окраинных морях.

Таким образом, деструктивное воздействие мантии на континентальную кору приводит в конце концов к океанизации — к замещению континентальной коры океанической.

Отметим, что обе формы взаимодействия связаны с возбужденным состоянием мантии, с ее высокой температурой. Больше того, сходство условий, в которых эти две формы взаимодействия проявляются, подчеркивается их региональной близостью. Область Средиземноморья является областью, где развиты в непосредственном соседстве оба эти процесса — орогенез и тафрогенез. Они совпадают и по времени: оба приходятся в основном на неоген-четвертичное время. Точно так же процессы оро- и тафрогенеза соседствуют регионально и сопутствуют один другому во времени в переходной зоне от континентов Азии и Австралии к Тихому океану.

В Средиземноморье процесс тафрогенеза в большей мере охватил западную часть и постепенно затухает к востоку и северо-востоку. На западе — глубокие котловины западной части Средиземного моря, на востоке — менее глубокие котловины восточной части того же моря, Эгейское и Черное моря, южная впадина Каспийского моря, Прикаспийский прогиб. Дальше к востоку находится обширная горная область Центральной Азии, где, как будто, мало проявлений тафрогенеза. Только Байкальский рифт находится на северной периферии этой области. Однако, по гравиметрическим и геохимическим данным, некоторые исследователи говорят о зоне «предрифтового» состояния в Монголии и юге Сибири [15]. Может быть, в недрах Центральной Азии идет процесс подготовки к образованию тафрогенных структур, которые в будущем присоединятся к Байкальскому рифту и поведут к возникновению новых средиземных морей? А еще восточнее с точки зрения связи орогенеза с тафрогенезом заслуживает особого рассмотрения Китайская платформа, испытавшая тектоно-магматическую активизацию в мезозое и кайнозое.

Почему же нагрев верхней мантии, происходящий в одно и то же время и в одной и той же зоне, приводит в одних конкретных случаях к пополнению континентальной коры легким материалом, к увеличению ее мощности, а в другом — к образованию в континентальной коре тяжелых включений, уменьшению ее мощности, захвату части ее материалом мантии и в конце концов к замещению континентальной — по геофизическим параметрам — коры океанической? Зависит ли выбор того или другого взаимодействия от степени нагрева верхней мантии или от состава выделяемых из нее продуктов? И какой механизм при обоих этих противоположных процессах обеспечивает изостатическое равновесие коры? Вероятно, этот механизм может быть различным в зависимости от проницаемости коры, ее толщины, состава, температуры мантии и т. п.

Ответить определенно на эти вопросы окажется возможным, по-видимому, только тогда, когда очередная сверхглубокая скважина проникнет в ту глубинную зону коры, где происходит замещение типичных континентальных слоев земной коры с типичными континентальными свойствами слоями с типичными океаническими свойствами.

Пока же нам остается двигаться ощупью. Для дальнейшей разработки соответствующих гипотез требуется привлечение не только геологических и геофизических, но в еще большей мере геохимических данных.

#### Литература

1. Артемьев М. Е., Голланд В. Э., Ниаури Г. А. Новые данные по изостазии Кавказа. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1985, № 2, с. 3—15.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 329 с.
3. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
4. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
5. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.

6. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры.— Геотектоника, 1985, № 1, с. 3—14.
7. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975. 167 с.
8. Гордиенко В. В., Павленкова Н. И. Принципы построения комплексных геофизических моделей земной коры и верхней мантии переходных зон Атлантического типа.— Тихоокеан. геология, 1984, № 1, с. 85—93.
9. Егоркин А. В., Чернышев Н. М. Информативность и достоверность глубинных сейсмических исследований с применением промышленных взрывов.— В кн.: Комплексные геолого-геофизические исследования земной коры. Новосибирск: Тр. СНИИГГИМС, 1984, с. 60—70.
10. Карта теплового потока и глубинных температур: Пояснительная записка/Под ред. Я. Б. Смирнова. М.: ГУГК СССР, 1980. 180 с.
11. Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 96 с.
12. Неволин Н. В. Глубинное строение Прикаспийской впадины.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 49—60.
13. Непрочнов Ю. П., Муратов М. В., Маловицкий Я. П., Непрочнова А. Ф. Строение дна глубоководной котловины Черного моря.— В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975, с. 117—123.
14. Павленкова Н. И. Структура литосферы и задачи сейсмических исследований.— В кн.: Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981, с. 48—63.
15. Салтыковский А. Я., Грачев А. Ф., Геншафт Ю. С. Некоторые закономерности пространственного распределения петрогенных элементов в базальтах Байкало-Монгольского региона.— В кн.: Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. ИФЗ АН СССР, 1980, с. 3—27.
16. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
17. Artuyshkov E. V., Baer M. A. Mechanism of continental crust subsidence in fold belts: the Urals, Appalachians and Scandinavian Caledonides.— Tectonophysics, 1984, v. 100, № 2—3, p. 5—42.
18. Asada T., Asano S. Explosion seismology.— In: The crust and upper mantle of the Japanese area. Pt. 1, Geophys., Tokyo, 1972, p. 45—68.
19. Bott M. H. P. Problem of the formation and geodynamic development of Atlantic-type continental margins.— In: Continental margins of Atlantic type. Anais da Academia Brasileira de Ciencias, 1976, v. 48, Suplemento, p. 43—57.
20. Carlson R. L., Christensen N. Y., Moore R. P. Anomalous crustal structures in ocean basins: continental fragments and oceanic plateaus.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1980, v. 51, p. 171—180.
21. Cermak V. Terrestrial heat flow in Europe and general features of its regional distribution.— In: Travaux Geophysiques. Praha, 1984, t. 29, № 563, p. 315—324.
22. Explosion seismology in Central Europe, Data and Results/Eds P. Giese et al., B., 1976. 429 p.
23. Fuchs K. Geophysical contributions to tephrogenesis.— In: Approaches to Tephrogenesis/Ed. Illies J. H. et al. Stuttgart: Schweizerbart, 1974, p. 420—432.
24. Gutereh A., Crad M., Materzok R., Toporniewicz S. Structure of the Earth's crust of the Permian basin in Poland.— Acta geophys. Polon., 1983, v. XXXI, № 2, p. 121—138.
25. Hinz K. The seismic crustal structure of the Norwegian continental margin in the Voring Plateau in the Norwegian Deep Sea and on the Eastern Flank of the Jan Mayen Ridge between 66° and 68° N.— Intern. Geol. Congr., 24th Secs., Sec. 8. Montreal, 1972, p. 28—36.
26. Jackson H. R., Keen C. E., Barrett D. L. Geophysical studies of the eastern continental margin of Baffin Bay and in danchester Sound.— Canad. J. Earth Sci., 1977, v. 14, № 9, p. 1991—2001.
27. Makris J. Crustal structure of Aegean Sea and the Helenides obtained from geophysical surveys.— J. Geophys. Res., 1978, v. 41, p. 441—443.
28. McKenzie D. Active tectonics of the Alpina-Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions.— Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1978, v. 55, p. 217—254.
29. Morelli C., Giese P., Carozzo M. T. et al. Crustal and upper mantle structure of the Northern Apennines, the Ligurian Sea, and Corsica derived from seismic and gravimetric data.— Bol. Geofisica, 1977, № 75—76, p. 36—47.
30. Pavlenkova N. I., Yegorkin A. V. Upper mantle heterogeneity in the northern part of Europe.— Phys. Earth and Planet. Interiors, 1983, v. 33, p. 180—193.
31. Panza G. F., Mueller St., Calcagnile G. The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves.— Pageoph., 1980, v. 118, p. 1209—1213.
32. Prodehl C., Pakiser L. C. Crustal structure of the southern Rocky Mountains from seismic measurements.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, Pt. 1, v. 91, p. 147—155.
33. Selli R. Appunti sulla geologia del Mar Tirreno. Rendiconti del Seminario Aella Facoltà di Scienza del 'Università di Cagliari. Bologna, 1974, p. 327—351.
34. Wezel F. C. The Tyrrhenian Sea: a rifted Krikogenic — Swell Basin.— Mem. Soc. Geol. It., 1982, v. 24, p. 531—568.

УДК 551.24 : 551.71/72

МАРКОВ М. С., ФЕДОРОВСКИЙ В. С.

## К ПРОБЛЕМЕ ГЕОДИНАМИКИ РАННЕЙ ЗЕМЛИ: АСПЕКТЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ПЛАНЕТОЛОГИИ И ГЕОЛОГИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Рассмотрены возможные методические подходы к пониманию геодинамики ранней Земли. Показано, что в истории Земли существовали рубежи, с которыми связано резкое изменение в строении ее литосферы, а следовательно, и в геодинамике. Первый из этих рубежей знаменует окончание этапа интенсивнейшей метеоритной бомбардировки и отвечает переходу от катархейской к архейской истории Земли, второй связан с интенсивным ростом континентальной коры в конце позднего архея — раннем протерозое. Эти рубежи отвечают сменам общих геодинамических обстановок на лике планеты. Утверждается, что поиски прямых аналогий в геодинамике современной и раннедокембрийской тектоносферы вряд ли правомерны.

### ВВЕДЕНИЕ

Современному этапу развития науки свойственно резко возросшее внимание к проблемам геодинамики. Это и понятно, так как появление концепции новой глобальной тектоники впервые позволило увязать в единые эволюционные схемы геодинамические режимы, особенности седиментогенеза и магматизма. Хотя концепция разработана на примерах современной и фанерозойской тектоносферы, в последние годы появились многочисленные попытки рассмотреть с позиций новой глобальной тектоники и геодинамику раннего докембрия. Такой подход в принципе оправдан: в геологии достаточно широко, часто и успешно используется метод актуализма. Вместе с тем нельзя забывать о том, что актуалистический подход имеет свои ограничения, значение которых по мере обращения к анализу все более ранних стадий развития Земли возрастает. Причина этого понятна, ибо процесс развития нашей планеты необратим.

Ранний докембрий (до 1,65 млрд. лет назад) в целом является особым мегахроном, но сам по себе он неоднороден. В его истории обособляются три главных этапа: катархейский (до 3,9 млрд. лет назад, т. е. до конца эпохи интенсивной метеоритной бомбардировки), архейский (до 2,6 млрд. лет назад) и раннепротерозойский (до 1,65 млрд. лет назад). По мере погружения в глубь геологического времени применение актуалистических приемов для расшифровки геодинамических режимов кажется все менее вероятным, а для самого раннего этапа они, видимо, просто исключены. Интуиция подсказывает, что собственно ранний докембрий (в привычном, традиционном его объеме, т. е. архей плюс ранний протерозой), соединяющий катархейскую и неогейскую историю, должен отражать влияние тех процессов, которые происходили на самом раннем этапе и создали матрицу для всего последующего развития Земли. Процессы, свойственные этому этапу, можно восстановить, используя данные сравнительной планетологии.

Вместе с тем ясно и то, что на втором и третьем этапах истории ранней Земли в ее тектоносфере появляются все более отчетливые и распознаваемые признаки геодинамики «фанерозойского» типа. Однако эти признаки не настолько отчетливы, чтобы позволить применение принципа актуализма без всяких ограничений. Наоборот, использование прямолнейных актуалистических приемов для реставрации и этих этапов донеогейской истории вряд ли может быть успешным. Своеобразие геодинамики раннего докембрия настолько очевидно, что, скорее всего,

нужно искать в истории Земли такие рубежи, которые могли бы обнаружить изменения ее свойств, обеспечивших в итоге появление геодинамики фанерозойского стиля.

## ОСНОВНЫЕ РУБЕЖИ И ЭТАПЫ РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Существует несколько аспектов сравнительной планетологии, которые необходимо учитывать при обсуждении возможных геодинамических режимов ранней Земли<sup>1</sup>.

Первый из них заключается в том очевидном факте, что коры планет земного типа и Луны образовались в результате магматической дифференциации их протовещества. Продуктами такой дифференциации являются породы основного состава, которые достаточно хорошо изучены на Луне и распространение которых можно уверенно предполагать на Марсе и Меркурии. Формирование этой оболочки (первичной коры), по всей видимости, не было связано с геодинамическими обстановками, свойственными тектонике плит, так как на Луне, Марсе и Меркурии соответствующие структуры не обнаруживаются, и эти планеты Дж. Хэд и С. Соломон [41] предлагают называть одноплитными. Считается вероятным, что ранняя протокора Луны, например, возникла в результате дифференциации и фракционной кристаллизации верхнего частично или полностью расплавленного слоя, мощностью в несколько сотен километров. Луна, Марс и Меркурий сохранили на своей поверхности наиболее ранние структуры: сильно кратерированные материка с возрастом более 4 млрд. лет и крупные, часто кольцевые, относительно опущенные впадины, образованные излияниями базальтов. Это свидетельствует о том, что на упомянутых небесных телах нет следов проявления активных геодинамических режимов, которые отражали бы циклические взаимодействия коры и мантии, что многими исследователями, исходя из новой глобальной тектоники, предполагается для ранней Земли.

Следующий важный факт заключается в том, что ранняя Земля должна была подвергаться метеоритной бомбардировке, особенно интенсивной до рубежа 3,9 млрд. лет назад<sup>2</sup>. Если исходить из плотности метеоритного потока, единого для системы Земля—Луна, то в первые 600 млн. лет существования нашей планеты на ее поверхности должно было образоваться примерно 25 ударных бассейнов с  $D \geq 1000$  км и 2500—3000 бассейнов с  $D \geq 100$  км [20, 39].

Эпоха массового появления гигантских кольцевых бассейнов и многочисленных более мелких кратеров, как свидетельствуют данные по строению Луны, Марса и Меркурия, сопровождалась возникновением (или дополнительным образованием) крупных неоднородностей в литосфере планет. Так, например, интенсивные (до 220 мгал) положительные аномалии (масконы) на Луне приурочены к большим кольцевым бассейнам и существуют не менее 3 млрд. лет. Как показывают расчеты [39], не менее 30—40% земной поверхности также должно было подвергнуться прямому воздействию ударов крупных метеоритов. Наиболее крупные из импактных впадин могли создавать самые ранние неоднородности и

<sup>1</sup> Такое обсуждение следовало бы начать с проблемы аккреции и времени формирования ядра Земли, несомненно, важнейших для понимания всей последующей истории планеты. Однако представления, существующие по этим вопросам, настолько противоречивы, а отправные точки отсчета столь различны, что рассматривать их в настоящей статье вряд ли целесообразно. Кроме того, нужно обратить внимание на условность термина «катархей», принятого в статье. Он употребляется в значении «самый ранний архей», что по смыслу примерно соответствует определению, данному Я. Седерхольмом. Этот мегахрон иногда называют «догеологическим», что вряд ли правильно. Хотя конкретных данных о геологической летописи катархей почти нет, а те, что есть, не бесспорны, сравнительная планетология позволяет предположить общий стиль самых ранних процессов, и их содержание отвечает уже собственно геологической истории.

<sup>2</sup> Рубеж  $3,9 \pm 0,1$  млрд. лет назад не означает, что к этому времени метеоритная бомбардировка полностью прекратилась. Так, например, большинство морских впадин Луны образовалось в интервале 3,8—3,2 млрд. лет. Однако указанный выше рубеж отвечает резкому изменению интенсивности (плотности) метеоритного потока.

в литосфере Земли, и они тоже должны были существовать длительное время. Такие структуры могли быть активными в течение сотен миллионов лет.

На рис. 1 показано возможное распространение на одном из полушарий Земли крупных ударных бассейнов с диаметром свыше 500 км [38]. В таких бассейнах происходила интенсивная экскавация, и из них выбрасывались большие массы горных пород. Суть этого процесса проявилась в результате составления геологических карт видимого полушария Луны, на поверхности которой выбросы из впадин морей, сложено сочетаясь по вертикали и горизонтали, занимают огромные площади [26]. Соответственно и на Земле бомбардировка должна была приводить к существенному усреднению состава поверхностного слоя тех участков коры, которые располагались за пределами ударных бассейнов. В самих ударных бассейнах происходило резкое утонение коры, а в тех случаях, когда ее мощность не превышала 15—20 км, кора могла быть полностью уничтожена, ибо, как известно, глубина крупных кратеров в момент их образования достигает  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{5}$  из диаметра.

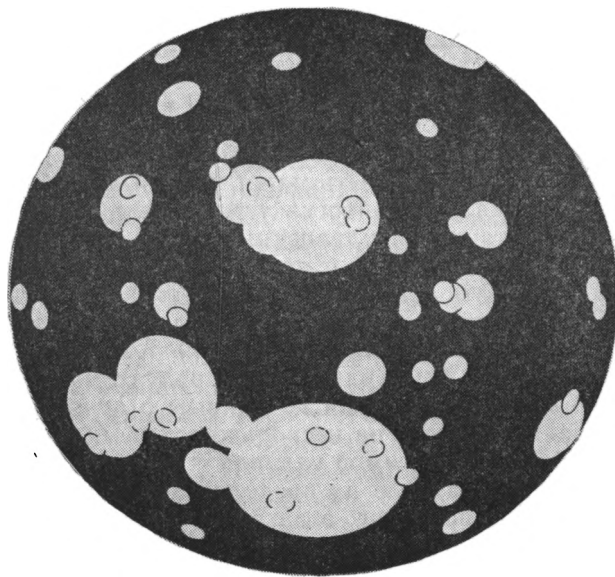


Рис. 1. Возможное распределение метеоритных кратеров  $D \geq 500$  км на ранней Земле в период с 4,6 до 3,9 млрд. лет при том условии, что плотность метеоритного потока на Земле была аналогичной плотности потока для Луны [38]

Кроме того, известно, что с ударами метеоритов связано возникновение зон повышенной трещиноватости подо дном впадин и вблизи них. Эти процессы сопровождаются резким повышением температуры под впадинами, что иллюстрирует рис. 2, заимствованный нами из работы Р. Грива [38], который рассчитал подъем изотерм под кратером диаметром 100 км при геотермическом градиенте 50 град/км. Все эти процессы должны были приводить к появлению подо дном крупных кратеров и кольцевых бассейнов мантийных диапиров, существование которых, судя по гравиметрическим данным, можно предполагать под впадинами лунных морей.

Весьма существен был вклад метеоритной бомбардировки в энергетику ранней Земли. Подсчитано, например, что образование кратера Маникуган (Канада) диаметром 100 км сопровождалось мгновенным высвобождением энергии, равной примерно  $10^{23}$  Дж, что в 100—1000 раз превышает ежегодную энергию всех землетрясений на Земле. При этом расплавилось  $10^9$  км<sup>3</sup> пород [39].



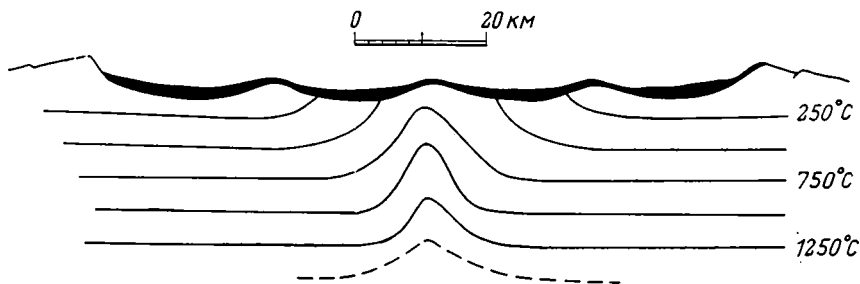


Рис. 2. Изменение изотерм под метеоритным кратером диаметром в 100 км в катархейской протокаре, предполагаемый температурный градиент  $50^{\circ}\text{C}/\text{км}$  [38]

Самые ориентировочные расчеты показывают, что вклад в энергетику Земли за счет высокоскоростных ударов составлял  $3 \cdot 10^{28}$  эрг/год, что примерно в 3 раза больше суммарного современного теплового потока Земли [17]. Считается, что плавление поверхностного слоя Луны и было обусловлено теплом, возникавшим при аккреции или сразу после нее.

Метеоритная бомбардировка должна была сопровождаться и массовым магматизмом. С другой стороны, это были продукты плавления, возникавшие в результате падения метеоритов, так как около  $\frac{1}{3}$  энергии их ударов уходит на плавление вещества коры и мантии [9]. Появившиеся при этом магмы должны были быть малоглубинными, ибо, как это было показано [43], максимальная энергия ударов реализуется на глубинах 6—7 км. Количество таких расплавленных пород, как уже отмечалось, могло быть достаточно большим, и не следует забывать, что они представляли собой продукты повторного плавления уже существовавшей базальтовой коры. С другой стороны, из-за повышенной трещиноватости коры и подъема мантийных диапиров происходило заполнение впадин, связанных с метеоритной бомбардировкой, продуктами так называемого инициированного вулканизма. Судя по данным о лунных морях, проявления этого вулканизма могут на несколько сотен миллионов лет отставать от времени образования самой ударной структуры.

После образования впадин в их пределах должно было происходить сначала изостатическое поднятие, а затем опускание вследствие заполнения впадин продуктами вулканизма и осадками, а также остывания мантийных диапиров. При этом, если в момент удара возникали системы центробежных надвигов (а также надвиги и центробежные разломы отчетливо выявляются в горном обрамлении лунных морей), то по мере следующего затем опускания впадины могли дополнительно заполняться за счет гравитационных покровов и надвигов. Этот механизм мог обеспечиваться пластическим состоянием коры на ранних этапах развития планет.

В целом процесс метеоритной бомбардировки имел ощутимые последствия для геодинамики ранней Земли, наиболее важными из которых являются: 1) нарушение жесткости земной коры и создание ее повышенной трещиноватости; 2) возникновение тепловых аномалий и нарушение системы конвективных ячеек, если такие существовали на ранней Земле; 3) появление малоглубинных очагов плавления и заполнение впадин, образовавшихся при ударе крупных планетезималей, продуктами инициированного вулканизма; 4) существенное перераспределение и перемещение вещества коры и мантии (в том случае, если последняя на ранних этапах развития Земли залегала неглубоко) и появление своеобразных смешанных пород типа лунного реголита [17].

Перечисленные процессы, конечно, не исчерпывают всего списка тех событий, которые могли приводить к возникновению самых ранних неоднородностей земной тектоносферы. Очевидно, однако, что сравнительная планетология представляет доказательства существенного вклада внешних (космических) факторов в развитие небесных тел Солнечной

системы. Проявление специфических геодинамических режимов, реализованных вследствие этих процессов, нельзя не учитывать.

Рубеж  $3,9 \pm 0,1$  млрд. лет разделяет, таким образом, катархейскую и архейскую историю Земли. О первой из них мы знаем пока немного. По аналогии с другими планетами земной группы и Луной можно предположить, что это было время формирования ранней протокоры, состоявшей в основном из продуктов базальтового магматизма, образовавшихся в результате ранней химической дифференциации протовещества планеты. Согласно данным ряда исследователей [50], эта дифференциация была связана с плавлением вещества верхних частей Земли, ибо максимальные температуры в недрах планет за счет распада радиоактивных элементов достигаются лишь спустя 0,5 млрд. лет после окончания аккреции [14, 27]. В это время на планетах земной группы происходило формирование двух типов структур: ранних сильно кратерированных приподнятых областей (лунные, марсианские и меркурианские материки) и более молодых относительно опущенных впадин (лунные и марсианские моря и океаны). Предполагать, что на Земле осуществлялась какая-то иная геодинамика, нет оснований.

Интересно отметить, что гипсографические кривые, построенные для среднего уровня поверхности Луны и Марса оказываются удивительно сходными [23], а это означает, что образование первых крупных структур поверхности планет одинаково реализовывалось на глубине. В конце метеоритной бомбардировки, в процессе стабилизации и увеличения мощности протокоры, возрастало и количество крупных депрессий типа кольцевых лунных морей, заполненных продуктами базальтового вулканизма. Вместе с тем в их составе по мере радиоактивного разогрева недр преобладающими постепенно становились, по-видимому, продукты глубинной дифференциации мантии. И хотя мы практически не знаем реальных пород, отвечающих этому этапу развития Земли<sup>3</sup>, ясно, что сценарий собственно геологической истории, начавшейся после катархея, был заготовлен именно тогда, в доархейское время.

Этап, который начинается после рубежа  $3,9 \pm 0,1$  млрд. лет, характеризуется первым появлением в истории Земли пород кислого состава. Это сложный комплекс диоритов, тоналитов и трондьемитов, известных под названием «серые гнейсы». Породы комплекса несут мантийные метки изотопов стронция, что нередко используется как аргумент для обоснования идеи о непосредственном выплавлении этих пород из мантии. Однако, как показывают исследования многих петрологов, появление перечисленных пород скорее всего было результатом повторного плавления ранней протокоры базальтового состава [32]. Было ли это следствием интенсивной метеоритной бомбардировки или связано с какими-то другими причинами, выяснить пока не удается. Известно, например, что серые гнейсы обладают отчетливым петрохимическим и геохимическим сходством с известково-щелочными сериями островных дуг фанерозоя, и это обстоятельство нередко используется для прямых геодинамических реконструкций. Такой подход, однако, наталкивается на труднопреодолимые препятствия. Серые гнейсы занимают обширные нелинейные площади и в этом отношении несопоставимы с фанерозойскими островными дугами, обладающими линейным рисунком в плане. Малая мощность и сильная прогретость коры раннего архея, по-видимому, вообще исключали возможность реализации процесса субдукции, с которым связывают формирование островных дуг [18]. Остается предположить, что в раннем докембрии должны были осуществляться какие-то иные по сравнению с фанерозойскими механизмы формирования известково-щелочных серий, хотя общий стиль процесса — возникновение этих комплексов за счет переплавления базальтовой коры — остается единым.

---

<sup>3</sup> В этой связи надо, видимо, обратить особое внимание на тщательное изучение ультраосновных и метабазитовых включений в серых гнейсах, свойственных уже следующему этапу геологического развития.

Области развития серых гнейсов, вероятно, формировали первичные протоконтиненты, которые затем собирались в единый протоматерик в связи с близким положением Луны, как это было недавно показано В. Н. Жарковым и В. А. Леонтьевым [8]. Такие же данные были получены Дж. Пайпером [45] при анализе палеомагнитных данных по докембрию. Этот процесс сопровождался резким сгущиванием маломощной протоконтинентальной коры и формированием супракраустальных комплексов высокогнейсовых гнейсов. Многочисленные покровы, надвиги и срывы, происходившие в условиях суперпластичного течения вещества горных пород, все чаще обнаруживаются в районах развития серых гнейсов [4]. Такие же данные выявлены в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины [11].

В этом отношении ситуация, видимо, напоминает структурные обстановки на современной Венере, кора которой относительно маломощна и прогрета до 400—500° благодаря парниковому эффекту атмосферы [1].

Возникновение многочисленных зон сгущивания плагиигранитной коры, приливное воздействие близко расположенной Луны, условия генерации тепла в раннем архее, сильно отличающиеся от современных, могут объяснить огромные, почти повсеместные масштабы высокотемпературного метаморфизма (гранулитовая и амфиболитовая фации) этого этапа. В свою очередь стабилизация плагиигранитного протоконтинента создает новую контрастно выраженную систему тектонических неоднородностей, геодинамика которой приводит к появлению и нового класса структур — зеленокаменных поясов и окаймляющих их гранитогнейсовых куполов, а также гранулитогнейсовых поясов<sup>4</sup>. Перерыв во времени между появлением первых серых гнейсов, а затем пород первых зеленокаменных поясов не был значительным. Вполне определенно на это указывают результаты радиометрического датирования: цифры возраста тех и других нередко оказываются близкими, перекрывающимися или разделенными небольшими интервалами.

Заложение зеленокаменных поясов происходило в режиме рифтогенеза [6]. Хотя проблема происхождения поясов все еще интенсивно дискутируется, вряд ли можно сомневаться в том, что геодинамика начальных этапов развития этих структур связана с растяжением маломощной архейской коры. Трудно представить иной способ подъема мантийного материала (базальтов) из подкоровых глубин в верхнюю часть, а практически — на поверхность уже существовавшей относительно жесткой плагиигранитной коры того времени.

Существуют многочисленные модели развития архейских зеленокаменных поясов, более или менее удачно объясняющие специфический рисунок огромных площадей древних кратонов. Здесь прежде всего нужно обратить внимание на множественный характер самих поясов. Количество таких структур на единицу площади очень велико, а размеры каждого отдельного пояса незначительны. Очевидно, что такая особенность отражает какую-то специфику геодинамики того времени. Но какую? Если исходить из идеи заложения поясов в режиме рифтогенеза, то нужно заключить, что число таких центров растяжения было очень велико, а поскольку механизм рифтогенеза коры провоцируется динамикой мантии, можно думать, что ранний архей отличался и множественностью мантийных диапиров или непротяженностью конвективных ячеек. Вместе с тем, чтобы восстановить всю историю развития зеленокаменных поясов раннего архея (от их раскрытия до закрытия), данных вопреки широко распространенным взглядам недостаточно. В доступном

---

<sup>4</sup> Расшифровка динамики формирования гранулитогнейсовых поясов наталкивается на большие затруднения. Объяснить их появление, привлекая классические представления об общем литостатическом давлении (глубинности) как факторе метаморфизма, не удается. Возможный альтернативный вариант заключается в признании ведущей роли стрессового давления, сопровождающего субгоризонтальное сжатие. Это позволило бы связать представления об относительно молодом (позднеархейском, раннепротерозойском) возрасте этих гранулитов с данными об их положении в соответствующих латеральных рядах структур и формаций.

изучению современному эрозионному срезу раннеархейские системы представлены по существу только тесно сгруппированными поясами и окружающими их куполами. Практически неизвестны комплексы, которые должны были находиться в то время гипсометрически выше куполов.

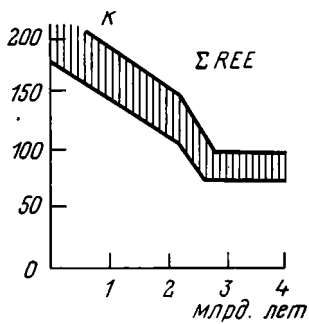
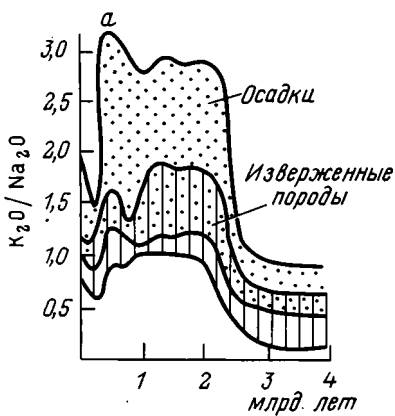
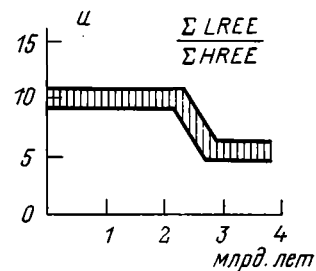
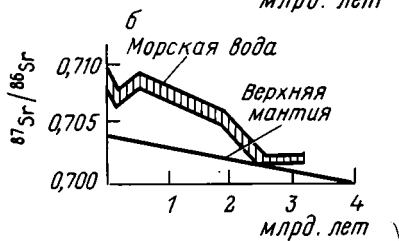
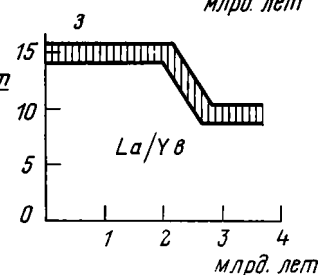
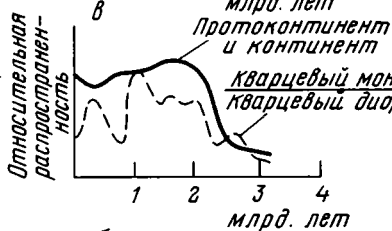
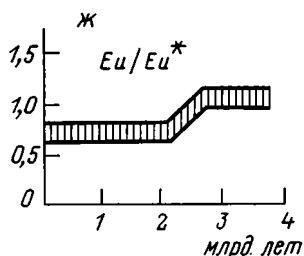
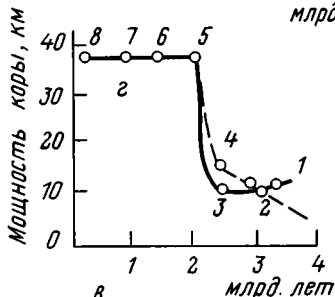
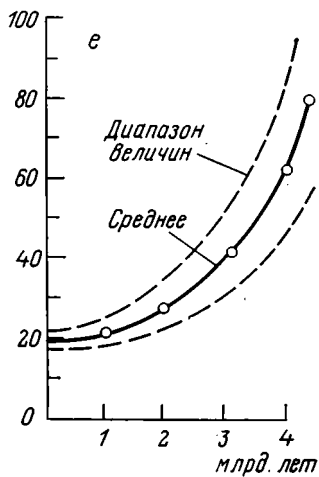
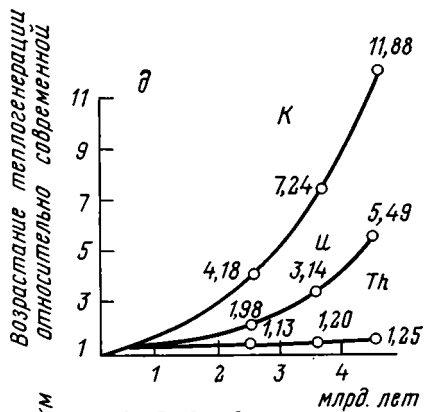
То, что такие комплексы существовали, очевидно, ибо гранитизация не могла происходить на поверхности. В моделях, предлагаемых разными авторами, чаще всего предполагается, что купола развивались непосредственно в поясах, и, таким образом, возникает предположение о том, что все пространство гранит-зеленокаменных областей первоначально было занято собственно зеленокаменными стратифицированными сериями.

На самом же деле для таких предположений нет сколько-нибудь серьезных оснований. Наоборот, поскольку существует латеральная неоднородность в распределении самих поясов и куполов, логически оправданно ожидать и неоднородности в распределении стратифицированных толщ, составлявших архейские латеральные формационные ряды. Отсутствие каких-то компонентов таких рядов в современном срезе еще не означает того, что они не существовали в природе. Вместе с тем причина исчезновения части формаций по латерали понятна: она связана с изостазией и эрозионным срезом коры до уровня плагитогранитных куполов, когда и устанавливается изостатическое равновесие. Такой глубокий срез, конечно, препятствует надежной расшифровке истинных латеральных рядов формаций и структур раннего архея, существовавших до куполообразования.

Вместе с тем такая ситуация не представляется безнадежной. Можно попытаться подойти к решению проблемы косвенным путем, используя сравнительный анализ. Здесь должно помочь изучение латеральных рядов структур и формаций следующего, позднеархейского — раннепротерозойского, этапа, геодинамика которого, несмотря на существенные особенности, присущие этому мегахрону, принципиально сходна с раннеархейской. Об этом прямо свидетельствует тот очевидный факт, что в раннем протерозое, как и в архее, основные структурные композиции формируют зеленокаменные пояса и гранитогнейсовые купола, но здесь (и в этом удача) сохранились от размыва стратифицированные комплексы, расположенные гипсометрически выше куполов, т. е. выше уровня гранитизации. Но прежде чем обсудить этот вопрос, целесообразно обратиться к характеристике границы, разделяющей два главных мегахрона раннего докембрия. Общий стиль эволюции литосферы станет тогда более понятным.

Второй рубеж, который отчетливо выявляется в истории Земли, датируется 2,6 (2,8—2,5) млрд. лет. В это время отмечаются достаточно резкие, иногда кардинальные изменения многих геологических и геохимических параметров, которые, безусловно, должны отражать изменения в режимах формирования земной коры раннего докембрия. Вместе с тем нужно обратить внимание на то, что было бы неверно понимать указанный рубеж как некий кратковременный акт. Наоборот, критическое изменение параметров, которые будут перечислены ниже, охватывает огромный по продолжительности (около 1 млрд. лет) интервал времени. На рубеже 2,8—2,5 млрд. лет эти события начались, а их завершение датируется цифрами 2,0—1,9 (и даже 1,65) млрд. лет. Отдавать предпочтение тому или другому из указанных рубежей было бы ошибочно — оба они очерчивают рамки важнейшего суперсобытия в геологической истории. Данные, свидетельствующие об этом, суммированы в работе [30], и часть из них показана на рис. 3.

Обращает на себя внимание график, отражающий эволюцию стронциевого отношения в течение геологической истории (см. рис. 3, б). Увеличение количества радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  в морской воде является функцией эволюции континентальной коры [5]. Я. Вейзер и В. Компстон [47] обобщили данные об изменениях изотопного состава стронция в осадочных карбонатных породах разного возраста и обнаружили внезапное нарастание стронциевого отношения в интервале 2,5—2,0 млрд. лет. По-



казательно, что характер отношений изотопов стронция в архее имеет мантийную природу, и, следовательно, данный график отражает определенную эволюцию состава мантии и земной коры в целом.

Этот вывод подтверждается и другим графиком (см. рис. 3, *a*), показывающим изменение отношения  $K_2O/Na_2O$  в течение геологического времени. А. Энгель и соавторы [35] выяснили, что именно в интервале 2,5—2,0 млрд. лет отношение щелочей в осадочных и изверженных породах резко возрастает, что свидетельствует о бурном поступлении калия в кору того времени, совершенно несравнимом с масштабами этого процесса ни до, ни после указанного интервала. Этот факт вряд ли можно интерпретировать иначе, как вывод о значительном, экспоненциальном росте континентальной коры в это время. Но такой же вывод следует и из графика тренда стронциевого отношения в морской воде. Поразительное совпадение того и другого графика не может быть случайным.

Особое значение этого же интервала времени в геологической истории отмечает С. Накви [19], применивший «индексы геохимической полярности» (показатели глубин зарождения базальтовой магмы и продвижения ее через мощную кратонизированную или тонкую, нестабильную кору) для выяснения мощности коры Индийского субконтинента. График *г* на рис. 3 обнаруживает полное совпадение с графиками, уже упоминавшимися выше, и указывает на экспоненциальное нарастание мощности зрелой континентальной коры к рубежу 2,0 млрд. лет. Сходные взгляды в нашей стране развивает А. Б. Ронов. На графике других авторов [35] тот же вывод получен при анализе эволюции в течение геологической истории отношения кварцевого монцонита и кварцевого диорита или, что то же, зрелой континентальной коры и протокры (см. рис. 3, *в*). Резкие пики и на этом графике подтверждают все тот же вывод: в интервале 2,5—2,0 млрд. лет объем и мощность континентальной коры сильно возрастают.

С этим же этапом, как показал Ф. А. Летников [12, 15, 16], совпадает процесс резко усилившегося окисления мантийных флюидных систем, когда возросшая мощность коры стала достаточной для того, чтобы окислить восстановленный мантийный флюид. Следствие этого, в свою очередь, — мощное проявление гранитизации.

Многие авторы [2, 13, 24, 44] указывают на переломное значение интересующего нас интервала времени в эволюции теплового режима планеты и резком снижении теплогенерации и теплопотока (см. рис. 3, *д, е*).

Кроме уже упоминавшихся данных по изменению отношений изотопов стронция и щелочей выявлено критическое значение этого интервала для поступления в кору ряда других элементов, в частности титана, урана, тория, свинца, цинка [31—34, 36]; резко изменяются европиевое отношение (см. рис. 3, *з* [37]), отношение легких и тяжелых редких земель (см. рис. 3, *и* [48]), тренды суммы редких земель в течение геологического времени (рис. 3, *к* [46]).

Бросается в глаза, что все графики, полученные разными авторами по независимым методикам, находятся в удивительном соответствии

---

Рис. 3. Изменение некоторых параметров в течение геологической истории [30]  
*a* — тренды  $K_2O/Na_2O$  для осадочных и изверженных пород [35]; *б* — отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в морской воде (карбонатные породы) [47]; *в* — изменение относительной доли континентальной коры и протокры (сплошная линия) и отношения кварцевых монцонитов к кварцевым диоритам (пунктир) в течение геологической истории [35]; *г* — утолщение коры во времени [19], рассчитанное по значениям индекса геохимической полярности для пород Индийского субконтинента: 1 — метабазалты Колар, 2 — базальтовые коматиты Холенарсипут, 3 — ксенолиты амфиболитов в гнейсах Пеннинсула, 4 — дхарварские метабазалты, 5 — протерозойские дайки, 6 — базальты Куддапах, 7 — дайки Куддапах, 8 — деканские базальты; *д* — изменение теплогенерации во времени для K, U, Th [13], постоянные распада U даны по [42]; *е* — тепло, выделившееся в результате распада K, U, Th в течение геологического времени [2, 44], масштаб времени приведен к масштабу, одинаковому для всех графиков, *ж* — тренд европиевого отношения [37]; *з* — тренд отношения La/Yb [48]; *и* — тренд отношения легких и тяжелых редких земель [48]; *к* — тренд суммы редких земель [46]

одни с другими и демонстрируют контрастные изменения в химической эволюции. Эти тенденции имеют глобальный характер и указывают на переломное значение завершающего этапа раннего докембрия в эволюции земной коры в целом (рис. 4). Объективно ясно и то, что все это должно иметь прямое отношение к геодинамике.

Структуры раннепротерозойской тектоносферы лучше всего рассматривать в сравнении со структурами архея, с которыми они имеют много общего. Анализируя тектонику архея, мы уже упоминали, что основными ее компонентами являются зеленокаменные пояса, составляющие вместе с гранитогнейсовыми куполами единые структурные парагенезы [29].

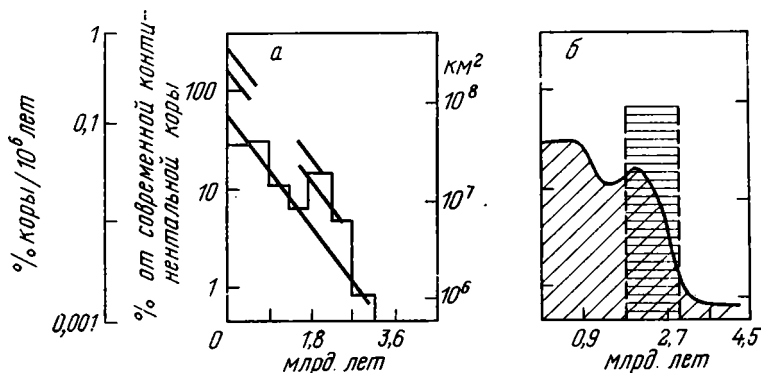


Рис. 4. Современное площадное распространение континентальной коры как функция ее геологического возраста (а — график по [5], б — упрощенный график [30])

Кривая линия показывает рост площади континентальной коры разного возраста. Горизонтальная штриховка выделяет интервал времени 2,7 (2,8) — 1,8 млрд. лет экспоненциального роста площади континентальной коры

Такие же парагенезы свойственны и раннему протерозою, и в этом можно видеть определенную специфику всего раннего докембрия в целом. Конечно, ни пояса, ни купола, строго говоря, не являются прерогативой раннего докембрия. В литературе по тектонике фанерозоя можно встретить описание молодых, последокембрийских, куполов [10, 25], а в молодых складчатых поясах можно усматривать не очень выразительные, размытые черты сходства с зеленокаменными поясами раннего докембрия. Более определенным, однако, представляется вывод о том, что для фанерозойской тектоносферы такие структурные композиции не характерны (здесь нужно еще раз подчеркнуть, что речь идет не столько об отдельных типах структур, сколько об их ансамблях, парагенезах. В этом случае отличие структурных систем фанерозоя и раннего протерозоя оказывается очень значительным, а структур фанерозоя и архея — просто разительным). Несмотря на это, современная геологическая литература полна попыток «перекинуть мосты» из современности непосредственной в архей, минуя ранний протерозой. Эффект от таких умозрительных операций представляется весьма сомнительным. Как правило, здесь возникает больше вопросов, чем ответов. Так происходит прежде всего потому, что для сравнения используется слишком большой (3—4 млрд. лет) временной шаг, а это, в свою очередь, неизбежно приводит к потере признаков эволюции (заметим, что такой же результат дает и прямо противоположный прием, связанный с попытками микроскопической детализации событий по шкале геологического времени: в этом случае эволюционные признаки тонут, размываются в хаосе мелких фактов).

Вместе с тем, если привлекать к анализу данные по раннепротерозойской тектоносфере, можно обнаружить такие признаки, которые позволяют, хотя и не всегда уверенно, «пунктиром», наметить общий стиль эволюции. В это время еще достаточно четко выражены тенденции развития ранней Земли, но появляются и отчетливые признаки, свойственные фа-

нерозойской тектонике. Зеленокаменные пояса и гранитогнейсовые купола продолжают оставаться основными компонентами и раннепротерозойской тектоносферы, и в этом мы видим документальное свидетельство единого стиля геодинамики всего раннего докембрия. Вместе с тем, если попытки прямого сравнения компонентов архейской и современной тектоносферы наталкиваются на непреодолимые трудности (здесь не обнаруживаются какие-либо ясные аналогии), то сходство некоторых аспектов геологии и тектоники фанерозойской и раннепротерозойской земной коры выглядит достаточно выразительно. Прежде всего нужно упомянуть шельфовые комплексы раннего протерозоя [30], формационно и по позиции в латеральных рядах структур напоминающие фанерозойские, в том числе и современные образы. Является ли шельф новым классом структур, неизвестных в архее, но появившихся в раннем протерозое и так широко представленных в современной тектоносфере?

В связи с этим уместно вернуться к анализу архейских латеральных рядов структур и формаций. Выше уже упоминалось, что в этих древнейших гранит-зеленокаменных областях система представлена двумя основными компонентами: зеленокаменными поясами и гранитогнейсовыми куполами. Они образуют единый структурный парагенез [29]. Но точно такой же парагенез мы наблюдаем и в раннем протерозое, с тем лишь отличием, что сама система становится многокомпонентной. Кроме поясов и куполов обнаруживаются и другие структуры и комплексы. В первую очередь это шельф [30]. По формационным признакам (преобладают обломочно-карбонатные породы) раннепротерозойские шельфовые толщи практически неотличимы от фанерозойских образований этого типа. Сходно и их положение в латеральных рядах: те и другие образуют осадочные «клинья», расположенные на краях протоконтинентов (континентов) и обращенные к рифтовым (океаническим) зонам с их вулканогенно-осадочным выполнением, с которым они связаны фаціальными переходами. В основании палеошельфа установлены грабеновые фации, и в этом тоже можно видеть сходство с шельфами фанерозоя и современности. В совокупности все это позволяет уверенно говорить о существовании аналогов шельфов уже в раннем протерозое.

Между тем в системах этого возраста обнаружена и другая закономерность: раннепротерозойские шельфовые комплексы повсеместно образуют ансамбли тесно ассоциирующих линейных складок и куполов. До сих пор, однако, мы упоминали купола в парагенезе с зеленокаменными поясами. Противоречия здесь нет. В структуре раннепротерозойского шельфа всегда присутствуют два основных компонента: фундамент, образованный более древними (архейскими) породами, и собственно шельфовый осадочный чехол. Установлено [30], что гранитизация, структурным выражением которой и являются купола, сосредоточивалась главным образом (90% объема гранитогнейсов) в фундаменте палеошельфов. Сам шельфовый водонасыщенный осадочный чехол экранирует процесс гранитизации, является практически непреодолимым барьером для гранитизирующих флюидов. Именно поэтому собственно гранитогнейсовые купола развиваются почти исключительно в фундаменте шельфа.

Вместе с тем, несмотря на то что гранитизация резко сокращается на границе шельфового чехла и его фундамента, куполообразование (как структурный процесс) проникает далеко вверх по стратиграфической вертикали, охватывая почти всю мощность шельфовой оболочки. По существу это так называемые сланцевые купола в отличие от гранитогнейсовых куполов фундамента. Независимо от этого и те, и другие — купола, и их формирование связано с одним и тем же событием.

Нужно отметить и другой важный факт: куполообразование, захватывающее обширные площади древнего шельфа, полностью прекращается на границе шельфов и зеленокаменных поясов. Для последних характерны четко линейные структуры. Именно поэтому в раннем протерозое мы встречаемся с двумя вариантами латеральных структурных



рядов: 1) зеленокаменный пояс — гранитогнейсовые купола; 2) зеленокаменный пояс — шельф с куполами, образованными метаморфизованными осадочными толщами. В целом и то, и другое есть единая латеральная система — «пояса — купола». Будут ли в купольной зоне встречены гранитогнейсы или метаосадочные породы шельфа, зависит только от глубины эрозионного среза.

Обращаясь теперь к архею, видим, что здесь почти повсеместно система представлена только первым вариантом парагенеза. Но по аналогии с ситуациями в раннем протерозое можно думать, что и в архее купола имели в качестве «покрышки» шельфовые комплексы. Это предположение исходит прежде всего из поразительного сходства самих архейских и раннепротерозойских гранит-зеленокаменных систем. Вместе с тем такой вывод наталкивается на определенные препятствия. Дело в том, что в работах по геологии хорошо изученных архейских гранит-зеленокаменных областей, где купола давно известны, обычно не упоминаются комплексы шельфового типа. По-видимому, это объясняется прежде всего тем, что исследователем движет, как правило, стереотип: не находя чистоосадочных толщ, он и не думает о шельфе. Между тем то, что шельфовые комплексы должны быть только осадочными, вовсе не аксиома. Это справедливо для современности и фанерозоя, но может выглядеть по-иному для раннего докембрия. Потому что главное для шельфа — не его литология, а положение в латеральном ряду структур. В том числе и для современной тектоносферы, где при определении шельфа как тектонической категории мы прежде всего подразумеваем его положение на краю континента, обращенном к океанической структуре. В контрастно выраженной современной системе тектонических неоднородностей, в системе континент — океан, шельф действительно представлен осадочным клином, обращенным к океану. Но в раннем докембрии, когда протоконтиненты еще не обладали зрелой континентальной корой с «гранитным» слоем, ни рельеф, ни фации не могли быть столь контрастными, а стратифицированным комплексам, приуроченным к разным типам структур, была присуща конвергенция признаков. Можно предположить, что древнейшие шельфы в качестве одного из элементов своего разреза включали и вулканиты, проникавшие сюда из зеленокаменных прогибов.

Если это так, то мы объективно действительно теряем типовые литологические признаки для выделения самых древних шельфов. Но зато остаются тектонические признаки и прежде всего купола — неперменный компонент структуры шельфовых зон раннего протерозоя, исчезающий в свою очередь в шельфах фанерозоя. Можно думать, следовательно, что в раннем архее, когда купола получили очень широкое развитие, должны были существовать и комплексы, адекватные раннепротерозойским шельфовым сериям, экранировавшим процесс гранитизации. Без этого возникновение куполов невозможно себе представить. Отталкиваясь от этой идеи, можно попытаться проследить эволюцию шельфов на протяжении всей геологической истории. Здесь, однако, мы остановимся, ибо обсуждение этого вопроса уведет нас от целей данной статьи. Хотелось бы только подчеркнуть, что в свете высказанных соображений становится необходимым критический пересмотр тектонических карт архейских гранит-зеленокаменных областей. Структура этих территорий обычно представляется в виде хаотического нагромождения зеленокаменных поясов и куполов. Почти каждая межкупольная синформа, образованная стратифицированными породами, обычно трактуется на таких картах как зеленокаменный пояс. Привлекая к анализу «шельфовый» вариант, нетрудно убедиться, что значительная часть таких структур должна быть отбракована, исключена из класса зеленокаменных поясов, и в результате возможно, удастся получить совсем другие исходные данные. Последствия такой ревизии могут быть очень значительными.

Возвращаясь к вопросу о сходстве структур и комплексов раннепротерозойской и фанерозойской коры, нужно подчеркнуть, что не только шельфы могут быть объектом сравнительного анализа. Много общих

черт обнаруживают позднеорогенные образования фанерозоя и раннего протерозоя, между которыми уже больше сходства, чем различий. Для тех и других характерно формирование типичных красноцветных моласс и связанных с ними вулканических комплексов с калиевой тенденцией щелочности. Те и другие участвуют в строении вулканоплутонических поясов.

И все же нужно подчеркнуть: было бы наивно думать, что указанные и другие, не перечисленные здесь, черты сходства снимают все ограничения и дают простор для оптимизма. История нашей науки полна печальными примерами, когда безудержные фантазии, основанные то на утверждении о полной необратимости геологического развития, то исходившие из представлений о столь же полном подобии событий ранней и современной геологической истории, приводили в тупик и сдерживали естественное развитие знаний.

Если, например, говорить о тех же раннепротерозойских шельфах, то бросается в глаза не только их сходство с шельфами современных пассивных окраин по перечисленным выше признакам, но и существенные отличия. Стратифицированные толщи, образующие эти шельфы, интенсивно метаморфизованы, частично гранитизированы; они буквально пропитаны гранитоидными интрузиями. Такая эндогенная активность совершенно несвойственна фанерозойским, действительно «пассивным» шельфам. По-видимому, здесь и обнаруживаются, в частности, те закономерности, открытие которых позволит в конечном итоге подойти к более реальной оценке стиля и тенденций геологической эволюции. Да и позднеорогенные образования сравниваемых мегахронов, несмотря на их яркое сходство, отнюдь не адекватны. Достаточно назвать специфическую анортозит-рапакивигранитную формацию, составляющую вместе с красноцветными молассами и вулканитами позднеорогенные комплексы протерозоя.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Несмотря на то что последние годы отмечены лавинообразным поступлением нового материала по геологии раннего докембрия всех материков, а также и на совершенно новые перспективы в исследовании ранней истории Земли, которые открывает сравнительная планетология, нужно признать, что мы еще далеки от построения полной и достаточно ясной картины геодинамических обстановок ранней Земли. Многочисленные факты свидетельствуют о необратимом характере геологического развития, и это еще более осложняет анализ, так как исключает использование прямых актуалистических подходов к расшифровке геодинамики раннего докембрия.

Материалы, приведенные в статье, показывают, что в истории Земли существовали четко выраженные рубежи, разделявшие этапы значительных изменений свойств ее литосферы, что неизбежно должно было выразиться и в изменении геодинамики. Первый рубеж разделяет катархейский и архейско-раннепротерозойский мегахроны, второй является границей раннего докембрия и неогей. В выделении самих этих рубежей нет, конечно, ничего нового. Они давно известны. Мы обращаем внимание на геодинамический аспект проблемы, исследованный еще совершенно недостаточно.

По-видимому, геодинамика катархейского этапа Земли, равно как и других планет земной группы и их крупных спутников, в значительной степени определялась факторами, связанными с гигантской метеоритной бомбардировкой, продолжавшейся 600—700 млн. лет после аккреции. Судя по моделям строения и развития Луны, бомбардировка приводила к разогреву и частичному или полному расплавлению верхних ее частей. Определение мощности такой расплавленной оболочки (океана магмы) сильно зависит от принимаемого в расчетах времени аккреции. По разным моделям она колеблется от 200 до 500 км [22]. Расчеты показывают также, что сам процесс формирования магматического океана происхо-

дил независимо от того, принимается ли модель гомогенной или гетерогенной аккреции. Предполагается, что более глубокие части Луны сохранили в это время температуру, не дошедшую до плавления вещества.

В результате дифференциации верхнего расплавленного слоя сформировалась ранняя кора Луны, состоящая из пород группы АНТ (анортит — норит — троктолит) и неморских базальтов. Следует также учитывать, что эта кора не могла быть стабильной, так как она продолжала подвергаться метеоритной бомбардировке. Хотя плотность метеоритного потока постепенно ослабевала, крупные неоднородности лунной тектоносферы, связанные с этим процессом, возникли после рубежа 3,9 млрд. лет. Таковы впадины лунных морей (3,8—3,2 млрд. лет) и еще более молодые крупные кратеры типа Аристарха или Коперника.

Как видим, на самых ранних этапах развития планет земной группы и их спутников могли создаваться совершенно уникальные геодинамические обстановки. Для Луны это предположение в определенной степени подтверждено конкретными данными, для Марса и Меркурия оно остается предположением, базирующимся на дистанционных методах и сравнительной планетологии. Парадоксально, но самая загадочная здесь — Земля, ибо на нашей планете просто не сохранилось пород древнее 3,9 млрд. лет. Вряд ли, однако, можно думать, что самый ранний этап развития Земли был принципиально иным.

Древнейшие известные сегодня породы Земли представлены комплексом серых гнейсов, объединяющим метаморфизованные диориты, тоналиты и трондьемиты, среди которых в резко подчиненном количестве встречаются анортозиты и основные и ультраосновные включения. Именно эти породы формировали первую материковую протокору на Земле. Разница кор Земли и Луны, на первый взгляд, очевидна: бросается в глаза массовое появление в протоколе Земли гранитных пород, в то время как на Луне в составе первичной коры преобладают анортозиты — дифференциаты основной магмы.

Однако сравнительный анализ лунных анортозитов и земных пород комплекса серых гнейсов (в том числе и самых ранних земных анортозитов) обнаруживает в них много общего [3]. Те и другие являются продуктами высокоглиноземистых основных магм, обладают близкими петрохимическими и геохимическими трендами. Можно обсуждать два варианта, объясняющих разницу вещественного состава кор Луны и Земли.

По-видимому, прежде всего нужно принять во внимание тот очевидный факт, что возраст сравниваемых планетарных оболочек неодинаков. Анортозиты Луны древнее серых гнейсов Земли почти на 0,5 млрд. лет. Это означает, что формирование материковой протокоры Земли было гораздо более длительным и могло включать события, которые на Луне по тем или иным причинам вообще не реализовались. Иными словами, становление коры лунных материков прекратилось на более ранней стадии. Известно, что ранний этап истории Земли был связан с интенсивной дегазацией: показано [28], что в это время выделилось 50—60% атмосферы планеты. Особый флюидный режим и обогащенность Земли летучими элементами могли обуславливать (при повторном плавлении коры основного состава) появление больших объемов более кислых пород.

Второй вариант предполагает не двухстадийное, а прямое выплавление средних и кислых пород непосредственно из протовещества планеты.

В связи с обсуждением этой проблемы возникает другой вопрос: были ли протокоры планет латерально однородными? Хотя достоверного ответа нет, данные, полученные по глубинному зондированию Луны, указывают на появление диссимметрии в ее строении в это время. Мощность лунной коры на видимой и обратной ее сторонах резко различна и составляет соответственно 60 и более 100 км. Логичнее и проще всего объяснить это приливным воздействием Земли. Но не следует забывать и того, что значительные неоднородности создавались и в результате падения крупных метеоритов (планетезималей), что доказывается, как уже упоминалось, существованием необычайно интенсивных гравитационных аномалий под лунными морями.

Можно думать, что подобные латеральные неоднородности в строении протокры наблюдались и на ранней Земле. В связи с этим вновь возникает вопрос о времени заложения Тихого океана, обсуждавшийся уже неоднократно. Вывод о его относительно древнем возрасте поддерживается многими исследователями [21], приводящими геологические аргументы в пользу существования впадины Тихого океана по крайней мере с позднего протерозоя. В свете данных по сравнительной планетологии можно ожидать, что истинный возраст этой структуры окажется еще более древним, восходящим к началу геологического развития.

В целом геодинамика катархейского этапа развития Земли представляется связанной с мобилизацией сравнительно неглубоких недр планеты, вызванной главным образом внешними, космическими факторами.

Кардинальное изменение геодинамических режимов происходит в течение следующего, архейского — раннепротерозойского, мегахрона. Это изменение было связано с разогревом глубоких недр планеты за счет распада радиоактивных элементов. Максимум такого разогрева произошел через 500—600 млн. лет после аккреции. Интересно отметить, что радиометрические даты спада гигантской метеоритной бомбардировки и достижения максимума радиоактивного разогрева примерно совпадают или довольно близки, а последний акт метеоритной бомбардировки завершается значительно позже максимума разогрева недр. Это приводит к выводу о том, что рубеж между этапами не мог быть резким или кратковременным.

Независимо от этого радиоактивный разогрев глубоких недр привел к уменьшению их вязкости и как следствие — к «включению» конвекции (если она не существовала в катархее) или изменению стиля конвекции (если она в каком-то виде уже проявлялась в катархее).

На малых планетах (Меркурий, Луна) второй этап никакими структурами, которые можно было бы приписать его специфической динамике, не выражен. По-видимому, радиоактивный разогрев их недр ввиду малых размеров самих небесных тел не был настолько значительным, чтобы обеспечить нарушение стабильности их протокры.

На Земле геологические свидетельства мощной активности недр в это время многочисленны. Появляются признаки крупных горизонтальных движений в пределах протоконтинентальных сегментов коры. В гранулитогнейсовых областях отчетливо выявляются разноориентированные зоны сгущивания, происходившего в условиях пластического течения вещества. В гранит-зеленокаменных областях обнаруживаются относительно мелкие, но многочисленные зоны рифтогенеза, последующая динамика которых была связана с горизонтальным сжатием.

Нужно подчеркнуть, что этот этап развития свойств, по-видимому, не только Земле, но также Марсу и Венере, на которых существование подобных структур более или менее уверенно предполагается.

Рассматривая стиль геологического развития Земли в архее и раннем протерозое в целом, можно видеть, что главным его мотивом было направленное накопление свойств «континентальности» литосферы. Если катархейский этап завершился появлением основных объемов коры материкового типа, то архейско-раннепротерозойский этап заканчивается становлением зрелой континентальной коры с мощным гранитно-метаморфическим слоем, и формирование такой коры происходило главным образом за счет структурно-вещественного преобразования (повторной переработки) либо сегментов протокры, либо сегментов более молодой несовершенной коры континентального типа, созданной в архее и повторно переработанной уже в раннем протерозое.

Неоспоримый факт формирования основных объемов континентальной коры всех современных материков представляется наиболее важным результатом раннедокембрийской истории.

Если обратиться теперь к фанерозою, то можно заключить, что и в это время, несмотря на все присущие ему особенности, конечный итог активных геологических процессов выражается в появлении все новых объемов континентальной коры. В общем балансе коры материков на долю фане-

розойских кор континентального типа приходится, однако, не более 15% их объема. Несмотря на то что стиль геологических процессов по их конечному результату оказывается одинаковым, граница раннего докембрия и неогей выступает как рубеж переломного значения. Гигантские масштабы гранитизации, отличающие ранний докембрий, в дальнейшей геологической истории не повторялись. Соответственно и геодинамика этих двух мегахронов не могла быть идентичной.

Каким бы грандиозным ни казался нам процесс формирования континентальной коры, в общем балансе литосферы Земли ее объем все же невелик. Дело, однако, в том, что само появление этой коры есть следствие далеко зашедшего процесса общей дифференциации вещества Земли, когда изменяется и верхняя мантия. Она все более обогащается тугоплавким рститом и приобретает все большую жесткость. Тектонические неоднородности, наиболее ярко выраженные в структуре земной коры, охватывают, следовательно, и всю литосферу, которая оказывается неодинаковой под материками и океанами [7].

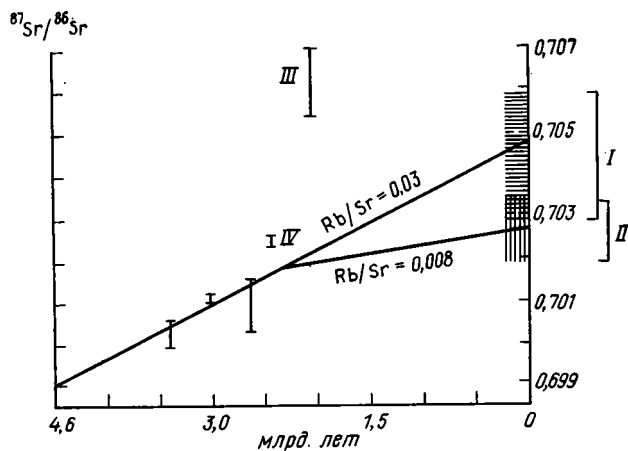


Рис. 5. Диаграмма эволюции стронциевого отношения для мантии с данными по основным и ультраосновным породам, Великой дайке и бушельдскому комплексу [40]

Римские цифры — интервал значений для: I — базальтов океанических островов, II — базальтов срединно-океанических хребтов, III — бушельдского комплекса, IV — Великой дайки

Можно заключить, таким образом, что огромные объемы континентальной коры, фракционированные к концу раннего докембрия, отражают процесс необратимого изменения облика всей литосферы, что в итоге и определило общий новый стиль геодинамики последующих эпох. Об этом свидетельствуют данные по изменению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в основных и ультраосновных породах океанических островов и базальтах срединно-океанических хребтов. Г. Хэнсон [40] привел график (рис. 5), из которого следует, что верхняя часть океанической мантии, из которой выплавляются океанические толеиты, возникла в интервале времени от 2,5 до 2,0 млрд. лет назад. Если эти данные справедливы, то нужно заключить, что мантия, продуцирующая кору современных океанов в срединно-океанических хребтах, относительно молода и оформилась в раннем протерозое или к концу раннего протерозоя. Заметим, что этот вывод подтверждается и другими параметрами, изменения которых, как показано выше, отличают этот рубеж. В свете всех этих материалов поиски полных аналогов современных океанических структур (а также и соответствующих геодинамических режимов) в раннем докембрии бесперспективны.

Нужно обратить внимание еще на одно важное обстоятельство. Если в течение катархейского мегахрона геодинамику Земли определяли главным образом внешние (космические) факторы (метеоритная бомбардировка, приливное воздействие близко расположенной Луны и т. д.), то

история раннего докембрия, т. е. архея и раннего протерозоя, демонстрирует уже примат собственно геологических процессов. В этом смысле вся геологическая история на протяжении почти 4 млрд. лет одина, однотипна. Изменения геодинамики, которые мы реально фиксируем на рубеже раннего и позднего докембрия, независимо от того, сколь контрастно такие изменения выражены в геологической летописи, не могли быть кардинальными, принципиально новыми. Это лишь узоры на общей картине дифференциации вещества Земли.

В раннем докембрии не удастся найти реальных доказательств проявления субдукции (реализации этого механизма противоречат и некоторые расчеты [18]), и, следовательно, весь механизм новой глобальной тектоники для этого мегахрона оказывается весьма сомнительным. Вместе с тем свидетельства существования режима рифтогенеза на протяжении всей геологической истории вполне очевидны. Это указывает на единство причин тектогенеза в целом в раннем докембрии и в неогее, и лучшего, чем конвективный механизм, пока ничего не предложено.

Было бы наивно думать, однако, что этот механизм всегда работал одинаково. Очевидное изменение оболочек Земли во времени само по себе диктует вывод о нестационарном характере конвекции или о еще каких-то вариантах движущего механизма, определявших расслоенность литосферы, сегодня еще неизвестных.

Серьезный недостаток всех рассуждений о геодинамике ранней Земли — отсутствие знаний о том, какие процессы происходили в это время за пределами протоконтинентальных блоков земной коры, т. е. той части планеты, которая занята современным Мировым океаном. Правы ли те исследователи, которые полагают, что вся остальная древняя кора (неизвестно, какая по составу!) была поглощена в фанерозойских зонах субдукции? Обсуждение этого вопроса неперспективно, так как оно не может выйти за рамки надуманных построений. Хотелось бы только обратить внимание на то обстоятельство, что до сих пор в геологической литературе нет описаний полных наборов офиолитовых ассоциаций, более древних, чем протерозойские; нет надежных описаний раннедокембрийских голубых сланцев, характерных для зон субдукции фанерозоя. Может быть, это не только недостаток знаний, а закономерность? Если это так, то возникает сомнение в возможности существования в раннем докембрии типичной океанической коры, возникающей в результате спрединга. Может быть, суть геодинамики ранней Земли состояла как раз в масштабной переработке той протокры, матрица которой создавалась в катархее? Такое предположение неплохо увязывается с данными сравнительной планетологии. Все попытки отыскать на ликах планет земной группы и на Луне структурные ансамбли, свойственные современной Земле, до сих пор не увенчались успехом. А может быть, этого и не стоит делать?

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше материалы, как нам представляется, позволяют сделать следующие выводы.

1. Прямые актуалистические подходы к расшифровке ранней истории Земли вряд ли оправданы, ибо развитие планеты необратимо и эти признаки для раннего докембрия настолько значительны, что делают практически невозможным применение актуалистических методов анализа.

2. В геологическом развитии Земли существует несколько важнейших рубежей, отмечающих переломные моменты ее истории. К ним приурочена смена геодинамических режимов в глобальном масштабе.

3. При разработке проблем геодинамики нельзя ограничиваться только моновариантными теоретическими расчетами конвекции, так как ее параметры, по-видимому, значительно варьируют во времени.

## Литература

1. Барсуков В. Л., Базилевский А. Т., Кузьмин Р. О. и др. Основные типы структур северного полушария Венеры. — Астрон. вестн., 1985, т. XIX, № 1, с. 3—14.

2. Берк Л., Дьюи Дж. Ф., Кидд Ч. С. Ф. Господство горизонтальных движений, острородужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 123—143.
3. Богатилов О. А., Летников Ф. А., Марков М. С., Суханов М. К. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны.— В кн.: Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984, с. 246—271.
4. Богатилов О. А., Марков М. С. Ранняя история Земли — проблемы и задачи.— В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 42—52.
5. Вейзер Я. Эволюция отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показателя эволюции земной коры.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 565—575.
6. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
7. Джордан Т. Глубинная структура континентов.— Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Общая и региональная геология, геологическое картирование, 1980, вып. 10, 25 с.
8. Жарков В. Н., Леонтьев В. В. О корреляции эволюции лунной орбиты с ростом континентальной коры.— Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 2, с. 318—321.
9. Импаكتиты. М.: Изд-во МГУ, 1981. 240 с.
10. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1979. 200 с.
11. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 487 с.
12. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 118 с.
13. Ламберт Р. Ст. Дж. Архейские тепловые режимы, температура коры и верхней мантии и поэтапная модель эволюции Земли.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 367—380.
14. Левиц Б. Ю., Маева С. В. Загадки происхождения и термической истории Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 283—298.
15. Летников Ф. А. Особенности флюидного режима эндогенных процессов в коре и мантии.— В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—9.
16. Летников Ф. А. Эволюция флюидного режима эндогенных процессов в истории Земли.— В кн.: Тезисы 27-го МГК. Т. IV, секция 08.09. М.: Наука, 1984. 376 с.
17. Марков М. С. Сравнительная планетология и ранняя история Земли. Докл. XXVII сессии МГК.— В кн.: Сравнительная планетология. М.: Наука, 1984, с. 50—57.
18. Мусатов Д. И., Федоровский В. С., Межеловский Н. В. Тектонические режимы и геодинамика архея (региональные и модельные аспекты). Обзор ВИЭМС. М., 1983. 42 с.
19. Накеи С. М. Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии дхарварских образований.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 295—305.
20. Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981. 326 с.
21. Пуцаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации.— Геотектоника, 1985, № 2, с. 3—38.
22. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Наука, 1982. 293 с.
23. Родионова Т. Ф., Дехтярева К. И. Особенности рельефа Земли, Луны, Марса и Венеры.— Земля и Вселенная, 1985, № 4, с. 21—25.
24. Рябчиков И. Д., Богатилов О. А., Бабанский А. Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 451—463.
25. Синица С. М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 137 с.
26. Суханов А. Л. О структурах обрамления лунных морей.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 3—18.
27. Токсоц М. Н., Джонстон Д. Х. Эволюция Луны и планет земной группы.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 210—240.
28. Толстихин И. Н., Азбель П. Я., Шарков И. В. Избыток  $^3\text{He}$  и  $^{129}\text{Xe}$  в мантии Земли и проблемы ранней газации.— Геохимия, 1985, № 11, с. 1539—1550.
29. Федоровский В. С. Гранитогнейсовые купола и зеленокаменные пояса — единый структурный парагенез докембрия Байкальской горной области.— В кн.: Геология докембрия. Докл. МГК. Т. 5. М.: Наука, 1984, с. 125—133.
30. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.
31. Шоц Э. М. Доархейская, протерозойская и более поздние эры.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 40—63.
32. Barker F. Trondhjemite: definition environment and hypotheses of origin.— In: Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam — Oxford — New York: Elsevier, 1979 p. 1—12.
33. Eade K. E., Fahrig W. F. Geochemical evolutionary trends of continental plates — a preliminary study of the Canadian Shield.— Bull. Geol. Surv. Canada, 1971, v. 179. 51 p.
34. Eade K. E., Fahrig W. E. Regional lithological and temporal variation in the Canadian Shield.— Pap. Geol. Surv. Canada, 1973, v. 46, p. 114—126.

35. Engel A. E. I., Itson S. P., Engel C. G. et al. Crustal evolution and global tectonics: A petrogenic view.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 85, p. 843—858.
36. Fahrig W. F., Eade K. E. The chemical evolution of the Canadian Shield.— Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5, p. 1247—1252.
37. Fryer B. J., Fyfe W. S., Kerrich R. Archean volcanogenic areals.— Chem. Geol., 1979, v. 24, p. 56—72.
38. Grieve R. A. F. Impact bombardment and its role in protocontinental growth of the early Earth.— Precamb. Res., 1980, № 10, p. 217—247.
39. Grieve R. A. F., Dense M. R. The terrestrial cratering record. II. The crater production rate.— Icarus, 1979, v. 38, p. 212—219.
40. Hanson G. N. Geochemical evolution of the continental crust.— In: Continental Tectonics studies in Geophysics. National Acad. of Science. Washington P. L., 1980, p. 151—157.
41. Head J. W., Solomon S. C. Tectonic evolution of the terrestrial planets.— Science, 1981, v. 213, p. 62—70.
42. Jaffey A. H., Flynn K. F., Glendenin C. E. et al. Precision measurements of half lives and specific activities of  $U^{235}$  and  $U^{238}$ .— Phys. Rev. C.— Nucl. Phys., 1971, v. 4, p. 1881—1906.
43. Kieffer S. W., Simonds G. H. The role of volatiles in the cratering process.— Rev. Geophys. Space Phys., 1979, p. 115—137.
44. Lee W. H. K. Thermal history of the Earth.— Ph. D. thesis/Univ. of California Los Angeles, 1963, p. 230.
45. Piper J. D. A. Proterozoic palaeomagnetism and single continent plate tectonics.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1983, v. 74, p. 163—197.
46. Taylor S. R. Chemical composition and evolution of continental crust: the rare earth element evidence.— In: The Earth — its origin, structure and evolution. N. Y.: Acad. press, 1978, chap. II, p. 353—376.
47. Veizer J., Compston W.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, v. 40, p. 31—46.
48. Veizer J., Jansen S. Z. Basement and sedimentary recycling and continental evolution.— J. Geol., 1979, v. 87, № 4, p. 341—370.
49. Wetherill G. W. Late heavy bombardment of the Moon and terrestrial planets.— Proceed. 6-th Lunar Sci. Conf. Houston, USA, 1975, p. 1539—1561.
50. Wood J. A. Lunar petrogenesis in a well stirred magma ocean. Proceed. 6-th Lunar Sci. Conf. Houston, USA, 1975, v. 1, p. 1087—1102.



УДК 551.242.2+552.3(265/266)

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., РАЗНИЦИН Ю. Н.

ТЕКТОНИКА КАРОЛИНСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТУПЕНИ  
(ЮГО-ЗАПАД ТИХОГО ОКЕАНА)

Рассматриваются тектоника и история развития района юго-западной Пацифики, ограниченного Каролинскими островами на севере и системой глубоководных желобов меланезийских островных дуг на юге, обозначаемого как Каролинская ступень. Формирование ступени произошло вследствие относительного опускания Восточно-Марианской абиссальной плиты в конце эоцена — начале олигоцена. Показано, что обособление крупных океанических ступеней, различающихся батиметрическими уровнями, открывает новые возможности для выяснения механизма углубления океанов в позднем мезозое и кайнозое. Приводятся оригинальные материалы по строению и вещественному составу хребта Муссау, полученные в экспедиции 9-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш».

В предыдущих работах авторы касались тектоники северо-западной и центральной частей Тихого океана [4, 8]. В данной статье речь будет идти об очень интересном и еще почти не освещенном в нашей литературе районе, расположенном в юго-западной Пацифике, который мы называем Каролинской океанической ступенью. На батиметрических картах он ясно выделяется на фоне прилежащей Восточно-Марианской абиссальной плиты существенно меньшими глубинами. С севера Каролинская ступень ограничена протяженной цепью подводных гор субширотного простирания, в пределах которой выступают отдельные острова, называемые Каролинскими. Эта фактически линейная горная цепь отражает важный тектонический раздел в океанском ложе, уходящий, судя по вулканической природе гор, на большие глубины в литосферу. С юга Каролинскую ступень ограничивают фронтальные глубоководные желоба, окаймляющие меланезийские островные дуги, а частично также подводный склон Новой Гвинеи.

В пределах Каролинской ступени наиболее глубокие участки дна лежат на уровне 4000 м, причем их площадь относительно невелика. В то же время севернее Каролинского раздела, занимая обширные пространства, простирается абиссальная область, лежащая на глубинах около 5000 м. Хотя мы и не собираемся давать характеристику этой области, однако заметим, что она протягивается до подводной горной системы Маркус — Неккер (горы Мид-Пацифик и др.), которая, как и Каролинская цепь, имеет общее субширотное простирание. Севернее этой системы располагается еще одна глубоководная плита, но с глубинами более значительными, превышающими на обширных площадях 6000 м.

Таким образом, в рельефе дна Западной Пацифики по батиметрическим данным выделяются три морфологических ступени: Северо-Западная, Восточно-Марианская и Каролинская, разграниченные крупнейшими субширотными подводными системами вулканических гор. Горы эти разного возраста, но объединяются в естественные группы, и изучение их весьма важно для расшифровки тектонического развития океанского дна.

Итак, наименее глубоководной океанической ступенью на западе Тихого океана является Каролинская. Она характеризуется и особыми чертами строения: присутствием поднятий с мощностью земной коры, значительно превышающей таковую в абиссальных районах, молодым возрастом базальтов дна абиссальных впадин и, наконец, рассечением абиссальной структуры тектонической системой подводная гряда — шелевидный разлом (имеется в виду система Муссау).

Занимаемая Каролинской океанической ступенью площадь даже по океанским масштабам достаточно велика. Ее протяженность составляет около 3200 км, а ширина порядка 800—1000 км. Ниже мы дадим краткое описание отдельных тектонических единиц этой ступени, пользуясь литературными источниками, оказавшимися в нашем распоряжении, и новыми данными, полученными экспедицией 9-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», состоявшейся в 1985 г., в которой один из авторов (Ю. Н. Разницын) принимал непосредственное участие. Эти данные касаются исследований желоба и хребта Муссау, что предусматривалось проектом «Литос», цель которого — изучение тектоники и магматизма дна Мирового океана. В конце работы мы остановимся на вопросах становления и развития тектонической структуры Каролинской ступени.

Основные тектонические образования Каролинской океанической ступени включают: поднятия Онтонг-Джава и Эаурипик, Западно- и Восточно-Каролинскую впадины, желоб-разлом и хребет Муссау и, наконец, впадину Лира (рис. 1). Эти элементы различаются как по морфологии, так и по строению земной коры и истории тектонического развития.

### ПОДНЯТИЕ ОНТОНГ-ДЖАВА

Онтонг-Джава<sup>1</sup> — это обширное (1600×800 км) относительно мелководное поднятие океанского дна, занимающее восточную часть Каролинской тектонической ступени и расположенное между Соломоновыми островами на юге и Каролинскими — на севере. Поверхность поднятия выровненная, наклоненная в сторону Каролинских островов: на юге в сводовой части поднятия глубины составляют 1500—2000 м, а к северу они возрастают до 3000—3500 м. Природа поднятия — вопрос дискуссионный. Наиболее характерная его особенность — аномально мощная для океанских структур земная кора. В северной части поднятия граница М установлена на глубине 42 км [18, 29]. Мощность коры уменьшается в южном направлении; к северу от о-ва Малаита она составляет 25—30 км [19]. Большая мощность коры и особенности ее скоростного разреза позволили ряду исследователей говорить о континентальной природе этой структуры, считая ее фрагментом существовавшего, по их мнению, прежде крупного континента на месте современного Тихого океана [30, 31]. Однако подавляющее большинство авторов склоняется к выводу об океанической природе поднятия Онтонг-Джава, как и ряда сходных с ним структур в Тихом океане, таких, как поднятия Манихики, Шатского, Хесса и др. [13, 22 и др.].

Детальные сейсмические исследования на поднятии показали, что под слоем осадков мощностью более 1 км залегает слой с  $V_p=5,5$  км/с, имеющий мощность 3—7 км. Ниже располагается слой со средней скоростью продольных сейсмических волн 6,5 км/с; иногда он состоит из двух частей: слоя со скоростью 6,1 км/с мощностью около 5 км и более глубоко залегающего слоя с  $V_p=6,8$  км/с [22]. Скважина глубоководного бурения 289 в центральной части поднятия прошла кровлю слоя с  $V_p=5,5$  км/с и вошла в толеитовые базальты (скорость продольных сейсмических волн в базальтах, измеренная в лаборатории на «Гломаре Челленджере», составила 5,5 км/с). Большая мощность этого слоя интерпретируется либо как переслаивание базальтовых потоков и гиалокластитов, прорванных дайками и силлами, либо как результат переслаивания базальтов с осадками. Сравнивая сейсмические разрезы поднятия Онтонг-Джава со стандартным разрезом океанской коры, Д. Хассонг с соавторами [22] пришел к выводу, что кора поднятия имеет ту же скоростную структуру, что и кора океаническая, но каждый сейсмический слой увеличен в мощности в 5 раз. Основное в этом сравнении — близкие значения средних скоростей и плотностей земной коры. Характерной особен-

<sup>1</sup> Другие названия: плато Онтонг-Джава, Каролинско-Соломоново поднятие, Соломоново плато, вал Капингамаранги.



ностью сейсмического разреза поднятия является присутствие в низах мощного слоя (до 10—12 км) с  $V_p=7,7-7,6$  км/с. Такие скорости при соответствующих давлениях (2—6 кбар) свойственны лишь породам основного состава — оливиновым габбро или метаморфическим породам габброидного состава [13]. Нельзя исключить и наличие ультраосновных пород, которые при частичной серпентинизации имеют те же скорости. Присутствие мощного высокоскоростного слоя в сейсмическом разрезе поднятия Онтонг-Джава можно объяснить тектоническим скупиванием глубинных масс, чередованием в разрезе пластин основных и ультраосновных пород, подобно тому, как это предполагается для поднятий Шатского и Хесса в северо-западной части Тихого океана [8].

Уровень аномального гравитационного поля (в свободном воздухе) над поднятием составляет в среднем +15 мгал. Это значение не согласуется с теоретически вычисленным полем, которое составляет —200 мгал [19]. Такой колоссальный избыток масс может образоваться за счет тектонического скучивания плотных глубинных пород в основании поднятия.

В скважинах 288 и 289, пробуренных на поднятии Онтонг-Джава, установлен аптский возраст осадков, перекрывающих базальты [26]. Как показали исследования, разрез о-ва Малаита из группы Соломоновых островов очень сходен с разрезами этих скважин [21]. В основании разреза здесь вскрываются нижнемеловые толеитовые базальты, по химическому составу близкие базальтам поднятия Онтонг-Джава. Так же как и на поднятии, базальты перекрыты толщей пелагических известняков верхнего мела, палеогена и неогена мощностью до 1,5 км. На основании этого сходства сделан вывод о том, что о-в Малаита представляет собой поднятый край поднятия Онтонг-Джава. Сходство разрезов, сильные деформации пород, наличие сжатых и опрокинутых складок, надвиги, прослеживание рефлекторов с поднятия практически до побережья о-ва Малаита — все это позволило говорить о наличии надвинутых (обдурцированных) пластин коры поднятия Онтонг-Джава на о-ве Малаита [14]. Такая же картина имеет место и на о-ве Санта-Изабел, расположенном к северо-западу от о-ва Малаита [23]. Изотопные исследования включений ультраосновных пород (лерцолитов) в альенитах, прорывающих базальты, самих альенитов и базальтов Малаиты привели к выводу о гетерогенности и расслоенности мантии под поднятием Онтонг-Джава до глубин 120 км: относительно недеплетированный мантийный субстрат подстилает деплетированную верхнюю мантию [11]. Примечательно, что ксенолиты континентальных пород не были обнаружены. Отмеченные особенности хорошо подкрепляют идею об океанической коре поднятия Онтонг-Джава, утолщенной за счет тектонического скучивания глубинных литопластин.

#### ПОДНЯТИЕ ЭАУРИПИК

Меридиональное поднятие Эаурипик располагается в центральной части Каролинской ступени, отделяя Западно-Каролинскую впадину от Восточно-Каролинской. Оно протягивается приблизительно на 1000 км при ширине около 200 км. Его сводовая часть располагается на глубине менее 3000 м, отдельные вершины поднимаются до глубин 1500—2000 м. Это асейсмичное поднятие обладает мощной (до 18 км) океанической корой [15]. Утолщение коры более чем в 2 раза по сравнению с нормальной океанической, развитой в смежных глубоководных впадинах, происходит за счет «раздува» третьего слоя. Во время советско-японского сейсмического эксперимента на поднятии были детализированы данные по профилю Н. Дена [6]. В низах сейсмического разреза, как и на поднятии Онтонг-Джава, был установлен переходный высокоскоростной слой со скоростью продольных сейсмических волн 7,5 км/с между третьим слоем и мантией [1]. Наличие этого слоя, так же как на поднятии Онтонг-Джава, вероятно, обусловлено тектоническим скучиванием, чередованием в нижней части разреза литопластин ультрабазит-габбрового состава, что и привело к утолщению коры. Акустический фундамент на поднятии расчленен и перекрыт осадками мощностью 500—600 м. В юж-

ной части поднятия пробурена скважина 62, вскрывшая непрерывный карбонатный разрез от верхнего олигоцена до квартера [24]. На глубине 581 м от поверхности дна доломиты и доломитизированный фораминиферово-нанопланктонный мел интродуцированы базальтами. Интрузивный характер контакта доказывается наличием ксенолитов среднеолигоценых известняков в базальтах и уменьшением степени контактового метаморфизма в сторону от альбандов силла. Анализ профилей НСП показывает, что в 1 км восточнее скв. 62 поверхность акустического фундамента располагается на 100 м ниже по сравнению с силлом в этой скважине. Рассчитанный возраст базальных слоев осадочного чехла здесь соответствует уже раннему олигоцену [2].

### ЗАПАДНО- И ВОСТОЧНО-КАРОЛИНСКАЯ ВПАДИНЫ

Именно эти впадины определяют индивидуальный тектонический облик Каролинской ступени. Они оконтуриваются изобатой 4000 м и имеют изометричную форму. Западно-Каролинская впадина несколько больше по размерам Восточно-Каролинской; длина ее в широтном направлении составляет 800—900 км. Рельеф дна впадин сильно расчлененный, наблюдаются узкие холмы и долины (разломы?) северо-восточного и северо-западного простираний [19, 28].

Наиболее выразительными топографическими элементами впадин являются узкий Западно-Каролинский трог, находящийся в северной части Западно-Каролинской впадины, и трог Килсгаард — в Восточно-Каролинской, имеющие в целом северо-восточное простирание. В северной части региона, к югу от цепи Каролинских островов, протягивается трог Сорол, пересекающий обе впадины и поднятие Заурипик и имеющий северо-западное простирание. Эти элементы интерпретируются как трансформные разломы или отмершие срединговые центры [12, 16, 28]. Последняя точка зрения, на наш взгляд, имеет большие основания.

Акустический фундамент во впадинах перекрыт осадками мощностью до первых сотен метров. Весь чехол осадочных пород мощностью 500 м вскрыт в восточной части Восточно-Каролинской впадины в скв. 63. Это относительно полный разрез биогенных карбонатных осадков от среднего олигоцена до квартера [2, 24]. Скважина достигла базальтов. Отсутствие контактовых воздействий на вышележащие осадки, их насыщенность вулканическим стеклом свидетельствуют в пользу экстрезивного происхождения базальтов.

Земная кора под впадинами типично океаническая, мощность ее составляет 6—7 км [15].

Для понимания природы глубоководных впадин Каролинской ступени существенное значение имеют драгировки в трогах Сорол и Ауи [17, 32]. Из северной части трога Сорол были драгированы измененные базальты, похожие на базальты срединно-океанических хребтов (MORB). Свежие пиллоу-лавы базальтов, драгированные с подводной горы в центральной части трога, отличающиеся относительно высокой щелочностью и содержанием фосфора, по геохимическим характеристикам и отношению изотопов стронция сходны с породами щелочно-базальтовой серии подводных гор абиссальных районов. Из западной части трога получена группа пород с толеитовым трендом дифференциации, состоящая из высокомагнезиальных базальтов, ферробазальтов, пироксенитов и лерцолитов и имеющая химические и минералогические характеристики типичных толеитовых серий. Геохимические данные указывают на существование в регионе двух типов источников магм для базальтов: один такой же, как для базальтов срединно-океанических хребтов, и второй, как для базальтов внутренних областей океанского ложа.

Химические и изотопные характеристики свежих и измененных фрагментов пиллоу-лав базальтов из осевого рифта и с восточного борта трога Ауи, ограничивающего с запада Каролинскую ступень, указывают на существование здесь мантийного источника такого типа, как под срединно-океаническими хребтами. Группа пород, включающая metabазальты,

метагаббро и плагиограниты, поднятая с эскарпа на западном борту трога, имеет черты, аналогичные породам плутонического комплекса офиолитов. По мнению М. Перфита и Д. Форнари [32], петрохимия и геохимия пород трогов Сорол и Ауи находится в соответствии с гипотезами коровой аккреции вдоль северной и западной границ Каролинской ступени. Это конструктивная гипотеза, согласующаяся с тектоническим положением района и с далеко зашедшим здесь по сравнению с другими областями тихоокеанского ложа, процессом тектонической дифференциации океанской коры.

### НОВООБРАЗОВАННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА МУССАУ — ЛИРА

Описываемая тектоническая система очень контрастна по строению и резко дискордантна по отношению к южному ограничению Восточно-Каролинской впадины. В нее входят (с запада на восток) щелевидный разлом Муссау, хребет Муссау, трог и впадина Лира (рис. 2). Хребет Муссау отделяет Восточно-Каролинскую впадину от впадины Лира, простираясь в субмеридиональном направлении. На продолжении сопряженных разлома и хребта Муссау, севернее 3° с. ш., установлена зона исключительно интенсивных деформаций морского дна, протягивающаяся до пересечения с трогом Сорол [20, 34].

Разлом Муссау морфологически выражен в виде узкого трога. Максимальный перепад глубин в системе трог — гряда превышает 5500 м: гребень гряды располагается на отметке 1400 м, а максимальные глубины трога превышают 7 км. Восточный борт трога (западный склон хребта) представляет собой крутой эскарп, крутизна склона которого превышает 20°. Разлом протягивается в субмеридиональном направлении приблизительно на 400 км. Узкое днище трога, так же как и хребет, почти лишено осадков. В зоне системы Муссау ранее проводились геолого-геофизические исследования, носившие попутный характер и включавшие эхолотный промер, сейсмопрофилирование, гравиметрические работы и драгировки [9, 16, 20, 28]. Наиболее представительный каменный материал был получен во время экспедиции 9-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 1985 г. С помощью погружаемых обитаемых аппаратов «Пайсис» была детально исследована верхняя часть гряды в интервале глубин 1480—1900 м (рис. 3). Здесь были отобраны обломки и глыбы (до 40 см в поперечнике) толеитовых базальтов, долеритов и габброидов. В соответствии с предварительной публикацией [7] приведем кратко петрографическую характеристику пород<sup>2</sup>.

**Базальты** подняты в виде фрагментов подушек пиллоу-лав в составе гиалокластитовой брекчии и в качестве составных частей конгломератобрекчии с карбонатным цементом. По минералогическому составу среди них преобладают оливин-порфиновые разности, значительно реже встречаются оливин-плагиоклаз-порфиновые. Структура основной массы базальтов варьирует от стекловатой до гиалопелитовой и зародышево-вариолитовой; нередко эти вариации можно наблюдать даже в пределах одного образца. Большинство базальтов свойственна зародышево-вариолитовая структура: тонкие скелетные микролиты плагиоклаза собраны в радиально-лучистые и метельчатые агрегаты размером 0,01—0,1 мм. Пространство между этими агрегатами выполнено тахилитовым стеклом и кристаллитами клинопироксена (пижонита). Вторичные изменения базальтов отвечают диагенетической стадии преобразования и низам зеленосланцевой фации метаморфизма. В породах, подвергшихся катаклазу и милонитизации, степень вторичных преобразований увеличивается.

**Долериты** зафиксированы в виде даек на восточном склоне гряды Муссау. Породы состоят из 40—50% основного плагиоклаза (лабрадор—битовнит), 30—40% моноклинного пироксена, 15—20% оливина, 5—15% рудного минерала. Вторичные изменения долеритов в целом аналогичны базальтам, но в отличие от последних в них более широко проявлены

<sup>2</sup> Петрографическое описание пород выполнено Г. Б. Рудником, Ю. Н. Разниным и С. Г. Сколотневым.

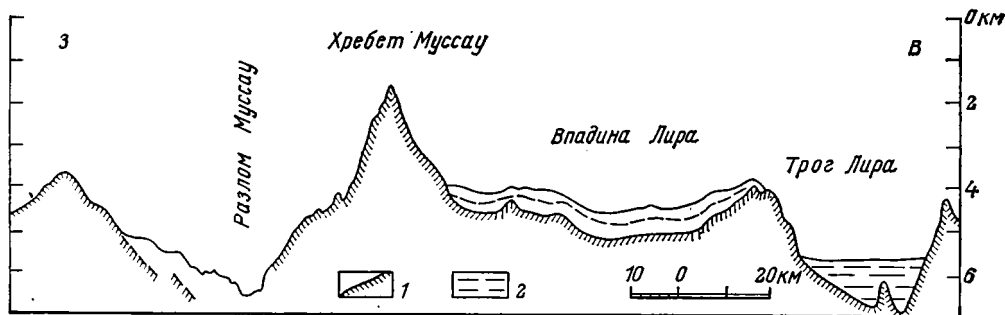


Рис. 2. Профиль эхолотного промера и разрез осадочной толщи по данным НСП через систему Муссау, трог и впадину Лира (по материалам 9-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»)

1 — акустический фундамент, 2 — осадочная толща

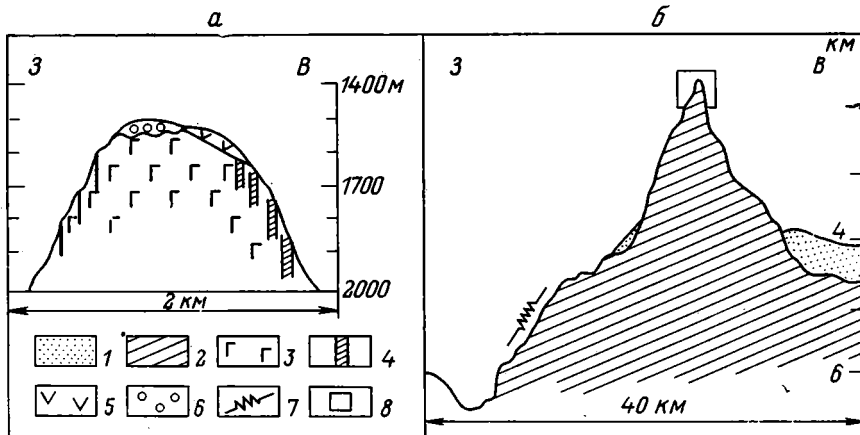


Рис. 3. Схематический геологический разрез верхней части хребта Муссау (а) и профиль через систему Муссау (б) (по О. Г. Сорохтину и др. [7])

1 — осадки; 2 — положение акустического фундамента; 3 — троктолиты; 4 — долериты; 5 — базальты и гиаокластитовые брекчи базальтов; 6 — конгломератобрекчи с карбонатным цементом; 7 — интервал драгирования; 8 — местоположение работ ПОА «Пайсис»

процессы хлоритизации, иногда по клинопироксенам развивается актинолит.

**Габброиды** (троктолиты и оливиновые габбро-нориты) обнаружены в верхней части гряды, на ее западном и восточном склонах. Троктолиты — существенно меланократовые породы (оливин-плагноклазовые кумуляты) с неясно выраженной полосчатостью, обусловленной чередованием не выдержанных по толщине прослоев (1—15 см), обедненных и обогащенных плагноклазом. Меланократовые прослои по составу отвечают дуниту. Основу структуры троктолитов составляют крупные (3—6 мм) идиоморфные зерна оливина. Оливины замещены петельчатым хризолитом с просечками пылевидного магнетита. В центрах петель часто сохраняются реликты свежего оливина (хризолита). В ассоциации с оливином, часто в виде пойкилитовых включений, присутствуют мелкие зерна хромшпинелида. Плагноклаз (битовнит № 70) резко ксеноморфен по отношению к оливину, кристаллизуется в виде неправильных извилистых зерен. Часто он почти полностью замещен пренитом и хлорит-гидрогранатовым агрегатом. Ортопироксен также резко ксеноморфен по отношению к оливину, часто содержит тонкие ламеллы клинопироксена. Зерна ромбического пироксена обычно замещены баститом. Клинопироксен (пижонит — авгит) реакционно замещает ортопироксен или кристаллизуется в виде тонких кайм вокруг зерен плагноклаза. Количество его в породе невелико (первые проценты), обычно минерал не затронут вторичными преобразованиями.

Оливиновые габбро-нориты отличаются от троктолитов равномерной зернистостью и количественными соотношениями минералов. Полосчатость в них создается чередованием относительно меланократовых и лейкократовых не выдержанных по толщине прослоев шириной 1—3 см. Плагноклаз и пироксены определяют облик пород, тогда как оливин содержится в количествах не более 10% от объема породы. В габбро-норитах присутствуют тонкие линзовидные прослои существенно оливинового состава, что в совокупности с другими признаками указывает на принадлежность данной группы пород к тому же кумулятивному полосчатому комплексу, что и троктолиты.

Гребень хребта Муссау бронируется конгломератобрекчиями с карбонатным цементом. В обломках конгломератобрекчий присутствуют все рассмотренные выше породы: базальты, долериты, троктолиты и оливиновые габбро-нориты. Драгировки нижней части западного склона гряды (глубины 5000—5300 м) принесли обильный гравийно-галечный материал того же состава.

Таким образом, из верхней части хребта Муссау получен почти полный набор пород океанической коры. Базальты отвечают ее второму слою; долериты, вероятно, являются принадлежностью дайкового комплекса. Габброиды представляют собой фрагменты разреза магматических пород третьего слоя, формировавшихся на разных глубинах. Наиболее глубинным образованиям отвечают троктолиты, относительно более высоким горизонтам — оливиновые габбро-нориты. Все эти разноглубинные образования пространственно совмещены и выведены в самые верхние горизонты коры в зоне разлома Муссау. Здесь можно провести аналогию с желобом Тонга, где выявлено трехкратное повторение разреза океанической коры, возникшее вследствие тектонического совмещения коровых пластин [5].

Анализ профилей НСП через упоминавшуюся выше зону интенсивных деформаций на северном продолжении системы Муссау привел Д. Вейсела и К. Андерсона [34] к выводу о широком развитии надвигов в этой зоне. Можно думать, что природа этих тектонических нарушений такая же, как на хребте Муссау.

К востоку от хребта Муссау располагается впадина Лира. На профилях НСП видны оползни и другие формы перемещения масс осадков с хребта во впадину [16]. Глубины впадины превышают 4 км. По диагонали ее пересекает широкий и глубокий грабен (до 7000 м) северо-западного простирания — трог Лира. Восточный край трога маркируется подводными горами. Дно впадины Лира расчленено разломами северо-восточного и северо-западного простираний. Восточный склон впадины является западным склоном поднятия Онтонг-Джава. Данные сейсмических исследований указывают на образование впадины за счет погружения блоков поднятия по системе сбросов с одновременным утонением всех его коровых слоев [3, 22], в том числе и высокоскоростного слоя со скоростью продольных сейсмических волн 7,6 км/с. Поверхность М под впадиной не установлена.

Во впадине Лира выявлена система мезозойских магнитных аномалий М 12 — М 19 [33]. Поэтому предполагается существование впадины еще в раннем мелу (130—140 млн. лет назад). Однако на поднятии Онтонг-Джава скважина выше базальтов вскрыла лишь аптские отложения. Естественно, при анализе предпочтение следует отдавать последним данным.

#### ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Как было показано, Каролинская океаническая ступень состоит из разнообразных структурных элементов, отличных по морфологии, глубинному строению и истории развития. Они возникли в результате разнотазпных тектонических преобразований океанского дна<sup>3</sup>. Определенных данных о времени обособления Каролинской ступени пока нет. Одна-

<sup>3</sup> Схема развития Каролинской океанической ступени, частично комментирующая все нижесказанное, приведена на рис. 4.



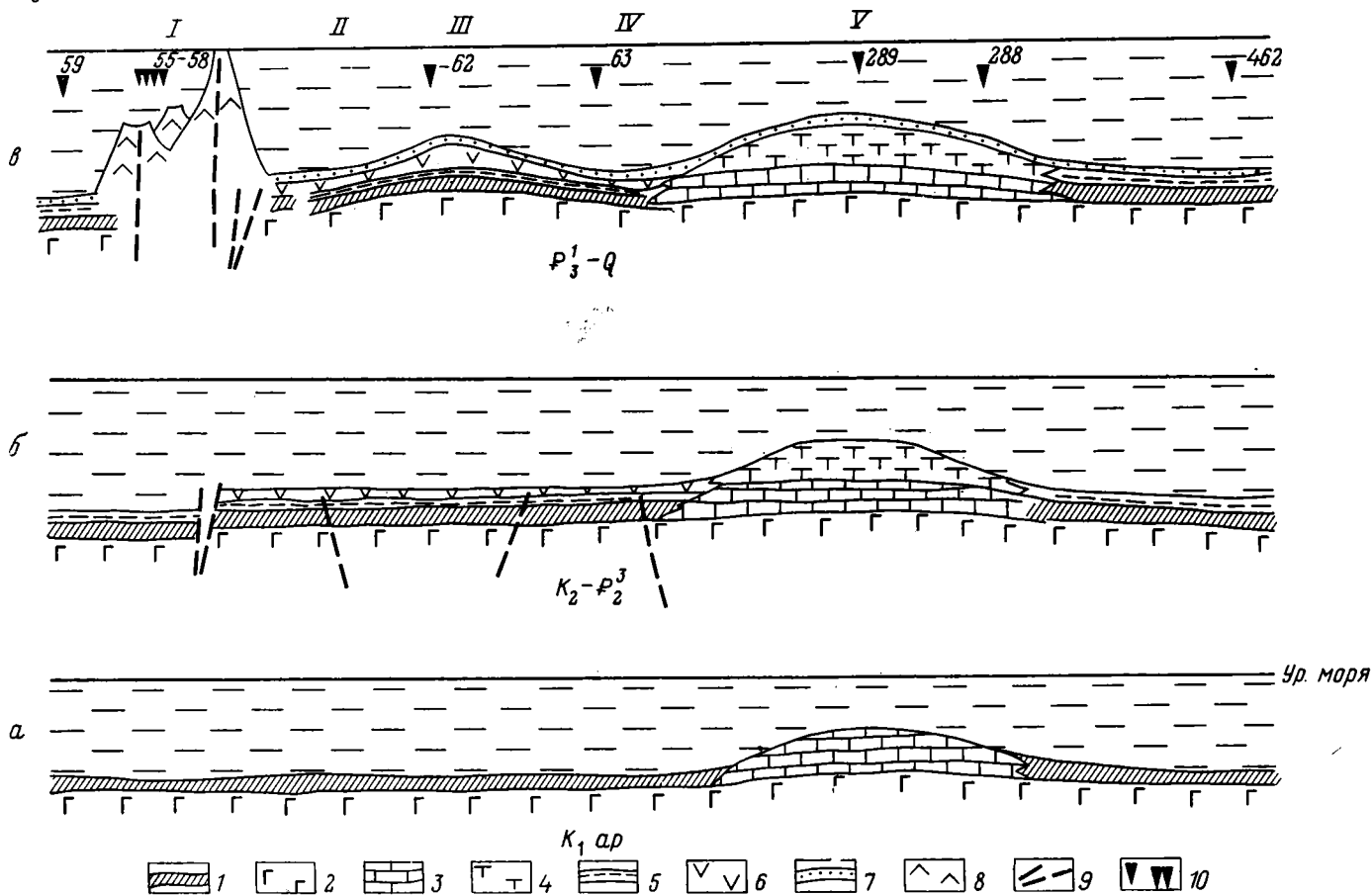


Рис. 4. Схема развития Каролинской океанической ступени *a* — в раннем мелу; *б* — в позднем мелу — эоцене; *в* — в олигоцене — квартере. 1—2 — образования 1-го и 2-го слоев мезозойской океанической коры; 3 — известняки с прослоями кремней (Формация карбонатного плато); 4 — органогенные илы; 5 — кремни, известняки, писчий мел, песчаники, аргиллиты; 6 — базальты; 7 — неоген-четвертичные образования; 8 — вулканиты дифференцированной щелочной серии; 9 — разломы; 10 — скважины глубоководного бурения. Римские цифры над профилями: I — Каролинские острова, II — Западно-Каролинская впадина, III — поднятие Эаурипик, IV — Восточно-Каролинская впадина, V — поднятие Онтонг-Джава

ко имеется ряд материалов, позволяющих подойти к решению этого вопроса.

Прежде всего коснемся строения подводной горной цепи Каролинских островов, отделяющей Каролинскую ступень от более низко расположенной Восточно-Марианской. В пределах Каролинской цепи островов выявлено большое число подводных гор, лежащих обычно на глубинах до 2000 м, но иногда близко подходящих к поверхности. В вулканической природе гор ни у кого сомнений нет, особенно после глубоководного бурения. Оно было проведено в пределах западного сектора Каролинской цепи по ступенчатому профилю в направлении от средней части цепи к ее северному подножию. Пробурено четыре скважины: 55, 56, 57 и 58, которые углубились ниже поверхности дна соответственно на 131, 270, 335 и 173 м [2, 23]. Первые три скважины прошли миоценовые и верхнеолигоценые отложения, под которыми в скв. 57 и, вероятно, 56 лежат базальты и долериты. В забое скв. 58 также предполагаются базальты. По этим данным можно судить не только о вулканической природе цепи, но и о ее существовании в начале олигоцена, а, возможно, и раньше.

Острова этой цепи в основном представляют собой атоллы. Но среди них имеются и вулканические сооружения, как групповые, так и одиночные (островная группа Трук, острова Понапе, Кусаие и др.). В пределах этих островов обнажаются породы дифференцированной щелочной серии — от базальтов до трахитов [27], по составу аналогичные лавам, слагающим верхние части гавайских вулканов. Удревнение возраста вулканических пород от 1 млн. лет на о-ве Кусаие, находящемся в восточном секторе Каролинских островов, до 11 млн. лет на о-ве Трук, расположенном приблизительно в 1000 км западнее, привело к идее о существовании в восточной части Каролинских островов «горячей точки».

Из геологических соотношений с соседним районом Восточно-Марианской впадины, где базальты лежат ниже глин с кремнями верхнего мела (скв. 59), ясно, что вулканическая Каролинская цепь имеет наложенный характер. Она связана с субширотным расколом (система разломов) океанического фундамента, по которому на этапе, предшествовавшем вулканизму, по-видимому, произошло крупное вертикальное смещение, вызвавшее образование океанической ступени. Впоследствии система разломов (субширотный раскол) разрасталась в длину в восточном направлении, что и обусловило образование вулканической цепи Каролинских островов. Авторам вообще более обоснованными кажутся представления о связи линейных вулканических зон с разрастающейся в длину разломной трещиной в литосфере, нежели о связи их с «горячими точками».

В пределах Восточно-Марианской глубоководной ступени, также ограниченной с севера субширотной системой подводных горных сооружений (Мид-Пацифик, Неккер и др.), имеются локальные подводные горы и атоллы. На атолле Эниветок еще несколько десятилетий назад проводилось бурение. Две скважины на глубине соответственно 1405 и 1267 м дошли до базальтов, перекрытых рифами и известняками раннего кайнозоя (эоцен) [10]. Время появления вулканических гор неясно, но начало их опускания, суммарно составившего ту же амплитуду, что и Каролинская ступень, приходится, следовательно, на палеоген. Иными словами, Каролинская ступень возникла вследствие относительного опускания Восточно-Марианской абиссальной плиты по крупной системе разломов.

О том, что представляла собой область Каролинской ступени в самом раннем кайнозое и в меловом периоде, можно судить по разрезу поднятия Онтонг-Джава и некоторым косвенным соображениям. Последние заключаются в том, что в пределах сопредельной глубоководной Восточно-Марианской впадины в ряде скважин (59, 61, 199) вскрыты породы верхнего мела пелагических фаций. Можно думать, что такие фации могли существовать и в пределах ступени. Что касается поднятия Онтонг-Джава, то о его разрезе дает представление ряд скважин, но в особен-

Компонент	1074/1	1074/9a	1074/9б	1074/18a	1074/18б	1074/18в	1075/4в	1075/4г	1075/4д
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	46,03	46,62	48,93	47,61	46,45	46,96	46,71	46,65	45,72
TiO <sub>2</sub>	1,16	1,18	1,03	1,09	0,95	1,08	0,92	1,05	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,89	16,93	16,79	16,96	17,47	17,20	17,41	17,83	17,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,55	6,50	2,10	1,54	2,17	1,62	5,32	4,17	3,96
FeO	5,43	2,48	6,55	6,99	6,71	7,86	2,86	3,24	3,57
MnO	0,44	0,13	0,17	0,18	0,17	0,14	0,10	0,09	0,09
CaO	10,15	10,02	10,35	11,10	10,45	10,43	10,51	10,37	9,62
MgO	8,57	6,97	8,95	7,39	7,84	7,54	5,81	7,06	8,24
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,18	3,10	3,26	3,33	2,91	3,82	3,54	3,26
K <sub>2</sub> O	0,33	0,56	0,58	0,23	0,21	0,26	0,64	0,49	0,64
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,63	2,03	0,45	2,87	3,03	2,65	1,50	1,62	3,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,10	3,48	0,28	0,30	0,78	0,53	3,44	2,91	2,57
C	Нет	Нет	Нет	Нет	0,05	0,11	0,18	Нет	Нет
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,24	0,21	0,20	0,20	0,21	0,26	0,35	0,23
Сумма	100,03	100,39	99,99	99,81	99,51	99,50	99,48	99,37	99,38
FeO'/MgO	1,0	1,2	0,9*	1,1	1,1	1,2	1,3	0,9	0,8

*Примечание.* Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики: Г. К. Галковс плагиоклаз-порфиновый; 3 — свежее базальтовое стекло из гиаолоклатитовой брекчии; 8 — вариолитовый базальт из корки закалки пиллоу-лавы; 12—15 — долерит; 16 — оливиновый габбро-норит; 17, 18 — троктолит.

ности скважина 289. Об этом разрезе речь шла выше. Здесь хотелось бы отметить, что формационно разрез поднятия подразделяется на две части: нижнюю, сложенную преимущественно известняками, содержащими обычно прослой кремней, и верхнюю, представленную глубоководными органогенными илами. Их мощности соответственно 293 и 969 м. В основании разреза под базальными аптскими слоями лежат базальты. Представляется, что нижняя часть разреза отвечает формации «карбонатного плато». Она включает отложения верхнего мела — эоцена. Скважина 288, пробуренная на восточном фланге поднятия, показывает, что разрез в этом направлении становится более похожим на типовые разрезы абиссальных плит. Поэтому надо считать, что поднятие Онтонг-Джава имеет длительную историю. Оно осложняло строение океанского дна еще в эпоху позднего мела, а может быть, и среднего. Это поднятие занимает межкотловинное структурное положение, разделяя Восточно-Марианскую и Меланезийскую глубоководные котловины. Тем самым оно представляет естественное восточное тектоническое ограничение Каролинского структурного района. Поднятия еще ждет углубленного изучения, но имеющиеся материалы позволяют присоединиться к мнению о его океанической природе. Очень большое утолщение коры здесь, по-видимому, является результатом неоднократного проявления тектонического скупивания в океаническом субстрате, о чем уже говорилось выше.

Дополнительной аргументацией в этом отношении может служить тектоника хребта Муссау. В его верхней части обнаружены почти все элементы разреза океанической коры, тектонически совмещенные и выведенные в самые верхние горизонты. Толеитовые базальты, долериты, оливиновые габбро-нориты и троктолиты, по-видимому, представляют собой фрагменты корового разреза, характерного и для поднятия Онтонг-Джава.

Состав пород хребта Муссау охарактеризован данными силикатных анализов (таблица). Во многих проанализированных образцах базальтов отмечаются значительные вторичные изменения с повышением общего содержания воды и окиси натрия. Несмотря на это, содержание целого ряда петрогенных компонентов в породах остается характерным для океанических толеитов. Количества калия и фосфора в них оказываются весьма низкими. Составы базальтов из скв. 289 на поднятии Онтонг-Джава, нижнемеловых базальтов о-ва Малаита, рассматривающихся в качестве фрагментов разреза коры этого поднятия (см. выше), а также базальтов хребта Муссау на диаграмме P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — TiO<sub>2</sub> (рис. 5) располага-

## габброндов хребта Муссау, вес. %

1077/126	1077/14а	1074/16	1074/14	1074/12	1075/1	1074/11	1075/5	1074/10
10	11	12	13	14	15	16	17	18
47,44	45,52	47,86	47,20	47,42	49,16	47,45	37,92	36,51
1,03	0,61	0,85	0,84	0,68	1,02	0,13	0,08	0,13
16,85	16,61	15,79	15,85	18,26	14,21	19,30	9,49	5,78
5,54	9,69	3,57	5,20	4,34	4,52	4,05	5,78	8,84
3,05	2,96	5,87	5,81	3,78	6,54	1,90	3,18	2,29
0,13	0,10	0,17	0,20	0,13	0,20	0,06	0,20	0,17
12,59	11,26	11,30	10,07	11,78	11,68	12,43	5,77	2,95
6,99	5,97	8,83	8,09	7,35	7,49	9,71	26,68	31,65
2,70	2,59	2,86	3,73	3,18	2,57	2,30	0,34	0,23
0,29	0,27	0,21	0,24	0,24	0,21	0,12	0,09	0,09
1,63	1,68	2,20	3,29	1,91	2,29	2,50	9,45	10,41
1,29	2,35	0,38	0,56	1,16	0,37	0,46	0,66	0,89
0,11	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
0,13	0,05	0,08	0,09	0,01	0,10	»	»	0,02
99,77	99,66	99,97	100,60	100,24	100,36	100,41	99,64	99,96
1,2	1,9	1,0	1,3	1,0	1,4	0,6	0,3	0,3

кая, Е. В. Черкасова, А. А. Степанова. 1, 2, 4, 7 — базальт оливин-порфиновый; 5, 6 — базальт оливин-базальт; 9 — зародышево-варнолитовый базальт; 10 — плагиоклаз-порфиновый базальт; 11 — стекловатый

ются в едином поле базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). На диаграмме *AFM* (рис. 6) точки составов базальтов, долеритов и габбро хребта Муссау располагаются вдоль толентового тренда, со смещением в сторону увеличения относительной щелочности из-за вторичных изменений базальтов. Фигуративные точки составов базальтов поднятия Онтонг-Джава и о-ва Малаита располагаются в едином поле, которое частично перекрывается полем составов базальтоидов Муссау. При этом в первых наблюдается существенно большее накопление железа, что наряду с низкими, близкими к единице, значениями  $FeO'/MgO$  и относительно низкими содержаниями титана базальтов хребта Муссау свидетельствует об их примитивности.

Верхний предел времени латеральных перемещений и тектонического скупивания, приведших к формированию чешуйчатой структуры хребта Муссау, определяется по возрасту неаавтохтона: конгломератобрекции с карбонатным цементом, состоящие из обломков и галек всех перечисленных выше пород, бронирующие гребень хребта, имеют позднеолигоценовый возраст [7]. Если базальты хребта Муссау доаптские, как на поднятии Онтонг-Джава, тогда время тектонических перемещений в океанической коре падает на интервал поздний мел — средний олигоцен. Что же касается собственно разлома Муссау, то это более молодая структура, но об этом немного позже.

Резкий перелом в тектоническом режиме Каролинского региона наступил в конце эоцена — начале олигоцена, т. е. в эпоху обособления Каролинской океанической ступени как таковой. В это время, подчиняясь общей тенденции опускания дна Западной Пацифики, начали формироваться современные Западно- и Восточно-Каролинская впадины. В их пределах бурением вскрыты базальты, лежащие под отложениями олигоцена. Между впадинами располагается поднятие Эаурипик, образовавшееся фактически в то же самое время. Вероятно, оно возникло в результате латерального движения глубинных масс, выжимаемых из основания впадин. На нем под олигоценовыми слоями также лежат базальты. Таким образом, кайнозойские базальтовые массы на больших пространствах Каролинской океанической ступени перекрыли мезозойскую океаническую кору.

Еще один важный тектонический импульс имел место в позднем кайнозое, вероятно, в самом конце этого времени. Он ясно документирован системой резко контрастных структур: щелевидный разлом Муссау — хребет Муссау — глубокий трог Лира. Эта система простирается в суб-

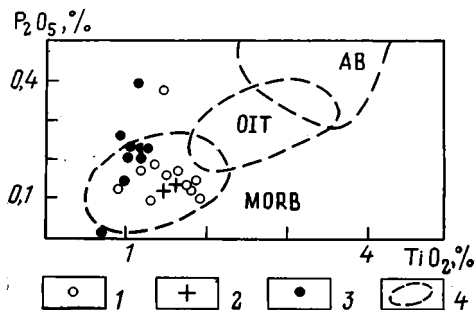


Рис. 5. Диаграмма  $P_2O_5$ — $TiO_2$  базальтов хребта Муссау, о-ва Малаита и поднятия Онтонг-Джава  
 1 — нижнемеловые базальты о-ва Малаита [21]; 2 — базальты из скв. 289 на поднятии Онтонг-Джава [26]; 3 — базальты хребта Муссау; 4 — поля составов: MORB — базальтов срединно-океанических хребтов, OIT — толеитов океанических островов, AB — щелочных базальтов

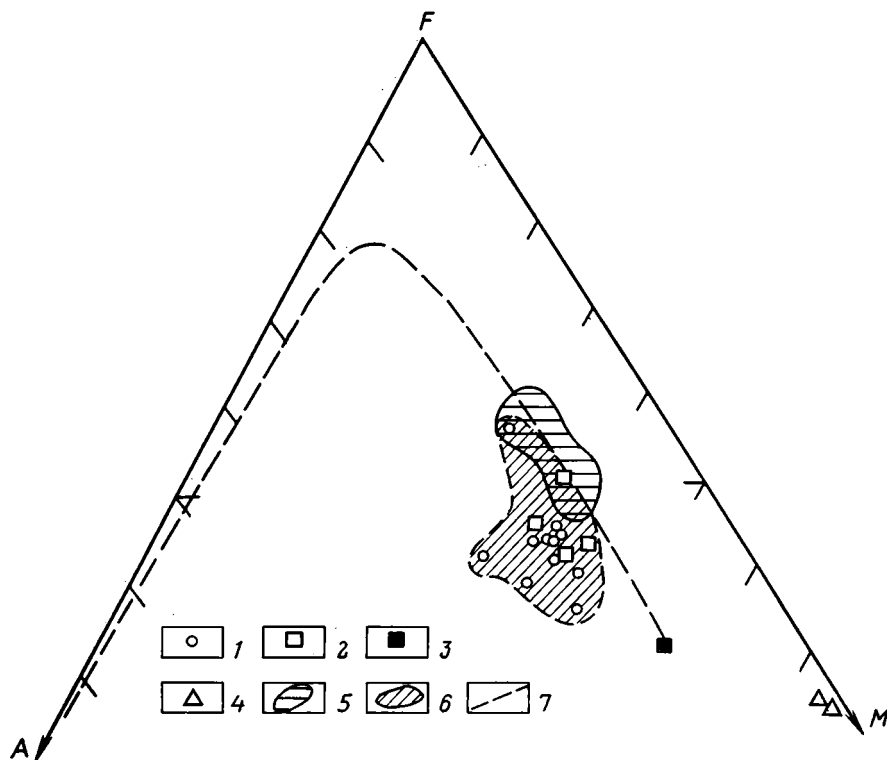


Рис. 6. Диаграмма  $AFM$  пород хребта Муссау, о-ва Малаита и поднятия Онтонг-Джава  
 1—4 — породы хребта Муссау: 1 — базальты, 2 — долериты, 3 — габбро-нориты, 4 — троктолиты; 5—6 — поля составов: 5 — нижнемеловых базальтов о-ва Малаита [21] и базальтов скв. 289 на поднятии Онтонг-Джава [26], 6 — базальтоидов хребта Муссау; 7 — тренд дифференциации толеитов

меридиональном направлении, отделяя Восточно-Каролинскую впадину от впадины Лира и поднятия Онтонг-Джава. Весьма вероятно, что эта система, а также трог Сорол в совокупности являются предвестниками структурного обособления Каролинского района в качестве зоны островных дуг — краевых морей. Проявления базальтоидов с повышенной щелочностью здесь уже имеют место. К сходному выводу пришли К. А. Хегарти с соавторами [20], которые рассматривают зону Муссау и полосу интенсивных тектонических деформаций на ее северном продолжении в качестве уникального объекта, где можно наблюдать и изучать самые ранние стадии субдукции.

Все позднекайнозойские тектонические преобразования в регионе, и в частности пространственную ориентировку крупных разломов, необходимо ставить в связь с дрейфом Австралийского континента в северо-восточном направлении, создающим сложнейшие геодинамические поля в сопредельной области.

В качестве общего заключения отметим, что обособление крупных океанических ступеней, различающихся батиметрическими уровнями, открывается, как нам представляется, новые возможности для выяснения того, каким образом происходило в позднем мезозое и кайнозое углубление дна современных океанов.

#### Литература

1. Зверев С. М., Капустян Н. К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Недра, 1980. 207 с.
2. Крашенинников В. А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 141 с.
3. Непрочнов Ю. П., Седов В. В., Кузьмин П. Н. Строение земной коры в районе подводной горы Дм. Менделеева в Восточно-Каролинской котловине.—Океанология, 1984, т. XXIV, вып. 3, с. 493—497.
4. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Савельева Г. Н., Разницын Ю. Н. Тектоника и магматические породы Центральной области Тихого океана.—Геотектоника, 1984, № 2, с. 3—22.
5. Пуцин И. К. Экспедиция к желобу Тонга.—Природа, 1984, № 9, с. 25—27.
6. Симамура Х., Асада Т., Сакадзюри Н. и др. Советско-японский сейсмический эксперимент на плато Эауририк в 1971 г.—В сб.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977, с. 100—107.
7. Сорохтин О. Г., Богданов Ю. А., Зоненшайн Л. П. и др. Магматические породы хребта Муссау (Каролинское море, Тихий океан).—Докл. АН СССР, 1985, т. 285, № 1, с. 191—195.
8. Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 239 с.
9. Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я. и др. Новые данные о желобах-разломах юго-западной части Тихого океана.—Геотектоника, 1974, № 2, с. 3—14.
10. Шенард Ф. П. Морская геология. Л.: Недра, 1976. 487 с.
11. Bielski-Zyskind M., Wasserburg G. J., Nixon P. H. Sm—Nd and Rb—Sr systematics in volcanics and ultramafic xenoliths from Malaita, Solomon Islands, and the nature of the Ontong Java Plateau.—J. Geophys. Res., 1984, v. 89, № B4, p. 55—70.
12. Bracey D. B. Reconnaissance Geophysical Survey of the Caroline Basin.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, № 6, p. 775—784.
13. Carlson R. L., Christensen N. I., Moor R. P. Anomalous crustal structures in ocean basins: Continental fragments and oceanic plateaus.—Earth and Planet. Sci. Letters, 1980, v. 51, p. 171—180.
14. Coleman P. J., Kroenke L. W. Subduction without volcanism in the Solomon Islands arc.—Geol. Mar. Lett., 1981, v. 1, p. 129—134.
15. Den N., Ludwig W. J., Murauchi S. et al. Sediments and Structure of the Eairpic—New Guinea Rise.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, NO 20, p. 4711—4723.
16. Erlandson D. L., Orwig T. L., Kilsgaard G. et al. Tectonic interpretations of the East Caroline and Lyra Basin from reflection-profiling investigations.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, v. 87, p. 453—462.
17. Fornari D. J., Weissel J. K., Perfit M. R. Petrochemistry of the Sorol and Ayu troughs: Implications for crustal accretion at the northern and western boundaries of the Caroline plate.—Earth and Planet. Sci. Letters, 1979, v. 45, p. 1—15.
18. Furumoto A. S., Webb J. P., Odegard M. E., Hussong D. M. Seismic studies on the Ontong Java plateau, 1970.—Tectonophysics, 1976, v. 34, p. 71—90.
19. Furumoto A. S., Wiebenga W. A., Webb J. P., Sulton G. H. Crustal structure of Hawaiian Archipelago, Northern Melanesia, and the Central Pacific Basin by Seismic Refraction methods.—Tectonophysics, 1973, v. 20, p. 153—164.
20. Hegarty K. A., Weissel J. K., Hayes D. E. Convergence of the Caroline-Pacific plate Boundary: collision and subduction.—In: The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Pt 2. Amer. Geophys. Union. Geophys. monogr., № 27, pt 2. Wash.: D. C., 1983, p. 326—348.
21. Hughes C. W., Turner C. C. Upraised Pacific Ocean floor southern Malaita, Solomon Islands.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, p. 412—424.
22. Hussong D. M., Wiperman L. K., Kroenke L. W. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus.—J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B11, p. 6003—6010.
23. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 6. Wash.: D. C., 1971.
24. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 7. Wash.: D. C., 1971.
25. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 20. Wash.: D. C., 1973.
26. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 30. Wash.: D. C., 1975.
27. Keating B. H., Matthey D. P., Hellsley C. E. et al. Evidence for a Hot Spot origin of the Caroline Islands.—J. Geophys. Res., 1984, v. 89, № B12, p. 9937—9948.
28. Mammericks J. Re-evaluation of some geophysical observations in the Caroline basins.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, v. 89, p. 192—196.

29. *Murauchi S., Ludwig N., Hotta H. et al.* Seismic refraction measurements on the Ontong Java Plateau Northeast of New Ireland.—*J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, № 35, p. 8653—8663.
30. *Nur A., Ben-Avraham Z.* Speculations on mountain building and the lost Pacifica continent.—*J. Phys. Earth*, 1978, v. 26, Suppl., p. 21—37.
31. *Nur A., Ben-Avraham Z.* Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building.—*J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, № B5, p. 3544—3661.
32. *Perfit M. R., Fornari D. J.* Mineralogy and geochemistry of volcanic and plutonic rocks from the boundaries of the Caroline plate: tectonic implications.—*Tectonophysics*, 1982, v. 87, p. 279—313.
33. *Taylor B.* Mesozoic magnetic anomalies in the Lyra basin.—*EOS Trans, AGU*, 1978, v. 59. 320 p.
34. *Weissel J. K., Anderson K. N.* Is there a Caroline plate? — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1978, v. 41, p. 143—158.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
1.X.1985

УДК 551.24 : 551.21 (261)

ЗОЛОТАРЕВ Б. П., КОТЕНЕВ Б. Н.

## ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ КИТОВОГО ХРЕБТА И ПОДНЯТИЯ ДИСКАВЕРИ (АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН)

Рассматривается тектоническое положение, геологическое строение и магматизм наиболее крупных асейсмичных поднятий восточного сектора южной Атлантики — Китового хребта и поднятия Дискавери. По данным магнитометрических исследований, обе структуры характеризуются океаническим типом коры с мощностью от 20 (Дискавери) до 25—30 км (Китовый). Определяющую роль в их геологическом строении играют породы субщелочных и щелочных серий. Форма проявления вулканизма во времени меняется с линейной (трещинной) на центральную. Особенности геологического строения изученных поднятий, возраст вулканических поднятий, их состав не укладываются в генетическую схему их образования в результате воздействия мантийных горячих точек.

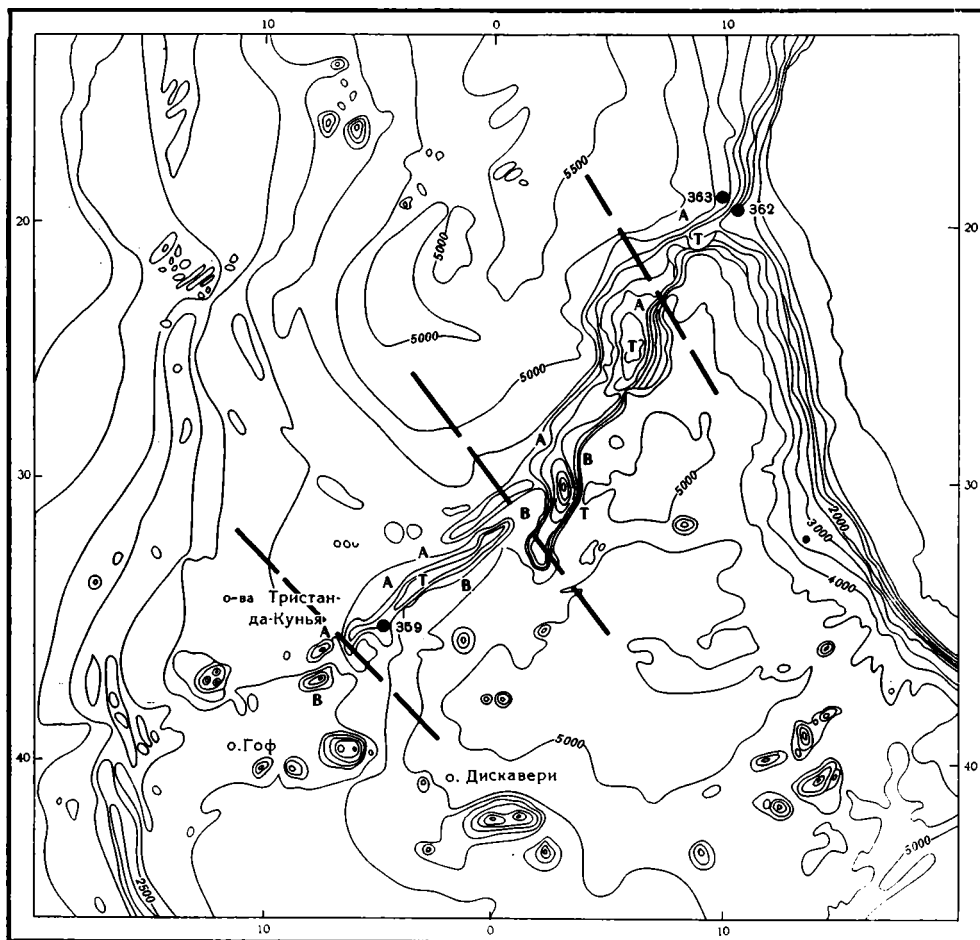
Наиболее крупными и известными асейсмичными структурами южной Атлантики являются Китовый хребет и поднятие Дискавери, расположенные в его восточной части, а также поднятия Тринидад и Рио-Гранди, лежащие в западном секторе океана. Китовый хребет — одно из наиболее крупных внутрипланетных асейсмичных поднятий Мирового океана. Он характеризуется большой относительной высотой (до 4 км) и гигантской протяженностью (около 3000 км). Этот хребет разделяет две глубоководные котловины (абиссальные плиты) юго-восточной Атлантики: Ангольскую и Капскую. Некоторые исследователи включают в состав Китового хребта острова Гоф и Тристан-да-Кунья [13, 14]. Однако геоморфологические особенности подводного основания этих островов и их геологическая история свидетельствуют о генетической связи островов с развитием южной части Срединно-Атлантического хребта. Их следует рассматривать как вулканические поднятия, возникшие на восточном склоне Срединного хребта. Поднятие Дискавери расположено в юго-западной части Капской плиты. По своим размерам оно значительно меньше Китового хребта, но тоже относится к категории асейсмичных поднятий.

В этой работе детально рассматриваются две структуры: Китовый хребет и поднятие Дискавери. В основе лежат дополнительные данные о рельефе поднятий, полученные одним из авторов в 1979—1980 гг. на НИС «Профессор Месяцев», и результаты изучения образцов пород, поднятых при драгировании отдельных подводных гор. Учтены также все опубликованные материалы предшествующих исследований, посвященных геологическому строению и геофизике хребта, а также и составу слагающих его вулканических пород.

### КИТОВЫЙ ХРЕБЕТ

Китовый хребет представляет собой сложное по морфологии и гигантское по протяженности образование. Эта структура прослеживается с юго-запада, от 5° в. д. на северо-восток до шельфовой зоны Намибии протяженностью в 2850 км. В геоморфологическом отношении хребет представляет собой серию отдельных удлинено-вытянутых в плане подводных гор. В его пределах выделяется юго-западная часть, так называемая провинция гор и гайотов Китового хребта. Она находится восточнее обособленных поднятий островов Гоф и Тристан-да-Кунья, в пределах 20—28 магнитных аномалий (45—60 млн. лет). Восточнее 2° в. д. располагается монолитная часть хребта с единым цоколем, состоящая из двух прямоугольных в плане мегаблоков субдолготного (се-





• 1

0 1000 км

Рис. 1. Батиметрическая карта хр. Китового [13]  
 1 — скважины DSDP. Породы, драгированные НИС «Ж. Шарко» и «Вима»: В — базальты, А — щелочные базальты, Т — трахибазальты, трахитандезиты

вер — северо-восток) и субширотного (восток — северо-восток) прости-  
 рания, которые в свою очередь разбиты на серию более мелких блоков.  
 Эти блоки разделены проливами с глубинами порядка 2500 м и более.  
 В пределах каждого блока выделяется вершинная выровненная поверх-  
 ность с глубинами от 1000 до 2500 м, осложненная небольшими грядами  
 типа банки Вальдивия и отдельными невысокими горами и холмами с  
 крутыми склонами. Эти формы рельефа могут иметь чисто вулканиче-  
 ское происхождение, а также могут быть и вулканами, осложненными  
 рифовыми постройками. Таким образом, юго-западный (провинция гор  
 и гайотов) и северо-восточный (хребет Фрид) мегаблоки Китового хреб-  
 та имеют северо-восточное прости- рание, а центральный мегаблок (банка  
 Вальдивия) — север — северо-восточное. При этом юго-западный и цент-  
 ральный мегаблоки разбиты разломами второго порядка с некоторым  
 смещением северо-восточных частей блоков на северо-запад (рис. 1).  
 Склоны блоков представлены либо крутыми (10—12°) уступами, либо  
 имеют ступенчатый характер и довольно выположены (2—3°). Сейсмо-  
 профилирование показало, что морфология хребта в точности отражает  
 рельеф акустического фундамента на большей части Китового хребта,  
 за исключением северо-восточного мегаблока, где платообразная вер-  
 шина хребта располагается под глубокой депрессией, компенсированной  
 осадконакоплением. В остальных мегаблоках мощность осадочного чехла

не превышает 0,5 км [3, 6]. При этом на крутых уступах, как показали драгировки, на разных гипсометрических уровнях обнажаются вулканические породы, принадлежащие к различным петрохимическим сериям [13—15].

Ряд исследователей связывают образование Китового хребта с раскрытием южной части Атлантического океана и активизацией вулканических процессов, связанных с воздействием мантийной горячей точки [7, 8, 25]. Другая группа исследователей, основываясь на морфологических особенностях хребта, связывает его происхождение с вулканизмом, развитым вдоль Южно-Атлантической зоны разломов, расположенной на стыке Капской и Ангольской абиссальных плит [10, 19]. По данным геофизических исследований, вулканическое основание хребта в зоне шельфа постепенно погружается, а в Намибии и Анголе трансформируется серией вулканических проявлений щелочных базальтовых комплексов, меланефелинитов с карбонатитами, кимберлитов и долеритов Карру [11—13, 18]. Гравиметрическими исследованиями, выполненными по профилю, проходящему в северо-восточной части хребта, у основания континентального склона, установлено, что доколь хребта и подводные горы сложены вулканическими породами, которые перекрыты осадками [11, 12].

Глубоководное бурение, проведенное в 39-м и 40-м рейсах «Гломара Челленджера», показало, что в северо-восточной части хребта на его вулканическом основании залегают различные карбонатные породы, которые включают в себя (снизу вверх по разрезу) известняки и калькарениты, мергелистые известняки, мергелистый мел, фораминиферово-нанофоссилиевые илы. Наиболее древние из вскрытых осадков (скв. 363) — известняки и калькарениты верхнего апта [16]. В юго-западной части хребта скв. 359 вскрыты вулканические брекчии и перекрывающие их трахитовые туфы позднеэоценового возраста. В минералогическом отношении в их состав входят калиевые полевые шпаты (анортоклаз-санидин,  $An_4Ab_{36}Or_{10}$ ), кальциевый пироксен ( $Fs_{18}Fn_{38}Wo_{44}$ ), титаномagnetит, ильменит, обломки перекристаллизованного вулканического стекла и пемзы. Химический состав трахитовых туфов, по данным Дж. В. Хаслера [14], следующий (вес. %):  $SiO_2$  62,21;  $TiO_2$  0,80;  $Al_2O_3$  19,55;  $Fe_2O_3$  1,67;  $FeO$  0,75;  $MnO$  0,04;  $MgO$  0,42;  $CaO$  0,93;  $Na_2O$  5,70;  $K_2O$  6,50;  $H_2O^-$  0,46;  $H_2O^+$  0,96;  $P_2O_5$  0,15; Сумма 100,14. Абсолютный возраст трахитовых туфов, определенный калий-аргоновым методом, равен 40,1 млн. лет [9].

Геологическая интерпретация гравиметрических данных (рис. 2) позволяет предположить, что рыхлые карбонатные осадки, лежащие в ложбинах хребта (плотность  $1,8 \text{ г/см}^3$ ), сменяются на глубине консолидированными карбонатными отложениями (плотность  $2,17 \text{ г/см}^3$ ), перекрывающимися щелочными трахибазальтами и трахиандезитами (плотность  $2,65 \text{ г/см}^3$ ), которые залегают на абиссальных океанических толеитах (плотность  $2,95 \text{ г/см}^3$ ). Такая интерпретация не противоречит геологическим разрезам, составленным по материалам глубоководного бурения и 39-м и 40-м рейсах «Гломара Челленджера», а также многочисленным

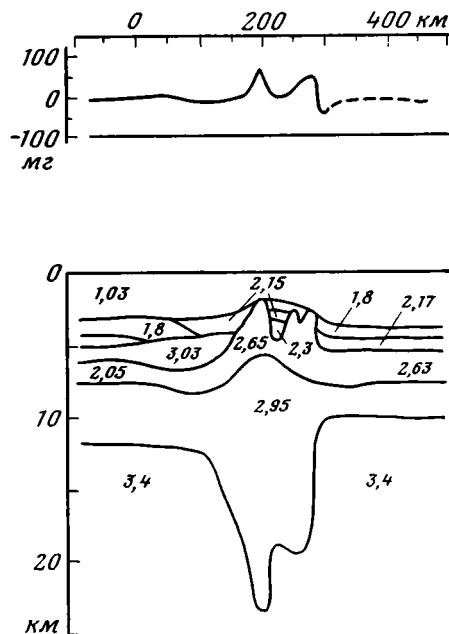


Рис. 2. Модель глубинной структуры хребта Китового по данным гравиметрии [12]. мг — гравитационная аномалия, мгал, 1,03 — плотность воды,  $г/см^3$ . Остальными цифрами показаны плотности осадочных и вулканических пород

петрографо-петрохимическим материалам, полученным в результате драгирования Китового хребта. По данным С. Хамфриса и Г. Томпсона [15], с отдельных гор Китового хребта, являющихся постройками центрального типа, подняты щелочные оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, вулканические шлаки и пемзы. Из отдельных разломных зон хребта подняты субафировые базальты толентового состава.

Фациальные особенности осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород, слагающих подводные горы Китового хребта, свидетельствуют о том, что их формирование происходило в субэвральных условиях и в условиях мелководья [13, 15, 16].

Каких-либо сведений относительно уменьшения возраста проявления вулканизма вдоль Китового хребта с северо-востока на юго-запад в литературе нет. Известно только, что возраст щелочных вулканитов Анголы и Намибии, развитых в юго-западной Африке, на северо-восточном продолжении Китового хребта, посттриасовый, а возраст трахитовых туфов, вскрытых скв. 359 в юго-западной части хребта, — позднеэоценовый. Соответственно с геохронологической точки зрения происхождение Китового хребта под воздействием мантийной горячей точки не находит убедительного подтверждения. Имеющиеся данные о геологическом строении вулканических комплексов Китового хребта могут быть сведены к следующему. В основании цоколя хребта развиты афировые и субафировые недифференцированные базальты трещинного типа излияния. Выше по разрезу их сменяют щелочные оливиновые базальты, трахибазальты и трахиандезиты слабодифференцированных серий с одномодальным по кремнекислотности типом дифференциации. Форма проявления вулканизма — центральная.

Каковы же петрографические особенности главных типов вулканических пород, слагающих Китовый хребет?

*Афировые и субафировые базальты* по текстурным признакам являются пиллоу-лавами, слабовезикулярными и с редкими микрофенокристами плагиоклаза ( $Ap_{70-80}$ ), иногда оливина и клинопироксена. Количество микрофенокристов не более 1—2%, их размер не превышает 1—3 мм. Обычно порода не полностью раскристаллизована. Матрикс состоит из лейст плагиоклаза, мелких зерен клинопироксена, рудных минералов и интерстициального вулканического стекла. Формула минерального состава: плагиоклаз = клинопироксен > вулканическое стекло >> >> оливин > титаномagnetит. Структура породы интерсертальная, реже вариолитовая и гиалопилитовая. Из вторичных минералов развиты смектит, замещающий вулканическое стекло, оливин и выполняющий везикулы и трещины кальцит, и иногда цеолиты, расположенные в центральных частях везикул и трещин.

*Щелочные оливиновые базальты*, как правило, афировые, плохо раскристаллизованные, с редкими микрофенокристами оливина (<1% от объема породы, размером не более 1—3 мм). Основная масса породы сложена агрегатом мелких кристаллов клинопироксена, оливина и лейст плагиоклаза, погруженных в нераскристаллизованное вулканическое стекло, заполненное рудной пылью. Формула минерального состава породы: клинопироксен > плагиоклаз > вулканическое стекло > оливин = титаномagnetит + рудная пыль. Структура породы вариолитовая, гиалопилитовая. Порода слабовезикулярная. Из вторичных минералов развиты смектит, кальцит, редко цеолиты. Они, как правило, выполняют везикулы, замещают интерстициальное вулканическое стекло и оливин.

*Трахибазальты и трахиандезиты* представлены афировыми разновидностями с редкими микрофенокристами плагиоклаза, клинопироксена (не более 1—3% от объема породы, размером 1—2 мм) и единичными мелкими табличками санидина. Обычно порода характеризуется трахитоидной структурой. Она сложена мелкими лейстами плагиоклаза, ксеноморфными угловатыми зернами эгирина-авгита, титаномagnetитом, девитрифицированным интерстициальным вулканическим стеклом с рудной пылью. Формулы минерального состава породы: плагиоклаз > пироксен >

>вулканическое стекло>санидин>титаномагнетит + рудная пыль, или—  
 плагиоклаз>санидин+эгирин-авгит>вулканическое стекло+титаномаг-  
 нетит. Структура породы трахитовая, пилотакситовая, реже гналопили-  
 товая. Из вторичных минералов развиты смектит, селадонит, цеолиты  
 и кальцит.

### ПОДНЯТИЕ ДИСКАВЕРИ

Поднятие Дискавери образует цепь подводных гор с единым цоколем, вытянутых вдоль 42° ю. ш., между 02° з. д. и 03° в. д. Оно размещается в 1400 км к востоку от оси рифтовой долины Южно-Атлантического хребта и в 950 км к югу от субмеридиональной ветви Китового хребта. Поднятие Дискавери образовано на Капской абиссальной плите, характеризующейся аномальной мелководностью по сравнению с теоретическими кривыми глубины и возраста океанической коры. В цепи подводных гор Дискавери четыре крупные горы: Северо-Западная, Западная, Центральная и Восточная. В 110 км к юго-востоку от последней расположена гора Шеннон. Все они относятся по геоморфологической классификации к группе высоких гор океана. Их высота колеблется от 3900 до 4200 м [4]. Глубины океана над вершинами гор изменяются от 320 до 560 м [20]. Если провести изобату 4300 м, то она четко отобьет контуры примерно

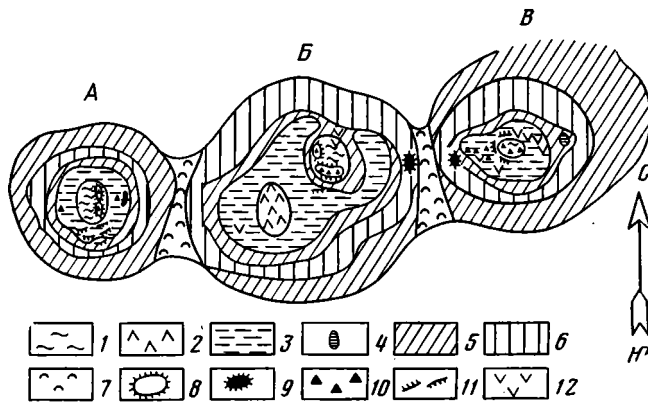


Рис. 3. Геоморфологическая схема поднятия Дискавери  
 А — гора Западная, Б — гора Центральная, В — гора Восточная. 1 — платообразные вершины; 2 — грядообразные вершины; 3 — наклонные равнины вершинной поверхности (1°—2°30'); 4 — опущенные по сбросам краевые части вершинной поверхности; 5 — участки склонов с углами наклона от 2°30' до 10°; 6 — участки склонов с углами наклона 11—15° и более; 7 — межгорные седловины; 8 — валовидные и куполовидные повышения в пределах вершин; 9 — крупные конусовидные холмы на склонах гор; 10 — пикообразные повышения; 11 — уступы; 12 — эрозионные промоины

прямоугольного пьедестала субширотного удлинения со сторонами 520×260 км общей площадью около 140 тыс. км<sup>2</sup>, на котором расположены вулканические постройки центрального типа. Строение гор Дискавери довольно необычно. Помимо склонов и платообразных вершин для них характерны еще наклонные равнины, разделяющие склоны и вершины. Это придает горам шлемовидный облик и позволяет выделить на них, так же как на подводных хребтах, вершинные поверхности (рис. 3). В пределах горы Центральная кроме платообразной вершины над вершинной поверхностью возвышается еще одна валоподобная вершина с относительной высотой 200—300 м. Для нее характерны субгоризонтальные площадки. Длинные оси вершин гор Западная и Центральная вытянуты в субмеридиональном направлении, горы Восточная и Шеннон — в субширотном. На горе Центральная платообразная вершина отделена от наклонных равнин некрутыми склонами в 2—3°, а иногда до 6°. Высота склонов 200 м и более. Вершинные поверхности переходят в склоны на горах Западная и Восточная на глубинах 900—1100 м, а на горе Центральная — на глубине 1300 м. Это различие в глубинах, видимо, указывает на более интенсивное прогибание склонов последней, более мас-

сивной горы. На примере горы Восточная хорошо видно, что краевые части вершинных поверхностей вовлечены в опускание, иногда даже по сбросам. Северо-восточная часть вершинной поверхности здесь отделена от остальной вершинной поверхности асимметричной депрессией, видимо, образовавшейся вдоль нормального сброса.

На склонах всех гор Дискавери выделяются три части: верхняя до 1500—1600 м с крутизной 3—6°, средняя до 3000 м, а иногда до 4600 м с крутизной от 11 до 15°, и нижняя, выположенная, с крутизной менее 5°. На юго-западном склоне горы Центральная на 1600 м прослеживается узкая терраса. Выположенные части склонов гор, по-видимому, отражают особенности развития осадочного чехла на вершине и близ подножия. Средние части склонов имеют крутизну, которая характерна для щитовых вулканов и вулканических построек типа горы Грейт-Метеор [24]. Вероятно, в средней части склонов обнажаются вулканические породы. В пользу этого говорят и такие особенности рельефа, как крупные холмы высотой до 500 м, которые характерны для этих частей. В пределах крутых уступов развиты хорошо различимые на эхограммах оползни.

Примечательно, что на горе Шеннон, где вершинная поверхность практически неразвита, расчлененный холмистый рельеф характерен и для верхних частей склонов. В нижних частях склонов гор помимо гравитационных процессов на формирование рельефа дна большое влияние оказывают течения. Следы их в виде осадочных волн отмечены в седловинах, в особенности между горами Восточная и Шеннон, с глубинами 3600—4100 м, и на восточном склоне горы Восточная.

Данных по геологическому строению и времени формирования гор Дискавери сравнительно немного. Так, имеется одна калий-аргоновая датировка щелочного оливинового базальта с гор Дискавери  $26 \pm 4$  млн. лет [25]. На южном склоне горы Западная в рейсе НИС «Профессор Месяцев» с глубины 770 м подняты многочисленные глыбы слабосцементированного фораминиферового песчаника, на 80—90% состоящие из раковин фораминифер и на 10—20% из зерен вулканогенного материала. Фаунистический состав фораминифер позволяет датировать эти песчаники миоценом, определение В. А. Крашенинникова [4]. В этом же рейсе с подводных поднятий платообразных вершин гор Дискавери были подняты глыбы невыветрелых вулканических пород. Среди них оказались афировые, плагиоклазовые микропорфировые и плагиофировые базальты, принадлежащие к щелочной оливин-базальтовой серии. Мезо- и микроформы рельефа в пределах платообразных вершин и наклонных равнин подводных гор Дискавери несомненно указывают на близкое залегание вулканических пород к поверхности вершин и наклонных равнин. Учитывая, что, начиная с миоцена, район Дискавери находился в низких широтах океана, эти поднятия не могут быть сложены рифогенными известняками и, несомненно, представляют собой вулканические постройки. Неровности рельефа вершин показывают, что период абразионного выравнивания гор был достаточно кратковременным. После опускания гор ниже зоны волнового воздействия началось накопление осадков, в основном биогенных, с примесью местного вулканогенно-обломочного материала. Если привершинные части склонов были такими же расчлененными, как на горе Шеннон, то в первую очередь были выполнены все понижения вулканотектонического рельефа, в то время как вершины и краевые части вершинной поверхности благодаря повышенным скоростям придонных течений предохранялись от их погребения осадками. После выравнивания дна основное осадконакопление на вершинах было сосредоточено между склонами вершин и краевыми частями, благодаря чему сформировались наклонные равнины. Одновременно с этим процессом по разломам шло погружение краевых частей вершинных поверхностей.

Вулканические породы, поднятые с подводных гор поднятия Дискавери в рейсе НИС «Профессор Месяцев», оказались практически свежими, без существенного изменения вторичными процессами. В объемном

отношении из них примерно 50% приходится на плагиофировые разновидности, 25% на субафировые. Они имеют следующую петрографическую характеристику.

*Плагиофировый базальт*, мелкозернистый почти полностью раскристаллизованный, везикулярный. Количество везикул 1—3%. Их диаметр от 1 до 3 мм. Порфирные вкрапленники представлены плагиоклазом. Количество фенокристов плагиоклаза варьирует от 3 до 10%. Их размер чаще всего 5—8 мм, иногда достигает 10—15 мм. Крупные фенокристы плагиоклаза имеют состав битовнита ( $Ap_{75-80}$ ), а фенокристы помельче — лабрадора ( $Ap_{85-70}$ ). Матрикс сложен лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, титаномагнетитом (~3%), интерстициальным вулканическим стеклом и оливином. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен >> титаномагнетит > вулканическое стекло = оливин. Структура основной массы породы интергранулярная, в отдельных участках интерсерральная. Обращает на себя внимание, что некоторые везикулы целиком или частично выполнены вулканическим стеклом или плохо раскристаллизованным гиалобазальтом. Гиалобазальт, выполняющий крупные везикулы, более лейкократовый, чем базальт, слагающий основную массу породы. Из вторичных минералов развиты смектит, замещающий интерстициальное вулканическое стекло и выполняющий везикулы, и реже — илдингсит, развитый по оливину.

*Субафировый и микропорфировый базальт* мелкозернистый, в отдельных участках не полностью раскристаллизованный. Микрофенокристы представлены плагиоклазом. Их количество не более 1—3%, размер 1—3 мм. Состав плагиоклаза — битовнит ( $Ap_{70-75}$ ). Порода слабовезикулярная. Количество везикул до 1%, размер 1—2 мм в поперечнике. Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, мелкими пластинчатыми кристаллами титаномагнетита (1—3%), интерстициальным вулканическим стеклом и единичными кристаллами оливина. Формула минерального состава породы: плагиоклаз = клинопироксен > вулканическое стекло > титаномагнетит >> оливин. Структура основной массы породы субофитовая, участками интерсерральная. Из вторичных минералов развит смектит, выполняющий везикулы и замещающий частично или полностью оливин и интерстициальное вулканическое стекло.

*Афировый базальт* мелкозернистый, в отдельных участках не полностью раскристаллизованный. Встречаются единичные микрофенокристы плагиоклаза размером до 1—2 мм. Порода сложена клинопироксеном, мелкими лейстами плагиоклаза, которые частично развиты внутри кристаллов клинопироксена, а частично выполняют интерстиции между ними, титаномагнетитом (от 1—3 до 5—7%) и в отдельных участках интерстициальным вулканическим стеклом. Порода слабо везикулярна. Количество везикул не превышает 1%, а размер до 1—2 мм. Везикулы частично или полностью выполнены вулканическим стеклом. Формула минерального состава породы: клинопироксен > плагиоклаз >> титаномагнетит > оливин > вулканическое стекло. Структура породы субофитовая, интергранулярная, участками интерсерральная. Из вторичных минералов развит смектит, замещающий частично или полностью вулканическое стекло интерстиций, везикул, и оливин. Кроме того, встречается илдингсит, развитый по оливину.

Геолого-геофизические и петрографические исследования хребта Китового и поднятия Дискавери могут быть интерпретированы следующим образом. Оба эти поднятия сформированы на океаническом фундаменте достаточно древнего для Атлантического океана возраста (поздний мел — палеоцен [17]). Они представляют собой поднятия вулканического происхождения. Возраст заложения этих поднятий однозначно определить трудно. Однако по абсолютным датировкам вулканических продуктов калий-аргоновым методом ясно, что в эоценовое время (40 млн. лет) юго-западная часть Китового хребта уже была вулканически активна, в то время как достоверная вулканическая активность поднятия Дискавери датируется позднеолигоценовым временем (26 млн. лет). В настоящее

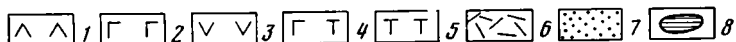
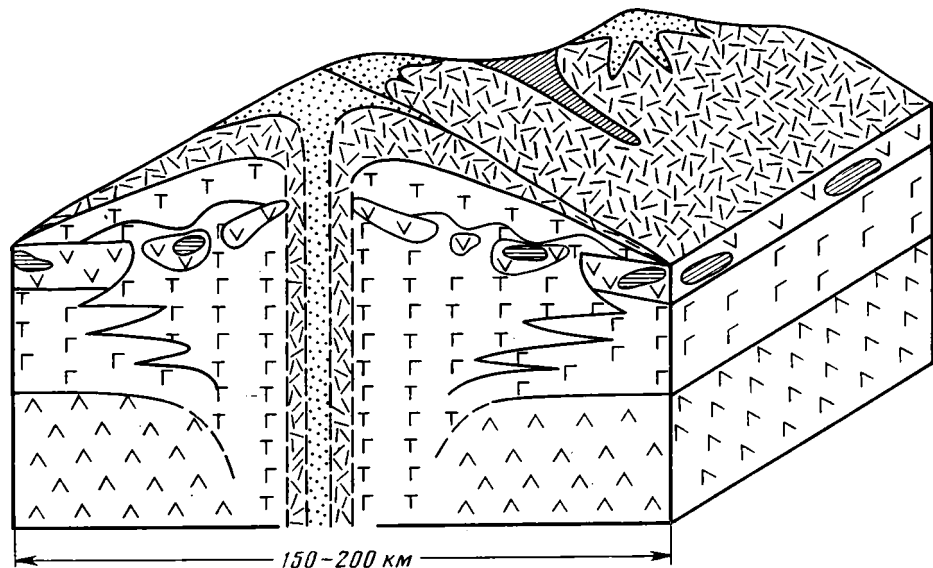


Рис. 4. Блок-диаграмма геологического строения асейсмического поднятия  
 1 — ультрабазиты мантии, 2 — метабазиты третьего слоя океанической коры, 3 — толеитовые базальты второго слоя океанической коры, 4 — субщелочные габбронды, 5 — щелочные оливиновые базальты, 6 — трахибазальты, 7 — трахиандезиты, 8 — осадочные глинисто-карбонатные породы с прослоями вулканокластических пород

время оба этих поднятия сейсмически пассивны, следовательно, можно предположить, что вулканическая деятельность в них угасла.

Определяющую роль в геологическом строении хребта Китового и поднятия Дискавери играют вулканические породы щелочных серий — в первом случае — щелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов, во втором — только щелочных оливиновых базальтов. Осадочные породы, развитые главным образом в верхних частях разрезов, представлены карбонатными отложениями малоглубинных фаций с примесью вулканогенно-обломочного материала.

В основании цоколя обоих поднятий залегают пиллоу-лавы абиссальных океанических толеитов, сформированные за счет проявления трещинного вулканизма. Щелочные вулканические породы, слагающие главную по объему массу поднятий, образованы проявлением вулканизма центрального типа. Мощность океанической коры, по данным гравиметрических исследований, в хребте Китовом составляет 25—30 км, в то время как в поднятии Дискавери — около 20 км [13].

На рис. 4 приведена блок-диаграмма геологического строения асейсмического поднятия, синтезированная на основе материалов глубоководного бурения, драгирования и гравиметрических исследований, проведенных на Китовом хребте. Она отражает соотношение различных форм проявления вулканизма и изменение химизма вулканических пород во времени.

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ХРЕБТА КИТОВОГО И ПОДНЯТИЯ ДИСКАВЕРИ

Для петрохимического анализа щелочных вулканических пород хребта Китового были использованы материалы, полученные в результате драгирования французским НИС «Ж. Шарко» и американским НИС «Вима» [13]. Петрохимическая характеристика щелочно-оливиновых базальтов поднятия Дискавери дана по оригинальным материалам, полученным в рейсе НИС «Профессор Месяцев». Результаты анализов при-

Химические анализы щелочных пород Китового хребта (вес.%) [14]

Таблица 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	51,42	47,00	47,00	45,78	50,77	49,18	50,77	51,42	51,72
TiO <sub>2</sub>	2,31	3,41	3,31	3,29	2,90	2,21	2,90	3,28	3,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,31	16,37	16,50	16,33	15,60	16,00	15,60	16,37	15,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,93	12,82	13,01	12,53	9,38	6,62	9,38	7,51	9,40
FeO	0,58	1,98	2,10	1,90	2,67	5,01	2,67	2,36	2,20
MgO	2,30	2,85	2,81	2,04	2,81	4,84	2,81	2,48	2,12
CaO	4,58	6,67	6,50	6,01	7,37	9,54	7,37	7,24	6,17
Na <sub>2</sub> O	2,71	2,76	2,86	2,80	2,74	2,60	2,74	3,00	3,10
K <sub>2</sub> O	3,87	2,82	2,89	3,25	1,22	1,02	1,22	1,01	1,39
П.п.п.	4,27	1,88	2,19	4,81	3,02	1,83	3,02	4,42	3,62
Сумма	98,27	98,35	99,18	98,73	97,47	98,85	98,47	99,09	98,30
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,70	0,98	0,99	0,86	2,24	2,55	2,24	3,00	2,23

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновской флуоресцентной установке «Сименс»: 1 — калиевый трахиадезитобазальт; 2—4 — калиевый трахизабальт; 5—7 — трахизабальт; 8—9 — трахиадезитобазальт.

Химический состав щелочно-оливиновых базальтов поднятия Дискавери, вес.%

Таблица 2

Компоненты	ДК-5	ДК-5а	ДК-6	ДК-7	ДК-8	ДК-1а	ДК-4	ДК-2	ДК-3
SiO <sub>2</sub>	50,23	49,56	49,95	49,57	49,34	48,78	49,00	49,38	48,39
TiO <sub>2</sub>	2,96	2,89	2,53	2,54	2,39	2,50	2,59	2,54	2,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,17	14,95	14,93	14,76	15,69	13,84	14,13	13,52	11,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,08	5,97	6,02	6,22	5,38	7,80	6,19	7,32	8,85
FeO	6,22	5,00	5,99	6,15	6,34	4,19	4,64	5,09	6,02
MnO	0,07	0,14	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14	0,21
MgO	3,87	4,68	4,51	4,51	4,19	9,66	7,20	6,91	6,83
CaO	10,26	9,90	9,93	9,81	10,15	9,66	9,63	9,46	9,61
Na <sub>2</sub> O	3,23	3,36	3,18	3,34	3,18	2,84	2,97	2,97	2,97
K <sub>2</sub> O	1,09	1,13	1,00	1,05	1,00	0,96	0,81	0,74	0,92
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,03	0,45	0,27	0,50	0,48	1,09	0,85	0,74	0,58
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,99	1,16	0,93	0,91	1,03	1,63	1,97	1,63	0,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,31	0,30	0,30	0,30	0,30	0,19	0,07	0,04
Сорг	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
CO <sub>2</sub>	»	»	»	»	»	»	»	»	»
Сумма	100,50	99,50	99,68	99,80	99,60	100,23	100,57	110,51	100,23
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,96	2,97	3,18	3,18	3,18	2,96	3,66	4,01	3,23

Примечание. ДК-5, ДК-5а, ДК-6, ДК-7 и ДК-8 — плагнофировые щелочно-оливиновые базальты; ДК-1а и ДК-4 — субафировый и микропорфировый щелочно-оливиновые базальты; ДК-2 и ДК-3 — афировые щелочно-оливиновые базальты. Анализы выполнены методом классической «мокрой» химии в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР. Аналитики Н. Л. Қалашникова и Е. В. Черкасова.

ведены в табл. 1, 2. Как видно из этих таблиц, породы слабо дифференцированы по кремнекислотности, характеризуются высокими железистостью, суммарной щелочностью и содержаниями титана и в целом низкой магнезиальностью. Для вулканитов этих поднятий характерно также низкое отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O. По последнему параметру вулканиты поднятия Дискавери относятся к натровой щелочно-оливиновой базальтовой серии, в то время как в строении хребта Китового, кроме того, принимают участие селективно калиевые породы трахитовой серии. Вариативность химического состава пород обоих поднятий показана на двухкомпонентных диаграммах: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—MgO, MgO—CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O—TiO<sub>2</sub> и на вариационных диаграммах некоторых петрохимических коэффициентов.

Кроме фигуративных точек состава пород хребта Китового и поднятия Дискавери на всех вариационных диаграммах для сравнения показаны фигуративные точки состава щелочных пород о-ва Кокос (Тихий океан).

Во всех вулканических породах трех сравниваемых провинций алюминий и магний связаны слабо проявленной обратной корреляционной зависимостью. При этом породы поднятия Дискавери наиболее магнези-



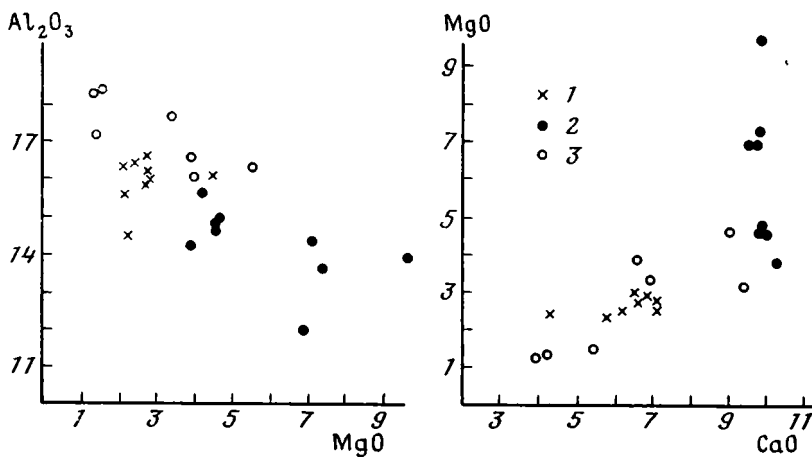


Рис. 5. Двухкомпонентные вариационные диаграммы  $Al_2O_3$ — $MgO$  и  $MgO$ — $CaO$ . Здесь и далее окислы в мас. %  
 1 — породы хребта Китового, 2 — породы поднятия Дискавери, 3 — породы о-ва Кокос

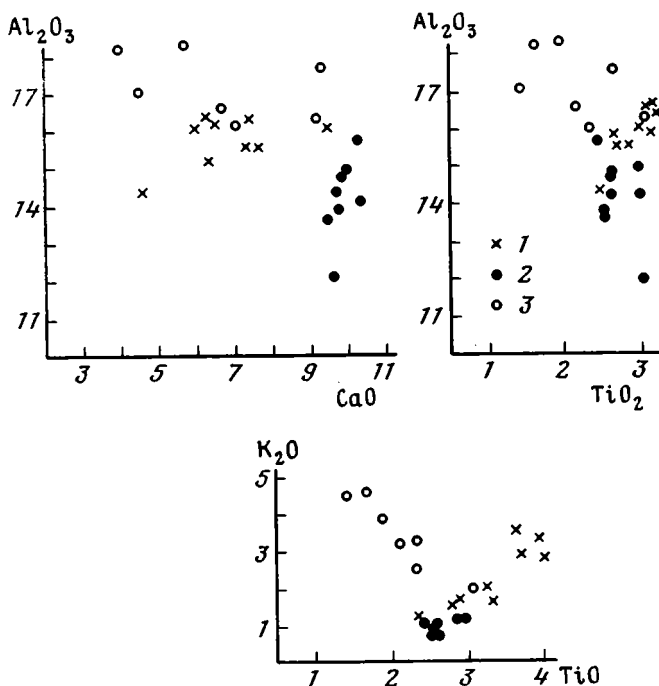


Рис. 6. Двухкомпонентные вариационные диаграммы  $K_2O$ — $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ — $CaO$  и  $Al_2O_3$ — $TiO_2$ . Условные обозначения те же, что на рис. 5

альны и наименее глиноземисты, а породы о-ва Кокос — наиболее глиноземисты и наименее магниезальны. Породы хребта Китового занимают по этим характеристикам промежуточное положение.

Магний и кальций в породах хребта Китового и о-ва Кокос характеризуются довольно сильной прямой корреляционной связью. Породы поднятия Дискавери по этим параметрам не обнаруживают никакой корреляционной зависимости (рис. 5). Сильной прямой корреляционной зависимостью связаны калий и титан в породах хребта Китового и поднятия Дискавери, в то время как в породах о-ва Кокос эти элементы обнаруживают сильную обратную корреляционную связь.

Алюминий — кальций и алюминий — титан в породах всех трех сравниваемых провинций практически не связаны никакой корреляционной зависимостью (рис. 6).

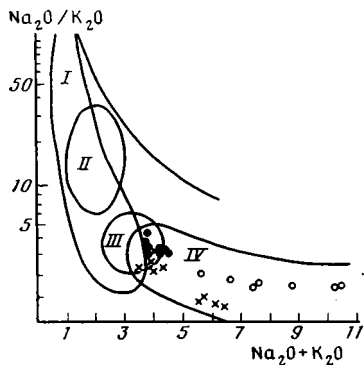


Рис. 7

Рис. 7. Петрохимическая диаграмма Миясиро  
 I — после толеитов Исландии; II — поле абиссальных океанических толеитов, III — поле щелочных оливин-базальтовых пород Исландии, IV — поле щелочных пород Атлантического океана. Остальные обозначения те же, что на рис. 5

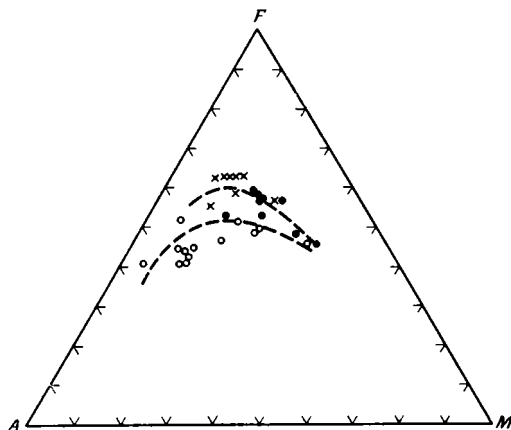


Рис. 8

Рис. 8. Трехкомпонентная диаграмма *AFM*. Пунктиром показаны «феннеровский» и «боуэновский» тренды дифференциации. Остальные обозначения те же, что на рис. 5

На диаграмме Миясиро [22] все сравниваемые фигуративные точки легли в поле состава щелочных пород островов Атлантического океана (рис. 7), что несомненно свидетельствует об их генетической однородности по щелочным элементам.

На диаграмме *AFM* эволюция химизма пород поднятия Дискавери и хребта Китового близка к «феннеровскому» тренду дифференциации, выражающемуся в накоплении железа по мере слабого увеличения суммарной концентрации щелочных элементов. В изменении состава вулканических пород о-ва Кокос ярко выражен «боуэновский» тренд дифференциации, проявленный в резком увеличении суммарной щелочности, сопровождающейся значительным уменьшением концентраций магния при практически постоянном содержании железа (рис. 8). Однако если рассмотреть эту диаграмму вне зависимости от принадлежности фигуративных точек к тем или иным провинциям (хребет Китовый, поднятие Дискавери, о-в Кокос) или эволюционным трендам («феннеровский», «боуэновский»), то станет очевидным, что имеются два дискретных поля. Одно из них характеризуется изменением соотношения концентраций железа и магния при практически постоянной щелочности пород, второе — изменением соотношений железа и суммарной щелочности при относительно постоянной магниальности пород. Если учесть, что первый вариант характерен для пород щелочной оливин-базальтовой серии, а второй — для трахитовой, то традиционное объяснение происхождения этих серий с позиций кристаллизационной дифференциации станет неприемлемым.

На двухкомпонентной интегральной диаграмме Л. В. Дмитриева [2] фигуративные точки состава вулканических пород каждой из трех сравниваемых провинций образуют одно поле, субпараллельное оси *S* и являющееся лишь своей небольшой частью комплементарным полю состава океанических лерцолитов (рис. 9).

Поле предполагаемого состава первичного расплава щелочных серий рассматриваемых поднятий смещено по сравнению с полем состава абиссальных океанических толеитов по параметру *S*. Этот параметр является показателем основности и кремнекислотности расплава и характеризует соотношения между оливином и ромбическим пироксеном. Если основываться на предложенном Л. В. Дмитриевым принципе комплементарности, то следует допустить, что первичный расплав, давший начало вул-

каническим породам хребта Китового и поднятия Дискавери, возник за счет плавления мантийного субстрата, содержащего более высокие концентрации титана, алюминия и щелочных элементов (особенно калия), чем океанический лерцолит, и при более высоких  $P$  и  $T$  по сравнению с первичным расплавом абиссальных океанических толеитов. Интерпретация этой диаграммы с позиций принципа комплементарности допускает образование пород, принадлежащих к различным сериям по щелочности (щелочная оливин-базальтовая, трахитовая), лишь из различных мантийных источников или с разных глубинных уровней. Если учесть, что во многих случаях имеются бесспорные данные о пространственно-временных совмещениях вулканических пород, принадлежащих

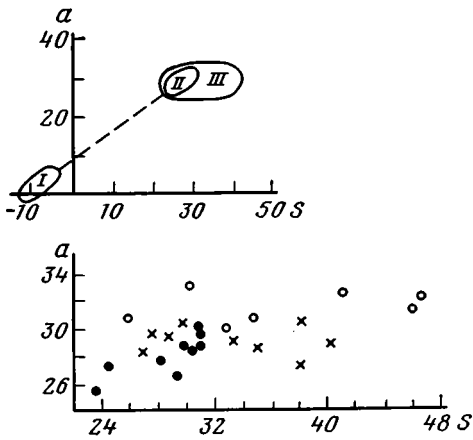


Рис. 9

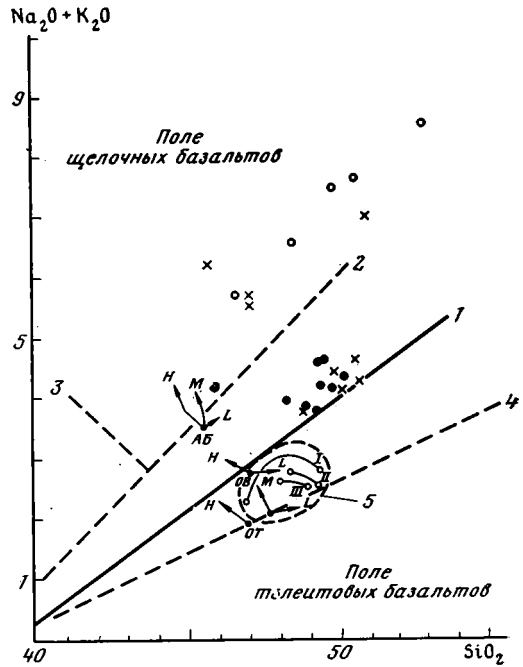


Рис. 10

Рис. 9. Интегральная диаграмма Л. В. Дмитриева  $a = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ;  $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 + \text{MnO} + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{NiO})$  I — поле океанических лерцолитов, II — поле абиссальных океанических толеитов, III — поле щелочных пород вулканических поднятий. Остальные обозначения те же, что на рис. 5

Рис. 10. Петрохимическая диаграмма Макдональда 1 — граница полей, 2 — тренд дифференциации щелочных пород, 3 — тренд дифференциации нефелинитов, 4 — тренд дифференциации толеитов, 5 — поле абиссальных океанических толеитов. I, II, III — вариации в химизме абиссальных океанических толеитов, обусловленные кристаллизационной дифференциацией. OT — средний состав абиссальных океанических толеитов, OB — средний состав субщелочных океанических оливинных базальтов, AB — средний состав щелочных океанических базальтов. L, M, N — тренды составов экспериментальных выплавов при разных давлениях: L — при низких, M — при средних, N — при высоких. Остальные обозначения те же, что на рис. 5

к этим двум разным щелочным сериям (острова Тристан-да-Кунья, Гоф, Кокос), то логически трудно допустить, что они имеют различный первичный источник. Однако, как уже отмечалось выше, фракционированием кристаллов (накопление оливина, флотация плагиоклаза) невозможно объяснить происхождение двух щелочных серий вулканитов. С этих позиций правдоподобно лишь возникновение кристаллизационных дифференциатов внутри каждой из названных серий (трахибазальт — трахиандезит, базальт — андезитобазальт).

Микроскопические исследования щелочных вулканических пород рассматриваемых провинций (поднятие Дискавери, о-в Кокос) показали,

что среди них распространены эмульсионные структуры (везикулы, выполненные вулканическим стеклом, вариолиты). Подобные структуры многими петрографами рассматриваются как закаленные реликты расплава в расплаве, т. е. как следы ликвационного разделения первичного расплава [6, 22]. Возможно, подобный механизм привел к разделению первичного щелочного базальтового расплава на две порции — щелочную оливин-базальтовую и трахитовую.

Из петрохимической диаграммы Макдональда [20] следует, что первичные расплавы, сформировавшие породы хребта Китового и поднятия Дискавери, были близкими по своему составу. Они характеризовались содержанием  $\text{SiO}_2$  примерно около 49% при суммарной щелочности около 4% (рис. 10). Такие расплавы могли формироваться в верхней мантии на глубинах больших, чем глубины формирования расплавов абиссальных океанических толеитов, и несколько меньших, чем глубины формирования расплавов щелочных базальтоидов и меланфелинитов Гавайских островов. По мнению некоторых петрологов, первичные расплавы, сформировавшие толеитовые породы Гавайских островов, образовались в верхней мантии на глубине около 60 км [20]. По данным экспериментальных исследований Грина [1], глубина возникновения подобных расплавов оценивается примерно в 90—100 км. По-видимому, приближенно можно оценить глубину генерации первичных расплавов под хребтом Китовым и поднятием Дискавери в 60—70 км.

При сравнении петрохимических особенностей вулканических пород хребта Китового и поднятия Дискавери видно, что вулканисты первой структуры более дифференцированы по сравнению с вулканистами поднятия Дискавери. Соответственно сама структура поднятия Дискавери в геологическом отношении менее развита по сравнению с хребтом Китовым. Обе структуры, судя по сейсмическим наблюдениям, в настоящее время уже утратили свою тектоническую и магматическую активность.

Процесс формирования линейно-вытянутых тектоно-магматических структур дна океана (ориентированных вкрест оси спрединга) до сих пор остается загадочным. Изящная гипотеза, в составе которой лежит определяющая роль мантийных горячих точек в формировании подобных структур [7, 8, 25], на примере хребта Китового не находит своего подтверждения в возрасте формирования вулканических аппаратов, расположенных вдоль хребта, в его осевой зоне. Если бы вулканическая цепь хребта Китового была бы «следом мантийной горячей точки», то наблюдалось бы закономерное удешевление возраста формирования вулканических пород хребта с юго-запада на северо-восток. Реальными датировками вулканистов это не подтверждается.

Петрохимические данные по эволюции химизма вулканических пород хребта также не согласуются с гипотезой «горячей мантийной точки». Исходя из этой гипотезы, следует ожидать в направлении от континента в сторону срединно-океанического хребта смену толеитовых серий щелочными оливин-базальтовыми и трахитовыми. Это следует из естественной эволюции магматических расплавов во времени. Вместо этого наблюдается увеличение щелочности пород вверх по разрезу, дискретно, в каждой конкретной точке вулканической цепи независимо от положения этих точек относительно континента и срединно-океанического хребта. Эта особенность химизма вулканистов свидетельствует о сдвиге параметра  $P$  в очагах магмообразования, т. е. о заглублении магматического очага в каждой конкретной точке. Более вероятно связывать формирование Китового хребта с крупной системой глубинных разломов, возникшей на границе Ангольской и Капской абиссальных плит, внутри которой вдоль структуры проявились вулканические процессы с образованием аппаратов центрального типа и с заглублением первичных очагов магмообразования.

Такая геологическая ситуация может быть с успехом объяснена развитием мантийного диапира на стыке Капской и Ангольской абиссальных плит, которое привело к короблению граничных зон плит, со сдвиговой и ротационной компонентами, и к образованию систем разломов,

а следовательно, и зон повышенной проницаемости. Ю. М. Пушаровский на примере хребтов Лайн и Императорский (Тихий океан) показал, что все построения, связанные с гипотезой «горячей точки», являются ошибочными [5]. По-видимому, в основе этой гипотезы лежат некорректные посылки.

#### Литература

1. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 242—261.
2. Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Авторефер. канд. дис. М.: 1973, с. 45.
3. Захаров М. В. Геофизическая характеристика и внутреннее строение Китового хребта (юго-восточная Атлантика): Авторефер. канд. дисс. М., 1982. 29 с.
4. Котенев Б. Н., Веревошкин Б. Н., Золотарев Б. П. Геоморфология подводных гор Дискавери.— В кн.: Антарктика, доклады комиссии, вып. 21, М.: Наука, 1982, с. 70—78.
5. Пушаровский Ю. М. О магматических провинциях и тектонике Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 11, с. 13—18.
6. Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Зенкевич Н. Л. Строение Китового хребта и палеогеография южной Атлантики.— В кн.: Геология дна очагов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981, с. 65—66.
7. Филлотс А. Р. Рифтовый магматизм в восточной части Северной Америки.— В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 100—118.
8. Dietrich V. J. Geochemistry and origin of basalts from the Walvis ridge (south Atlantic), a hot-spot line of alkaline volcanoes.— 27 International Geological Congress. Moscow. Abstracts, v. III, sect. 06, 0.7. M., 1984, p. 22—23.
9. Dietz R. S., Holden J. C. Reconstruction of Pangea; break up and dispersion of continents, Permian to present.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 4939—4956.
10. Fodor R. V., Husler J. W., Kumar N. Petrology of volcanic rocks from an aseismic rise.— Earth Planet. Sci. Letters, 1977, v. 35, p. 225—233.
11. Francheteau J., Le Pichon X. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean.— Bull. Assoc. Petrol. Geol., 1972, v. 56, p. 991—1007.
12. Goslin J., Mascle J., Sibuet J., Hoskin H. Geophysical study of the eastern-most Walvis ridge, South Atlantic: morphology and shallow structure.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, p. 619—632.
13. Goslin J., Sibuet J. C. Geophysical study of the eastern-most Walvis ridge, South Atlantic: deep structure.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 1713—1724.
14. Hekinian R. Petrology of the ocean floor. Amsterdam — Oxford — New York: Elsevier scientific publishing company. 1983, p. 393.
15. Humphris S. E., Thompson G. A. Geochemical study of rocks from the Walvis ridge, South Atlantic.— Chem. Geol., 1982, v. 36, № 3—4, p. 253—274.
16. Initial Reports of DSDP, v. 39. Wash.: U. S. Government, printing Office, 1977, p. 1140.
17. Initial Reports of DSDP, v. 40. Wash.: U. S. Government printing Office, 1978, p. 1079.
18. Ladd J. W., Dickson G. O., Pitman W. C. The age of the South Atlantic.— In: The ocean basins and margins. V. 1. The South Atlantic, N. Y., L.: Plenum Press, 1973, p. 555—574.
19. Lapido-Laureiro F. E., de V. Sub-volcanic carbonatite structures of Angola.— 24 International Geological Congress. Prague, Rep., 2, 1968, p. 147—161.
20. Le Pichon X., Hayes D. E. Marginal offset, fracture zones and the early opening of the South Atlantic.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 6283—6296.
21. Macdonald G. A. Composition and origin of Hawaiian lavas.— Contrib. Hawaii Inst. Geophys. Year, 1968, p. 477—522.
22. Miyashiro A. Classification characteristics and origin of ophiolites.— J. Geol., 1975, v. 83, № 2, p. 249—281.
23. Roedder E., Weiblen P. W. Silicate immiscibility in lunar magmas evidenced by melt inclusions in lunar rocks.— Science, 1970, v. 167, № 3918, p. 272—285.
24. Uchupi I. Bathymetric map of the Atlantic, Caribbean and Gulf of Mexico.— Woods Hole Oceanogr. Inst. Ref., 1971, № 71—72.
25. Wendt J., Kreuzer H., Muller P. K-Ar age of basalts from Great Meteor and Josephine Seamounts (Eastern North Atlantic).— Deep Sea Res., 1976, v. 23, № 9, p. 849—962.
26. Wilson J. T. Submarin fracture zones, aseismic ridges and the International Council of Scientific Unions line: proposed Western margin of the East Pacific Ridge.— Nature, 1965, v. 207, p. 907—911.

Геологический институт  
АН СССР  
Всесоюзный научно-исследовательский  
институт рыбного хозяйства и  
океанографии

Поступила в редакцию  
13.V.1985

УДК 551.242.3(574.3,571.51,517.3)

ХЕРАСКОВА Т. Н.

**ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА,  
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

В статье обобщен материал по вещественному составу, строению и условиям образования спилит-диабазовых, спилит-кератофировых, кремнистых, карбонатных и терригенных формаций венда—нижнего палеозоя каледонид Азии. Выявлены типы вертикальных формационных рядов, характеризующих различные структурные зоны изученной складчатой области. Анализ особенностей строения этих рядов, их взаимного расположения и состава подстилающего фундамента позволил выделить пять типов бассейнов, или структур, в которых накапливались изученные формации. Выявлены их черты сходства и различия с современными структурами: океанами, окраинными и внутренними морями, континентальными рифтами, эпиконтинентальными морями.

Большим успехом современной геологии является представление об океанической природе складчатых областей [17—19]. На первом этапе изучения проводилось тождество между современным океаном и палеоструктурой с корой океанического типа. Однако сейчас уже ясно, что отдельные палеобассейны существенно различаются между собой по масштабам развития океанической коры, формационному выполнению и характеру вулканизма. Многие из них существенно отличаются и от современных океанов. Назрела необходимость в типизации палеоокеанических структур и максимальном выявлении черт сходства и различия современных и древних бассейнов с корой океанического типа.

В этой работе предпринята попытка применить сравнительный формационный анализ [21] для палеореконструкций в каледонидах Центральной Азии. На западе каледониды обрамлены Кокчетавским и Улутау-Северо-Тянь-Шаньским массивами докембрийской складчатости, на востоке — Восточно-Саянским и Тувино-Монгольским массивами. В северном направлении каледониды уходят под чехол Западно-Сибирской платформы, на юге срезаются варисцидами Южного и Гобийского Тянь-Шаня. На всей этой территории распространены разнообразные формации. Соотношение их показано в табл. 1, 2. Рассмотрим кратко основные группы формаций.

**• ФОРМАЦИИ**

**Группа спилит-диабазовых и спилит-кератофировых формаций.** Все формации этой группы во всех складчатых поясах залегают в основании формационных рядов. С большей или меньшей уверенностью можно говорить, что все они накапливались на коре океанического (спилит-диабазовые) или переходного (спилит-кератофировые, базальт-трахибазальт-трахидацитовые) типа [1, 12]. В нижних частях этих формаций резко преобладают лавы основного состава. Лишь изредка встречаются линзы гиалокластитов, гиалотуфов и литокластических туфов основного состава. Прослой карбонатных, кремнистых пород, кислых вулканитов приурочены лишь к верхней половине формаций. Спилиты и диабазы этих формаций очень близки по текстурным и структурным признакам, а также по минеральному составу. Главным породообразующим минералом является альбитизированный плагиоклаз. Темноцветные минералы имеются не во всех разностях пород. Они, как правило, представлены авгитом, в подщелочных разностях — титанавгитом. Изредка встречается оливин. В качестве первичного минерала широко развиты магнетит или титаномагнетит. Наиболее распространены базальты подводных

трещинных излияний, характеризующиеся, особенно в начале, очень низким коэффициентом explosивности. В конце магматического этапа появляются субаэральные извержения трещинного и центрального типов с более высоким коэффициентом explosивности.

Химический состав базальтов изменяется в широких пределах [7]. Так, спилиты карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны Монголии занимают промежуточное положение между современными базальтами Исландии и океаническими толеитами, а также близки базальтам Филиппинского моря. Средний состав спилитов спилито-фтанито-сланцевой формации Западного Саяна наиболее близок к траппам древних платформ, хотя высокая магнезиальность сближает их с океаническими толеитами. Спилиты спилит-кератофировой формации Даггандельской зоны и Тувы обнаруживают сходство с щелочными оливиновыми базальтами континентальных рифтов. Спилиты Тектурмасского антиклинория благодарно относительно высокой щелочности сходны с базальтами глыбовых поднятий океанов и окраинных морей. Диабазы яшмово-диабазовой формации Калмыккульского синклинория и базальты базальт-трахибазальт-трахидацитовый формации Селетинского синклинория обнаруживают наибольшее сходство с щелочными оливиновыми базальтами континентальных рифтов. Изменения химического состава вулканитов происходят закономерно: от центра каледонской области (Озерная зона) к окраинам (Сибирская платформа, Улугтау-Северо-Тянь-Шаньский массив) возрастает роль щелочной оливин-базальтовой серии пород и высококальцевых пород в ее составе, уменьшается доля пород толеитовой и высокоглиноземистой серий, по Х. Куно. Одновременно уменьшается степень «океаничности» вулканитов: сокращается содержание Mg, увеличивается количество K, Fe, V, P во всех разностях пород. Наибольшее количество яшм приурочено к спилитовым формациям, в которых преобладают вулканиты щелочной оливин-базальтовой серии, отличающейся несколько повышенной калиевокостью и низкой магнезиальностью (яшмово-спилитовая формация Тектурмасского антиклинория).

**Группа яшмовых формаций.** Наиболее типичной яшмовой формацией является туффито-яшмовая. Эта ассоциация пород широко развита в восточной части Центрального Казахстана (см. табл. 1, рисунок). Повсюду туффито-яшмовая формация без видимого несогласия перекрывает образования яшмово-спилитовой. Главными членами туффито-яшмовой формации являются сургучно-красные яшмы, тонкозернистые пестроцветные кремнистые туффиты, кремнеобломочные породы, а второстепенными — полимиктовые песчаники, конгломераты, дацитовые, андезитовые, андезитобазальтовые порфириты. Общая мощность формации составляет около 500 м. Вулканиты туффито-яшмовой формации образуют непрерывный комплекс с щелочной тенденцией дифференциации, обнаруживающей сходство с вулканитами островодужной базальт-трахидацитовый формации [23]. Вулканическая деятельность проявлялась локально вокруг точечных центров извержения центрального типа.

Накопление туффито-яшмовой формации происходило в значительно удаленной от континента области морского бассейна, куда сиалический материал мог приноситься лишь спорадически и в небольшом количестве, скорее всего течениями. Часть внутренних поднятий в начале накопления формации возвышалась над уровнем моря. Об этом говорит распространение здесь конгломератов с хорошо окатанными гальками габброидов, базальтов и яшм. Разнос обломочного материала с внутренних поднятий осуществлялся супензионными потоками. Во второй половине времени накопления формации резко сокращается поступление грубообломочного материала, преобладают тонкозернистые кремнистые туффиты. Это свидетельствует об углублении обстановок седиментации по мере накопления формации.

**Группа кремнисто-туффитовых формаций.** Формации этой группы чаще всего занимают положение, сходное с яшмовыми формациями, выше спилитов (Озерная зона). Однако в краевых зонах своего распространения могут залегать непосредственно на сиалическом основании

(Байконурский синклиорий). В составе формаций этого типа преобладают пестроцветные ритмично чередующиеся зеленые, вишневые, темно-серые туфогенно-кремнистые и тефрогенные отложения. Пирокластический материал этих пород в основном мелко- и тонкозернистый: состав его варьирует от основного до кислого при меньшем значении основного. Одновременно с пирокластическим материалом осаждался хемогенный кремнезем. В подчиненном количестве могут присутствовать терригенные породы сиалического происхождения. Отличительной чертой кремнисто-туфитовых формаций является четкая слоистость и градиционная сортировка материала. В этом смысле они сходны с флишем. Это заставляет полагать, что пирокластика переносилась различными автокинетическими потоками и перемывалась течениями.

**Группа фтанитовых формаций.** Накопление этих формаций происходило на краях срединных массивов и их склонах. Первые парагенетически связаны со спарагмитовой формацией (Байконурский синклиорий), вторые ассоциируют с кремнисто-карбонатной и спилит-кератофировой формациями (Кузнецкий Алатау).

Главными членами этой группы формаций являются фтаниты, тонко переслаивающиеся с углеродисто-глинисто-кремнистыми, углеродисто-глинистыми пиритоносными сланцами. Типичным второстепенным членом являются небольшие тела и конкреции фосфоритов. Кроме того, обычны карбонатные и терригенные породы. Песчаники кварцевые и кварц-плагиоклазовые являются осадками сильных придонных течений и турбидитных потоков. Они образуют маломощные прослои. Очень важный в генетическом отношении член этих формаций — кремнистые метасоматиты по карбонатным породам, фосфоритам и песчаникам. Можно полагать, что замещение кремнеземом различных пород происходило еще во время седиментогенеза, так как обломки кремнистых метасоматитов обнаружены в отложениях, непосредственно перекрывающих фтанитовую формацию. Вулканогенные породы присутствуют в качестве второстепенных членов далеко не всегда. Наиболее типичны вулканиты основного и кислого состава, отличающиеся несколько повышенной щелочностью, титанистостью и несколько повышенным содержанием ванадия и фосфора [2]. Для пород фтанитовых формаций типично повышенное содержание ряда микроэлементов (V, P, Ba, Pb, Zn, Mo, Ag и др.), которые неравномерно распределяются по типам пород и на площади. Наиболее высокие их концентрации, вплоть до рудных, развиты на площадях, примыкающих к поднятиям, возможно, ограниченным конседиментационными разломами. Общей закономерностью строения фтанитовых формаций является относительно небольшая мощность отложений, образовавшихся за значительный интервал времени. Например, в Байконурском синклиории и Большом Каратау фтанитовая формация, имеющая мощность 100—400 м, накапливалась в течение всего кембрия. Очевидно, образование фтанитовых формаций происходило в условиях бассейна с чрезвычайно замедленным осадконакоплением, что создавало благоприятные условия для концентрации редких металлов и фосфора. Глубина этого бассейна могла изменяться в широких пределах.

Ряд данных [22] позволяет предполагать, что источником кремнезема, редких металлов и фосфора являлись флюиды эндогенного происхождения.

**Группа терригенно-фтанито-яшмовых формаций.** Формации этой группы распространены по периферии срединных массивов (Атасуйский и Ерементausкий антиклинории) вдоль зоны сочленения западной части Центрального Казахстана, где широко развиты гранитизированные образования докембрия, и восточной, где гранитизированный докембрий не известен. Эти формации являются связующим звеном между фтанитовыми и яшмовыми формациями и сочетают в себе признаки как тех, так и других. Наиболее характерная особенность состава этих формаций [4, 15] — сочетание самых разнообразных кремнистых пород — яшм, фтанитов и кремней. С фтанитами парагенетически связаны фосфориты, с яшмами — руды марганца. Состав терригенных пород изменяется от



Возраст	Актауско-Джунгарский массив, антиклинорий Малого Каратау (1)	Калмыккульский и Байконурский синклиории (2)	Конский, Степнякский синклиории, Ишкеольмесский антиклинорий (3)
Ордовик	верхний	Терригенная	Андезитовая (каргалинская свита)
	средний	Терригенно-карбонатно-фтанитовая (чажогайская свита)	Андезитовая (сагская серия)
	нижний		Терригенно-карбонатно-фтанитовая (ащильсайская, карасуирская и талсайская свиты)
Кембрий	верхний	Кремнисто-карбонатная фосфатоносная (тамдинская и басагинская серии)	Терригенно-фтанито-яшмовая и терригенно-спилитовая (ишкеольмесская, сазинская и кушекинская свиты)
	средний	Терригенная кварцево-аркозовая (куккараукская и байэпшинская свиты)	Андезитобазальтовая (акколкинская свита)
	нижний		Карбонатно-фтанитовая (коквальская и шинсайская свиты)
Венд	верхний	Спарагмитовая (байконурская и сатанская свиты)	Базальтовая (карымбайская свита) Терригенно-фтанитовая толща кварцитов горки
	нижний	Терригенно-фтанитовая (жалтауская свита)	Кора океанического и переходного типов
Рифей	верхний	Терригенно-кремнисто-туффитовая (акбулакская серия) Яшмово-диабазовая (братолюбовская серия)	
	нижний	Континентальная кора	Кора переходного типа

Примечание. 1 — Г. Х. Ергалеву, Н. А. Пупышеву, Т. Н. Херасковой; 2 — по Ю. А. Зайцеву, О. В. Сёнку и др. 4 — по В. И. Борясёнку, О. В. Минервину, М. З. Новиковой, Э. М. Спиридонову; 5 — по Н. А.

## маций каледонид Казахстана

Селетинский синклиорий (4)	Атасуйский и Ереметауский антиклинории (5)		Тектурмасский антиклинорий (6)
	Терригенная (белкараганская свита)		Терригенная
Терригенная (изобильная зорьевская свиты)	Олистостромовая		Туффиито-яшмовая (тектурмасская и базарбайская свиты)
Терригенно-карбонатно-фтанитовая (софиевская свита)			
Андезитобазальтовая (аксуйская свита)	Кремнисто-терригенная (карашошакская свита)	Спилито-терригенная	
Базальт-трахибазальт-трахидацитовая (урумбайская, кызылкумейская свиты)			
Терригенно-фтанитовая (урумбайский горизонт)			
Кора переходного типа	Континентальная кора	Океаническая кора	Океаническая кора

Минервину, Т. Н. Херасковой; 3 — по О. В. Минервину, М. З. Новиковой, Э. М. Спиридонову, В. И. Борогерасимовой, М. З. Новиковой, С. Б. Розанову; 6 — по Н. А. Герасимовой, М. З. Новиковой, Т. Н. Херасковой.

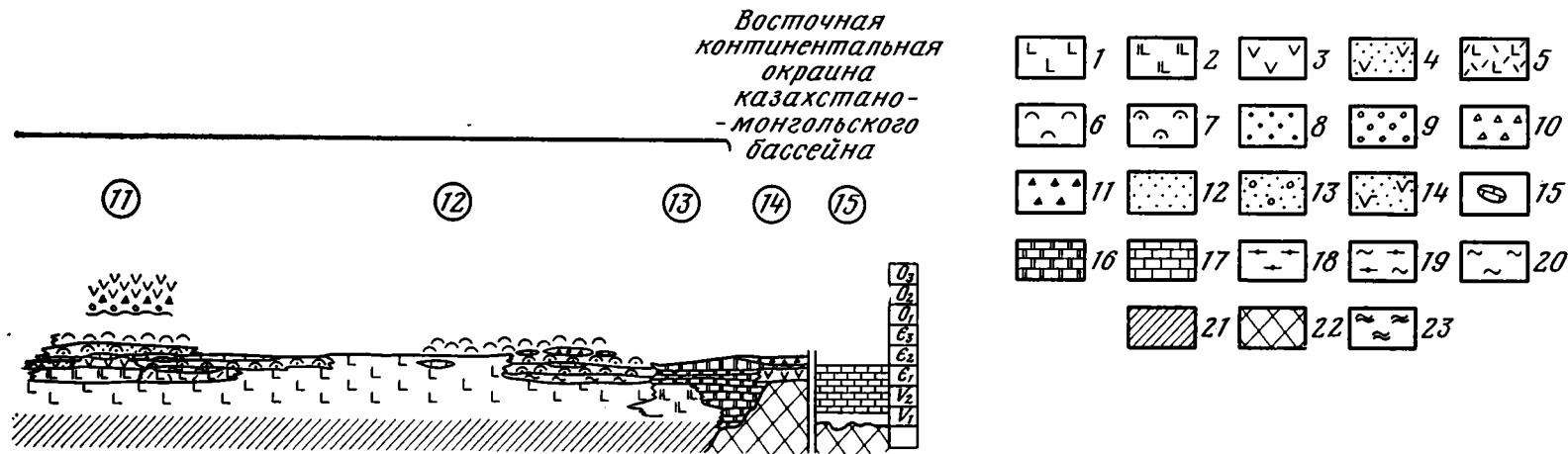
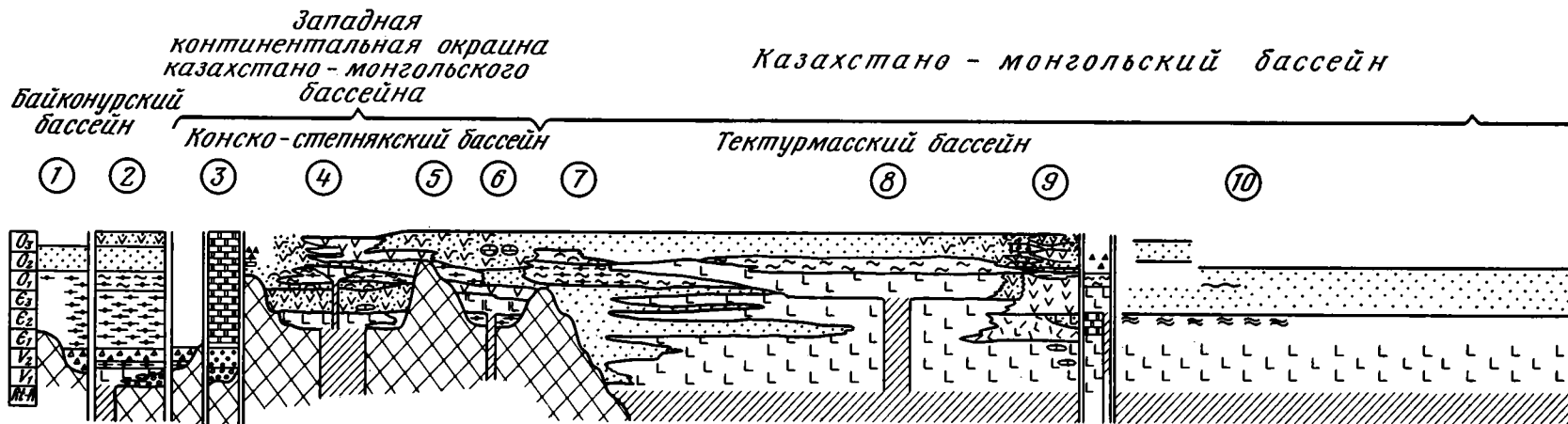


Схема сопоставления формаций каледонид Сибири и Западной Монголии

Система	Отдел	Озерно-Алтайская зона структуры Западного Саяна (1)	Даггандельская зона, антиклинорий Кузнецкого Алатау (2)		Дзабханская зона (3)
Кембрий	нижний — средний	Андезитовая и терригенно-кремнисто-туффитовая (нижне- и верхнемонокская свиты)	Кремнисто-карбонатная формация (енисейская серия)	Вулканогенно-карбонатно-кремнистая или спилит-кератофирровая (кондомская, усинская и другие свиты)	Карбонатная или терригенно-карбонатная (хубсугульская свита)
		Карбонатно-спилитовая или спилито-фтанито-сланцевая (чингинская свита)			
Венд					Терригенная кварцево-аркозовая (нижняя часть хубсугульской и цаганоломской свит)
Рифей		Океаническая кора	Континентальная кора	Океаническая кора и кора переходного типа	Континентальная кора

*Примечание.* 1 — по А. Б. Дергунову, Н. Г. Марковой, Н. Н. Хераскову; 2 — по Г. Н. Бровкову, Д. К. Балицкому, А. К. Мкрытычя; 3 — по А. Б. Дергунову, А. В. Ильину, Н. Г. Марковой и др.

кварцевых до полимиктовых. В качестве второстепенных членов могут присутствовать базальты и туфосилициты.

Условия накопления этой группы формаций представляют интерес, благодаря тому, что здесь сочетались обстановки, благоприятные как для накопления яшм, так и для накопления фтанитов. Но и здесь яшмы теснее связаны с областями вулканизма, а фтаниты тяготеют к амагматичным поднятиям и зонам развития чисто фтанитовых формаций. Исходя из этой закономерности, а также из различия геохимических особенностей яшм и фтанитов, можно предполагать, что источники кремнезема яшм и фтанитов были различны. Источником кремнезема яшм могли

Соотношение венд-ордовикских формаций тектонических зон каледонид Азии

1 — яшмово-спилитовая, карбонатно-спилитовая, яшмово-диабазовая и базальтовая формации; 2 — спилит-кератофирровая и базальт-трахибазальт-трахидацитовая формации; 3 — андезитовая и андезитобазальтовая формации; 4 — андезитовая и андезитобазальтовая формации с преобладанием туфогенных и тефрогенных пород; 5 — базальт-липаритовая формация; 6—7 — терригенно-кремнисто-туффитовая формация: 6 — преобладание кремнистых туфопелитов, 7 — преобладание тефрогенных песчаников; 8—9 — терригенная кварцево-аркозовая формация: 8 — преобладание песчаников, 9 — преобладание конгломератов; 10 — спарагмитовая формация; 11 — олистостромовая формация; 12 — терригенные флишиодные и флишевые формации; 13 — терригенные флишиодные формации со значительным количеством грубообломочных пород; 14 — терригенные формации со значительным количеством вулкано-терригенного материала; 15 — глыбы и олистолиты известняков; 16 — кремнисто-карбонатная формация; 17 — карбонатная формация и линзы известняков среди спилитов; 18 — фтанитовые формации; 19 — терригенно-фтанито-яшмовая формации; 20 — туффито-яшмация; 21 — меланократовое основание океанической коры; 22 — гранитизированные образования докембрия; 23 — зеленые сланцы по тефрогенным породам. Цифрами обозначены: 1 — Сырдарьинский массив, 2 — Байконурский синклиний, 3 — Улуу-Тау-Северо-Тянь-Шаньский массив, 4 — Конский и Степнякский синклинии, 5 — Ишкеольмесский антиклинорий, 6 — Селетинский синклиний, 7 — Ерементауский антиклинорий, 8 — Тектур-масский антиклинорий, 9 — Чингизский антиклинорий, 10 — Монголо-Алтайская зона, 11 — Кобдинская зона, 12 — Озерная зона, 13 — Даггандельская зона, 14 — Ханхуэй-ская зона, 15 — Дзабханская зона

быть эксгаляции и гидротермы, развитые в зонах интенсивного вулканизма, поступающие с относительно небольших глубин, соответствующих глубинам выплавления базальтовых магм и обладающие в связи с этим относительно высокой величиной окислительного потенциала, высокой активностью кислорода. В результате яшмы богаты окисленными соединениями, главным образом Fe и Mn.

Область накопления фтанитов тяготеет к амагматичным поднятиям. Источником кремнезема здесь, как и в чисто фтанитовых формациях, могли быть эксгаляции и гидротермы, пространственно не связанные с областями вулканизма и поступающие в бассейн вдоль зон глубинной проницаемости, чаще всего расположенных в пределах континентальной коры или в зонах перехода континентальной и океанической коры. Эксгаляции этого типа, по-видимому, поступали с больших глубин, возможно, в форме элементоорганических соединений [13, 20]. Поступление вещества в форме элементоорганических соединений хорошо объясняет парагенез углеродистого вещества, кремнезема и редких металлов. Флюиды этого состава обладали низким окислительно-восстановительным потенциалом. По-видимому, необходимым условием образования фтанитов являлось также образование застойных условий в придонной части бассейна. В противном случае происходило окисление, разложение углеродистого вещества и образование кремней. Область накопления терригенно-фтанито-яшмовых формаций, по-видимому, находилась в зоне, где происходило смешение двух различных источников кремнезема.

**Группа кремнисто-карбонатных формаций.** Эти формации распространены на всех геоантиклинальных поднятиях и срединных массивах. Среди этих поднятий различается два типа. Первые (Малый Каратау) имеют фундамент, сложенный гранитизированными образованиями докембрия (см. табл. 1, 2). На этих массивах кремнисто-карбонатная формация ассоциирует с терригенно-кварцево-аркозовой, образуя вместе с ней комплекс, сходный с чехлом платформ. Поднятия другого типа (Кузнецкий Алатау), возможно, имеют в основании кору переходного типа, лишь с отдельными блоками континентальной [5, 6]. Кремнисто-карбонатная формация, развитая здесь замещается по латерали и вниз по разрезу спилито-кератофировой.

Главными членами формации являются карбонатные породы — известняки, доломиты, известковистые доломиты, имеющие водорослевое, хемогенное, обломочное происхождение. Количество известняков заметно увеличивается там, где появляется примесь терригенного материала, а доломитов — в участках со значительным количеством кремнистых пород. Второстепенными, но неотъемлемыми членами формации являются кремнистые породы (фтаниты, кремни, кремнистые метасоматиты) и фосфориты. Нередко формация включает месторождения фосфоритов (Малый Каратау, Хубсугульское, Белкинское и др.). Фосфориты приурочены к разрезам с резкими фаціальными замещениями, парагенетически связаны с кремнистыми породами и тяготеют к зонам конседиментационных разломов и грабенам, сложенным в основании терригенной кварцево-аркозовой формацией. Мощность формации, даже в пределах одного региона, изменяется в широких пределах, отражая блоковое строение поднятий, на которых развита формация. В целом наиболее характерны мощности порядка 1—3000 м. Обилие микрофитолитов и стромаголитов позволяет заключить, что накопление кремнисто-карбонатной формации происходило в мелководных условиях при интенсивном прогибании, компенсировавшемся осадконакоплением. В целом условия накопления близки к существующим в районе побережья Флориды, Багамских островов, плато Блейк. Распределение фаций в кремнисто-карбонатной формации Шорско-Батеневского поднятия позволяет заключить, что в области ее накопления отдельные мелководные поднятия были разделены более углубленными участками дна. Общее углубление фаций наблюдается с севера на юг — от края Сибирской платформы в сторону Западного Саяна. Об этом можно судить по постепенному увеличению кремнистых и вулканогенных пород от сводовой части подня-

тий к их периферии, уменьшению в этом направлении грубости градиционно-слоистых карбонатных обломочных пород, которые, по всей вероятности, представляют собой осадки своеобразных турбидитных потоков, выносящих продукты разрушения карбонатных осадков на мелководье в относительно углубленные части бассейна.

Большинство исследователей полагают существенным влияние эндогенных процессов на накопление кремнисто-карбонатных формаций, особенно фосфоритов и кремнистых пород [2, 8, 22].

**Группа терригенных кварцево-аркозовых формаций.** Эти формации типичны для срединных массивов (Актауско-Джунгарский, Дзабханский), цоколь которых сложен гранитизированным докембрием. Повсюду вслед за накоплением кварцево-аркозовых формаций следует образование карбонатной или кремнисто-карбонатной формаций, которые могут замещать терригенную также и по латерали и образуют с ней единую трансгрессивную серию.

Кварцево-аркозовая формация состоит из продуктов разрушения гранитизированного основания срединного массива. В базальной части, как правило, залегает пачка конгломератов с гальками древних гранитов, кварцитов и других пород, затем следуют аркозовые и кварцевые песчаники. Из второстепенных членов формации наиболее типичны глинистые сланцы гидрослюдистого состава и доломиты. Необязательными членами формации являются вулканиты кислого, реже основного состава. Одна из характерных особенностей формации — резкая и контрастная изменчивость мощностей. В отдельных прогибах ее мощность может достигать 3000 м, в то время как на поднятиях она резко уменьшается или выклинивается совсем. При этом четко устанавливаются местные источники сноса обломочного материала. В составе осадков преобладают мелководно-морские и аллювиально-дельтовые осадки.

**Группа спарагмитовых формаций.** Наиболее устойчивыми членами парагенеза являются тиллоиды, доломиты, кварцевые и аркозовые песчаники, как правило, серо-зеленые, иногда красноцветные. Изредка встречаются гематитовые сланцы и вулканиты базальтового состава. Спарагмитовые формации [9] участвуют в заполнении крупных прогибов (Байконурского, Сарытумского), разделяющих массивы более древней складчатости на отдельные блоки или располагающиеся на краю этих массивов, вдоль их сочленения с зонами, развивающимися на океанической коре. Они выдержаны на огромных расстояниях по простиранию тектонических структур и резко выклиниваются вкрест их простирания, вблизи областей поднятия. Выяснение условий образования этой формации связано с установлением генезиса тиллоидов. Полученные нами данные позволяют заключить, что прогиб, в котором накапливались тиллоиды, был ограничен зонами активных разломов и примыкал к областям горного рельефа. При этом осадки частично формировались из пролювиальных накоплений, частично горных ледников, переработанных и снесенных в бассейн пастообразными дебризными потоками. Глубоководные участки соседствовали с поднятиями. Мелководными образованиями внутренних поднятий являются водорослевые доломиты, которые интенсивно разрушались, оползали по склону и поставляли обломочный материал в тиллоиды. Таким образом, спарагмитовая формация образовалась вдоль крупных и протяженных уступов тектонического происхождения, связанных с заложением грабенообразных прогибов.

**Группа терригенных аллохтонных формаций.** Формации этой группы занимают большие пространства и достигают мощности 1,5—3 км [3, 24]. В ее составе преобладают существенно кварцевые разнородные серо-зеленые песчаники с отсортированной градиционной слоистостью или с нечеткой стратификацией, содержащие прослои конгломератов песчано-галечных микститов, алевролитов, редкие горизонты (олистоплаки?) кремнистых и пирокластических пород. Она представляет собой отложения подводных конусов выноса и долинно-веерных систем, подобных тем, которые формируются в настоящее время в океанах на континен-

тальном склоне и его поднэжии. Частично формация накапливалась на континентальной коре, частично на коре океанического типа. В некоторых участках (в Атаусуйском антиклинории) отчетливо выявляется направленность автокинетических потоков от континента в глубоководную часть прогиба.

### ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ

Каледонида Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии уже в начале своего развития характеризовались неоднородностью. Тектоническая неоднородность нашла отражение в современной структурно-формационной зональности этой территории. Представляется возможным путем сравнительного анализа строения формационных рядов отдельных зон и на основании сопоставления их с формационными рядами зон других складчатых областей выявить палеоструктуры и фациальные зоны в пределах древних бассейнов. Выделяются восемь типов формационных рядов.

**Первый тип формационных рядов** (актауский) характерен для сводовых частей срединных массивов — Актауско-Джунгарского, Дзабханского. Здесь на докембрийском складчатом фундаменте резко несогласно залегает мелководно-морская терригенная кварцево-аркозовая формация, которая вверх по разрезу сменяется также мелководной карбонатной или кремнисто-карбонатной формациями. Близкого типа осадки и породы, развитые в формационных рядах внешнего палеоконтинентального сектора Урала, Аппалачей, многими исследователями трактуются как шельфовые.

**Второй тип формационных рядов** (байконурский) выделен в западной части Центрального Казахстана, где развит в краевых частях срединных массивов и примыкающих к ним прогибах. Главной особенностью этого формационного ряда является развитие в нижней части молассовидных терригенных накоплений, часто сочетающихся с базальтами повышенной щелочности, сходными с базальтами континентальных рифтов (терригенно-кремнисто-туффовая и спарагмитовая формации). Терригенный материал имеет местное сиалическое происхождение.

При этом на бортах прогиба состав обломков изменяется от места к месту, выявляя местные источники сноса. В осевой части прогиба состав кластики более разнообразен и не изменяется существенно от обнажения к обнажению. Это доказывает образование этих формаций в узких линейных прогибах.

В верхней части формационного ряда преобладают маломощные металлоносные, баритоносные и фосфоритоносные углеродистые фтанитовые формации, накапливающиеся в относительно глубоководных условиях. Можно полагать, что этот тип формационных рядов формировался в линейных зонах деструкции, сходных с континентальными рифтами.

**Третий тип формационных рядов** (шорско-батеневский) развит в северной и восточной частях Алтае-Саянской области и восточной части Западной Монголии. Основу этого формационного ряда составляет мощная фосфатоносная кремнисто-карбонатная формация. Характерная ее особенность — преобладание в ее составе карбонатных турбидитов, образовавшихся за счет размыва и сноса карбонатного материала с Сибирской платформы и внутренних поднятий.

Второй особенностью этого ряда является асимметричное строение — углубление обстановок осадконакопления по направлению к внутренним частям геосинклинальной области. Подобные комплексы в силуре Северной Гренландии, юре Испании рассматриваются как фации зоны перехода шельфа в склон глубоководного бассейна. Подобные комплексы широко развиты также на континентальном склоне Флориды [25, 26]. Кремнисто-карбонатная формация сочетается со спилито-кератофировой. По-видимому, шорско-батеневский тип формационных рядов характеризует континентальный склон и подножие бассейна с океаническим типом строения коры, расположенного юго-западнее. Со второй половины раннего кембрия эта окраина была превращена в систему окраинных бассейнов и вулканических поднятий типа островных дуг.

**Четвертый тип формационных рядов** (озерно-алтайский) (см. табл. 2) характеризует эвгеосинклинальные прогибы, возникшие в венде. Важное значение структурно-формационных зон этого типа для развития каледонид было показано А. Б. Дергуновым [5]. Эти зоны по мощному развитию базальтового толеитового вулканизма, развивавшегося на коре океанического типа, отсутствию обломочного материала сиалического происхождения, преобладанию глубоководных осадков отнесены к котловине центральной части венд-кембрийского бассейна Азии.

**Пятый тип формационных рядов** (конский) характерен для Конского, Степнякского и Селетинского прогибов в Казахстане [11, 14, 15] (см. табл. 1). Для этих зон типичен чрезвычайно пестрый состав вулкаников, большое количество терригенного материала сиалического происхождения, большая мощность формационного ряда. Начальный вулканизм повышенной щелочности развивался в основном на коре континентального типа, в той или иной мере переработанной деструктивными процессами. Небольшие площади с океаническим типом строения пород появились здесь лишь в ордовике. Эти особенности, а также положение структурно-формационных зон конского типа среди выходов докембрийского фундамента заставляют предполагать, что этим зонам соответствовал относительно небольшой внутренний бассейн.

**Шестой тип формационных рядов** (ерементausкий) развит в Ерементausком и Атасуйском антиклинориях, Джалаир-Найманском синклинии. Строение этих зон последнее время детально изучалось рядом исследователей [4, 14, 15]. Наиболее характерной особенностью формационного ряда этого типа является большая мощность, большой возрастной интервал накопления формаций от кембрия, возможно, венда, до среднего ордовика, широкое развитие терригенных пород из материала континентального происхождения, представленных турбидитами, асимметричность строения всего формационного ряда. По особенностям распространения генетических типов турбидитов реконструируется мощная долинно-веерная система, дистальная часть которой находится на востоке. На западе имеются признаки залегания формаций на метаморфическом складчатом основании, на востоке — на коре океанического типа. Эти особенности заставляют относить структурно-формационные зоны ерементausкого типа к интенсивно прогибающейся и длительно развивающейся континентальной окраине (континентальному склону и подножию) расположенного восточнее обширного бассейна с корой океанического типа.

Его характеризует **седьмой тип формационных рядов** (тектурмаский), распространенный в Майкаин-Экибастузском, Тектурмасском и Северо-Балхашском антиклинориях. По краям этой зоны сохранились спилитовые формации кембрийского возраста, но в основном распространена яшмово-спилитовая формация нижнего—среднего ордовика [16], которая, как правило, залегает на серпентинитовых меланжах. В ее составе преобладают высокотитанистые щелочные оливиновые базальты. Верхняя часть ряда образована туффито-яшмовой формацией. В составе формаций этого ряда практически отсутствует терригенный материал континентального происхождения. По всей вероятности, этот тип формационного ряда характеризует бассейн с океаническим типом строения коры.

**Восьмой тип формационных рядов** (чингизский) выделяется в Чингизском антиклинории, северном склоне Западного Саяна, Кобдо-Даривской зонах. Для этого формационного ряда наиболее характерна андезитовая формация, сменяющая вверх по разрезу спилит-кератофировую. В Алтае-Саянской области и Монголии она имеет раннекембрийский возраст, в Чингизском антиклинории — более длительную и сложную историю: от среднего кембрия до конца ордовика. Андезитовая формация слагает крупные линейные вулканические поднятия с вулканами центрального типа, частично возвышающимися над уровнем моря. С андезитовой формацией тесно связана олистостромовая, фиксирующая наиболее ранние процессы скупивания в каледонской геосинклинальной области.



## ТИПЫ БАССЕЙНОВ

Анализ формаций, формационных рядов и их соотношений позволяет выделить по крайней мере пять типов тектонических структур, или бассейнов, характерных для венд-нижнепалеозойской эпохи развития каледонид Азии.

1. Крупные бассейны с корой океанического типа (палеоокеаны). Примером является венд-раннекембрийский Казахстано-Монгольский бассейн, охватывающий Озерно-Алтайскую, включая Западный Саян, Тектурмасскую, Шорско-Батеневскую и Ерементаускую структурно-формационные зоны.

2. Малые бассейны с корой океанического типа. Примером является среднеордовикский бассейн, фрагменты которого сохранились в Тектурмасской и Ерементауской структурно-формационных зонах.

3. Линейные зоны деструкции с континентальной корой, в различной степени переработанной тектоническими процессами. Типичным примером являются структурно-формационные волны байконурского типа.

4. Внутренние бассейны с корой континентального типа, переработанной процессами деструкции и незначительными новообразованиями океанической коры. Примером служит Конско-Степнякский бассейн в кембрии — ордовике.

5. Эпиконтинентальные бассейны, развивающиеся на континентальном обрамлении бассейнов с океаническим и переходным типом строения коры и образующие их шельф. Примером является Актауско-Джунгарская и Дзабханская зоны.

### СРАВНЕНИЕ КАЛЕДОНСКИХ БАССЕЙНОВ С СОВРЕМЕННЫМИ

Для дальнейшего развития современной геологии очень важно выявить черты сходства и различия древних бассейнов с корой океанического и переходного типов с современными аналогами — океанами, окраинными и внутренними морями, а также континентальными рифтами. Рассмотрим последовательно в этом аспекте все выделенные типы каледонских бассейнов.

**Казахстано-Монгольский палеоокеанический бассейн** (см. рис. 1). Эта структура в раннем кембрии занимала огромное пространство от Улутау-Северо-Тянь-Шаньского поднятия на западе до Дзабханской зоны на востоке. Даже в современных рамках ее размеры сопоставимы с размерами, например, Атлантического океана. На всей этой площади бассейн имел кору океанического типа [5, 12]. Лишь вблизи зон сочленения с континентальными блоками, возможно, существовала кора переходного типа. В океанической коре четко выделяется базальтовый слой, представленный спилитами, залегающими на меланократовом основании. Нижняя часть этого слоя почти не содержит осадочных пород. Последние появляются лишь вблизи континентальных окраин — Западный Саян (спилито-фтанито-сланцевая формация). В верхней части базальтов количество осадочных и пирокласто-осадочных пород заметно увеличивается. Во всем этом видны определенные черты сходства с современными океанами. Однако в Казахстано-Монгольском бассейне отсутствует четкое разделение на базальтовый слой и осадочный чехол, так как имеет место 200—500-метровая зона чередования базальтов и осадочных пород, выше которой вулканогенные породы не встречаются. Видимо, это связано с тем, что в Казахстано-Монгольском бассейне не существовало системы срединных хребтов, характерных для современных океанов, а имелось множество магмоподводящих трещин. Не исключено также, что происходила миграция хребтов. Как и в большинстве современных структур с корой океанического типа, в осадочном чехле Казахстано-Монгольского бассейна наблюдается заметное увеличение глубины осадкообразования снизу вверх по разрезу, выражающееся в исчезновении рифогенных фаций и смене их турбидитами [3].

Характерно так же, как и в современных океанах и окраинных бассейнах, выдвинутых в океан, — полное отсутствие в центральной части

бассейна терригенного материала континентального происхождения. Появляются турбидитные осадки сиалического материала лишь на континентальных окраинах.

Мощность осадочного чехла в Озерной зоне составляет около 1500 м. Причем верхние 1000—1200 м образованы тефротурбидитами, привнесенными в бассейн с вулканических поднятий, возникших лишь во второй половине раннего кембрия. Там, где тефротурбидиты отсутствуют, например на северо-восточном склоне хр. Дариби, мощность осадочных пород, залегающих выше спилитов, не превышает первых сотен метров. Вблизи континентальных окраин (шорско-батеневский тип структурно-формационных зон) мощность осадочного чехла резко возрастает, достигая 3000 м. Таким образом, мощность осадочного чехла в Казахстано-Монгольском бассейне имеет порядок, близкий с таковым в современных океанах и окраинных бассейнах, выдвинутых в океан. Для осадочного чехла современных океанов весьма типично обилие перерывов в осадконакоплении, вызванное отсутствием седиментации на поднятиях и эродирующим воздействием придонных течений. Для осадочных пород Казахстано-Монгольского бассейна из-за недостаточно разработанной стратиграфии такие данные почти отсутствуют. Но здесь широко развиты осадки контурных течений и автокинетических потоков, в которых присутствует обломочный материал внутривосстановленного происхождения. Это позволяет предполагать существование в чехле таких перерывов.

Отличительная черта современных океанов — значительная глубина, достигающая 6—7 км. Очень трудно оценить глубину Казахстано-Монгольского палеоокеанического бассейна. По всей вероятности, в начале кембрия глубина его вряд ли превышала 500—1000 м. Об этом можно судить по распространению на поднятиях рифогенных известняков, широкому развитию пористых спилитов, межшаровые пространства в которых выполнены пелитоморфным карбонатом. Однако позднее глубина бассейна заметно увеличилась. Об этом свидетельствует резкое выклинивание карбонатных отложений, развитых на континентальных склонах, отсутствие в осадках терригенно-кремнисто-туффитовой формации признаков карбонатности, увеличение вверх по разрезу осадков дистальных турбидитов.

Тем не менее в осадках Озерной зоны отсутствуют признаки и доказательства их отложения на абиссальных глубинах. Среди осадков отсутствуют такие, которые можно было бы сравнить с типичными глубоководными осадками современных океанов — пелагическими известковыми илами, красными глубоководными глинами, железомарганцевыми конкрециями. Из типичных осадков глубоководных частей современных океанов встречены в небольшом количестве лишь рудоносные, представленные гематитистыми яшмами. Породы, слагающие чехол в центральной части Казахстано-Монгольского палеобассейна (карбонатные породы, гналокластиты, пеплистые яшмы, тефroidы и туффосилициты), более типичны для формаций, развитых в окраинных морях, выдвинутых в сторону океана. По-видимому, это сходство объясняется тем, что большая часть чехла сформировалась уже после возникновения вулканических цепей островодужного типа и разделения Казахстано-Монгольского бассейна на ряд котловин.

Формации, развитые на континентальных окраинах, — кремнисто-карбонатная, кремнисто-терригенная турбидитная, имеют много общего с формациями континентальных окраин современных океанов и по составу и способу седиментации. Преобладают или терригенные, или карбонатные турбидиты. Причем выявляются долинно-веерные системы, раскрывающиеся в сторону центральной части бассейна.

Сравнивая особенности базальтового вулканизма [7, 23] Казахстано-Монгольского бассейна с современным океанским, можно сказать следующее: сходство заключается в одинаковом типе подводных трещинных излияний слабодифференцированной базальтовой магмы, а также в тенденциях латеральной изменчивости вулканитов в Казахстано-Монгольском бассейне и в современных структурах на линии океан — континент.

Эта латеральная изменчивость выражается в том, что от центра бассейна к окраинам сокращается в базальтах содержание магния и возрастает  $Ti$  и  $K$ . Однако наряду со сходством наблюдаются и существенные отличия. Это, во-первых, спилитизация древних базальтов, большие количества щелочей и некогерентных элементов —  $Sr$ ,  $Ba$ , более низкие содержания в них магния и тугоплавких когерентных элементов —  $Sr$  и  $Ni$ . Кроме того, в Казахстано-Монгольском палеобассейне на окраинах более широко развиты вулканы кислого состава и вообще отсутствуют щелочные агпайтовые породы. В целом базальты Казахстано-Монгольского бассейна существенно отличаются от суперокеанических, несмотря на их большое петрохимическое разнообразие, и занимают промежуточное положение между океаническими и континентальными типами. Больше сходства с базальтами Норвежско-Гренландского океанического бассейна. Причины таких существенных отличий, возможно, вызваны большей интенсивностью дегазации мантии в нижнем палеозое и вследствие этого меньшей степени плавления мантийного субстрата. Таким образом, Казахстано-Монгольский палеоокеан представляет собой довольно своеобразную структуру. Однако огромные площади с океаническим типом строения коры, четко выраженные континентальные склоны, подводный толеитовый магматизм, отсутствие на большой площади терригенного материала континентального происхождения, закономерности строения осадочного чехла и его мощность заставляют считать, что наибольшее сходство имеется с современными океанами и крайними морями, выдвинутыми в океан.

**Тектурмасский малый океанический бассейн** возникает в конце раннего ордовика, видимо, в результате деструкции более древней океанической коры Казахстано-Монгольского палеоокеанического бассейна в тылу Чингизского вулканического поднятия, в котором в это время проявился преимущественно андезитовый вулканизм центрального типа. Своеобразие этой структуры заключается в том, что базальты [23] представлены низкомагнезиальными спилитами повышенной щелочности, по составу имеющими сходство с базальтами окраинных морей, приближенных к континенту. Близость вулканитам окраинных морей подчеркивается появлением небольшого количества вулканитов кислого состава.

Вторая особенность бассейна — наличие четко выраженного чехла, сложенного породами туффито-яшмовой формации, включающими железистые рудоносные осадки. Возможно, это связано с существованием в Тектурмасском бассейне лишь одной зоны раздвига. Мощность осадочного чехла составляет всего 400—600 м. В нем лишь в небольшом количестве присутствует терригенный материал континентального происхождения. Лишь на континентальном склоне мощность разновозрастных осадков увеличивается до 2000 м. Они представлены плагноклаз-кварцевыми турбидитами, зрелость которых возрастает по направлению к центральной части бассейна. На западе осадки склона залегают на гранитизированных образованиях докембрия, содержат горизонты микститов с обломками гранитов. На востоке, в их основании присутствуют базальты. Сами турбидиты более тонкозернисты и содержат примесь обломочного материала внутрибассейнового происхождения. В осадочном чехле бассейна отчетливо проявлено увеличение глубины осадкообразования снизу вверх по разрезу, отражающее общее углубление бассейна по мере развития процессов растяжения. Исчезают конгломераты и гравелиты, состоящие из обломков яшм и габброидов. Их место занимают яшмы и туфосилициты. Малая мощность осадочного чехла, очень небольшое количество в его составе терригенного силикатического материала свидетельствуют о значительных размерах Тектурмасского бассейна, возможно, большой глубине. Специфической чертой осадочного чехла Тектурмасского бассейна, отличающей его как от Казахстано-Монгольского, так и от всех известных современных бассейнов, за исключением, может быть, окраинных; является чрезвычайно широкое распространение в нем кремнистых формаций. По всей вероятности, это связано с чрезвычайно интенсивным выносом кремнезема при спилитовом вулканизме повышен-

ной щелочности. Возможно, этому способствовала также гидротермальная деятельность в зонах андезитового вулканизма.

Таким образом, Тектурмасский бассейн достаточно своеобразен. В отличие от Казахстано-Монгольского он обладает гораздо большим сходством с окраинными морями, чем с современными океанами, по составу базальтов, обилию кремнистых осадков, присутствию в центральных частях бассейна терригенного материала континентального происхождения. С океанами его роднит океанический тип строения коры, четко выраженный осадочный чехол, его малая мощность и распространение железистых рудоносных осадков.

**Конско-Степнякский бассейн** по строению и формационному выполнению [11, 15] коренным образом отличается и от Казахстано-Монгольского и Тектурмасского. Он существовал параллельно с Казахстано-Монгольским и Тектурмасским, начиная со второй половины раннего кембрия, отделяясь от них выходами гранитизированного докембрия в осевой части Еремантау-Ниязского антиклинория. Отличительной его особенностью является незначительное развитие площадей с океаническим типом строения коры. Собственно офиолитовая ассоциация появляется лишь в раннем ордовике и распространена на небольшой площади. Здесь развиты базальт-андезитобазальтовая и базальт-трахибазальт-трахидацитовая вулканогенные формации. Среди вулканитов туфы преобладают над лавами. В ряде мест устанавливается стратиграфическое налегание базальтов на гранитизированные породы докембрия. Во всех формациях повсюду присутствует терригенный материал континентального происхождения. Даже яшмы и спилиты содержат прослой кварцевых песчаников. В результате отсутствует разделение на базальтовый слой и осадочный чехол. Мощность осадков достигает 3000 м. Эти особенности говорят об относительно небольших размерах Конско-Степнякского бассейна, о значительном влиянии на его развитие и состав континентальных блоков земной коры. Это вынуждает сравнивать Конско-Степнякский бассейн в раннем — среднем ордовике с окраинными морями, приближенными к континенту, или с внутренними морями.

**Байконурский бассейн** заложился в венде в результате деформации континентальной коры в пределах Сырдарьинско-Улутау-Северо-Тянь-Шаньского массивов докембрийской складчатости. Судя по отсутствию в этом регионе выходов пород меланократового основания, деструктивные процессы не привели здесь к значительному новообразованию океанической коры. Отличительными особенностями этого бассейна являются его четкая линейность, грабенообразность, устанавливаемая по выдержанности фациального облика по простиранию этих прогибов, резкому сокращению мощности и изменению фациального облика осадков на бортах. На всем протяжении этих прогибов устанавливается снос обломочного материала с бортов и разнос его вдоль прогиба. Для осадков нижней части формационного ряда характерны мелководность, грубо-обломочный состав и облик, близкий к молассам. Встречающиеся здесь базальты близки по составу к щелочной оливин-базальтовой формации континентальных рифтов [23]. Верхняя часть формационного ряда образована относительно глубоководными конденсированными кремнистыми, карбонатными и глинистыми осадками, обогащенными углеродом, фосфором, сульфидами, рядом редких металлов. Иногда присутствуют залежи сульфатов, представленные баритом. При накоплении этих осадков, по всей вероятности, большое значение имело проникновение по конседиментационным зонам проницаемости восстановительных форм флюидов мантийного происхождения. Линейность Байконурского прогиба, резкая смена снизу вверх по разрезу мелководных осадков глубоководными металлоносными, сходство вулканитов с базальтами континентальных рифтов заставляют структуру Байконурского бассейна сравнивать с современными бассейнами типа Красного моря.

Подводя итог сказанному, необходимо еще раз подчеркнуть разнообразие палеоструктур с корой океанического типа, существование среди них как аналогов современных океанов, так и более мелких бассейнов.

1. Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Токмачева С. Г., Шужанов В. М., Щерба И. Г.— Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 71—82.
2. Бровков Г. Н., Балицкий Д. К., Бучарская Т. С., Ярошевич В. М. Литология и сингенетичная металлогения вулканогенно-осадочного комплекса верхнего докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау.— Тр. СНИИГГИМС. Красноярск, 1970, вып. 101, с. 5—27.
3. Вознесенская Т. А., Дергунов А. Б. Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремадокских отложений Западной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 4, с. 79—94.
4. Герасимова Н. А. Строение и условия образования раннегеосинклинальных ордовикских кремнисто-терригенных отложений Атаусуйского антиклинория (Центральный Казахстан): Автореф. дис. канд. геол.—минер. наук. М.: МГУ, 1978, 25 с.
5. Дергунов А. Б. Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 183—193.
6. Дергунов А. Б., Херасков Н. Н. Конструктивные и деструктивные процессы при формировании земной коры в Алтае-Саянской области и Западной Монголии.— Геотектоника, 1982, № 6, с. 97—111.
7. Дергунов А. Б., Хераскова Т. Н. Особенности вулканизма ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан и юг Сибири).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, № 5, с. 35—53.
8. Еганов Е. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 228 с.
9. Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н. Венд Центрального Казахстана.— В кн.: Изд-во МГУ, 1979, с. 14. 250 с.
10. Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.— Тр. совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. М.: Наука, вып. 6, 1973. 167 с.
11. Минервин О. В. Кембрий. Конский синклиниорий.— В кн.: Геология СССР. Т. 20, Центральный Казахстан. М.: Недра, 1972, с. 57—59.
12. Моссаковский А. А., Дерунов А. Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии. Тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки.— Геотектоника, 1983, № 2, с. 16—33.
13. Новгородова М. И. Самородные металлы в гидротермальных рудах.— М.: Наука, 1983. 287 с.
14. Новикова М. З., Спиридонов Э. М. Вулкано-плутонические ассоциации основных пород и эволюция состава базальтов нижнего палеозоя Степнякского синклиниория и Ишкеольмесского антиклинория (Северный Казахстан).— В сб.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 213—215.
15. Новикова М. З., Борисенок В. И., Буяновска К., Дубинина С. В., Герасимова Н. А., Минервин О. В. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкеольмесского и Еремантау-Ниязского антиклинориев.— Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 85—102.
16. Новикова М. З., Герасимова Н. А., Дубинина С. В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья.— Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 1449—1451.
17. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
18. Пейве А. В., Штрейт Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.
19. Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники океанов.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 123—175.
20. Слободской Р. М. Элементарно-органические соединения и эндогенное рудообразование.— Сов. геология, 1978, № 3, с. 54—67.
21. Херасков Н. П. Тектоника и формации.— В кн.: Избранные труды. М.: Наука, 1967.
22. Хераскова Т. Н. Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана.— В сб.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 5—37. (Тр. ГИИ АН СССР, вып. 337).
23. Хераскова Т. Н., Новикова М. З., Зардиашвили Н. И. Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 47—61.
24. Хераскова Т. Н., Самыгин С. Г. Комплексы континентального склона.— В кн.: Тектоника Восточного Казахстана (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 2 : 500 000). М.: Наука, 1982, с. 73—79.
25. Hurst John M., Surlyk Finn. Depositional environments along a carbonate ramp to slope transition in the silurian of Washington Land, North Greenland.— Canad. J. Earth Sci., 1983, v. 20, № 3, p. 473—499.
26. Ruiz-Ortiz R. A. A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillere, southern Spain.— Sedimentology, 1983, v. 30, № 1, p. 33—48.

УДК 551.248.2(729.1)

МАКАРОВ В. И.

## НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ КУБЫ. СТАТЬЯ ПЕРВАЯ.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРНОЙ И СРЕДИННОЙ ОБЛАСТИ

Неотектоническая структура восточной части Кубы включает три разнородные области, которые характеризуются разной интенсивностью деформаций и определенной автономностью развития. Это слабодифференцированная Камагуэй-Ольгинская система поднятий, система прогибов Кауто — Нипе, которая генетически связана с Юкатанской впадиной вторично-океанического типа и является ее непосредственным структурным продолжением, и орогеническая система Сьерра-Маэстра — Баракоа, развивающаяся между двумя прогибами с корой океанического и субокеанического типов. Указанные области характеризуются внутренней неоднородностью и нарушены глубинными, в том числе трансрегиональными секущими деформациями.

Предшествующими исследователями со всей определенностью установлены два существенно различных отрезка истории становления земной коры в пределах Кубы. В течение первого (юра — средний эоцен) на океаническом основании сформировалась островная дуга с корой континентального типа [5, 6]. В последующее (позднеэоцен-четвертичное) время ранее образовавшиеся покровно-складчатые комплексы в целом подверглись деформациям принципиально иного характера. Они выражены поднятиями и впадинами современного рельефа и соответствующим распределением, особенностями фаций и мощностей средне- и верхнекайнозойских отложений. Последние на «Тектонической карте Кубы» [6] отнесены к «наложенным (олигоцен-миоценовым)» и «новообразованным (плиоцен-четвертичным)» структурам. Именно этот, позднеэоцен-четвертичный, отрезок геологической истории Кубы автор относит к ее новейшей тектонике.

Считая мезозойско-раннекайнозойские структурно-формационные комплексы основанием, на котором сформировалась неотектоническая структура, отметим следующие их особенности, установленные предыдущими исследователями [3, 6, 7, 10].

Рассматриваемая территория Кубы расположена восточнее 78-го меридиана (рис. 1). Вдоль северной прибрежной ее полосы к западу от г. Хибара развиты формации «миогеосинклинального» типа: известняки и доломиты мела ( $>6000$  м) и кремнисто-известковые брекчии и доломиты нижнего — среднего эоцена ( $>600$  м), смятые в серию линейных наклоненных на северо-восток складок. Последние располагаются вдоль регионального надвига, который отделяет от них «эвгеосинклинальные» комплексы, расположенные южнее. Степень дислоцированности в общем уменьшается на север — северо-восток по мере удаления от надвига. В этом же направлении «миогеосинклинальный» комплекс погружается под покров верхнеэоценовых и более молодых отложений. В основании верхнего эоцена, сложенного конгломератами, песчаниками и известняками, отмечается крупное угловое несогласие.

Вся остальная часть рассматриваемой территории сложена формациями «эвгеосинклинального» типа. В пределах антиклинория Камагуэй, севернее зал. Гуаканаябо и прогиба Кауто — Нипе, развиты лавы, лавобрекчии, туфолавы, туфоагломераты, туфы, туфогенные песчаники и алевролиты, а также известняки и мергели мелового возраста. Состав вулканитов изменяется от базальтового и андезитобазальтового до да-

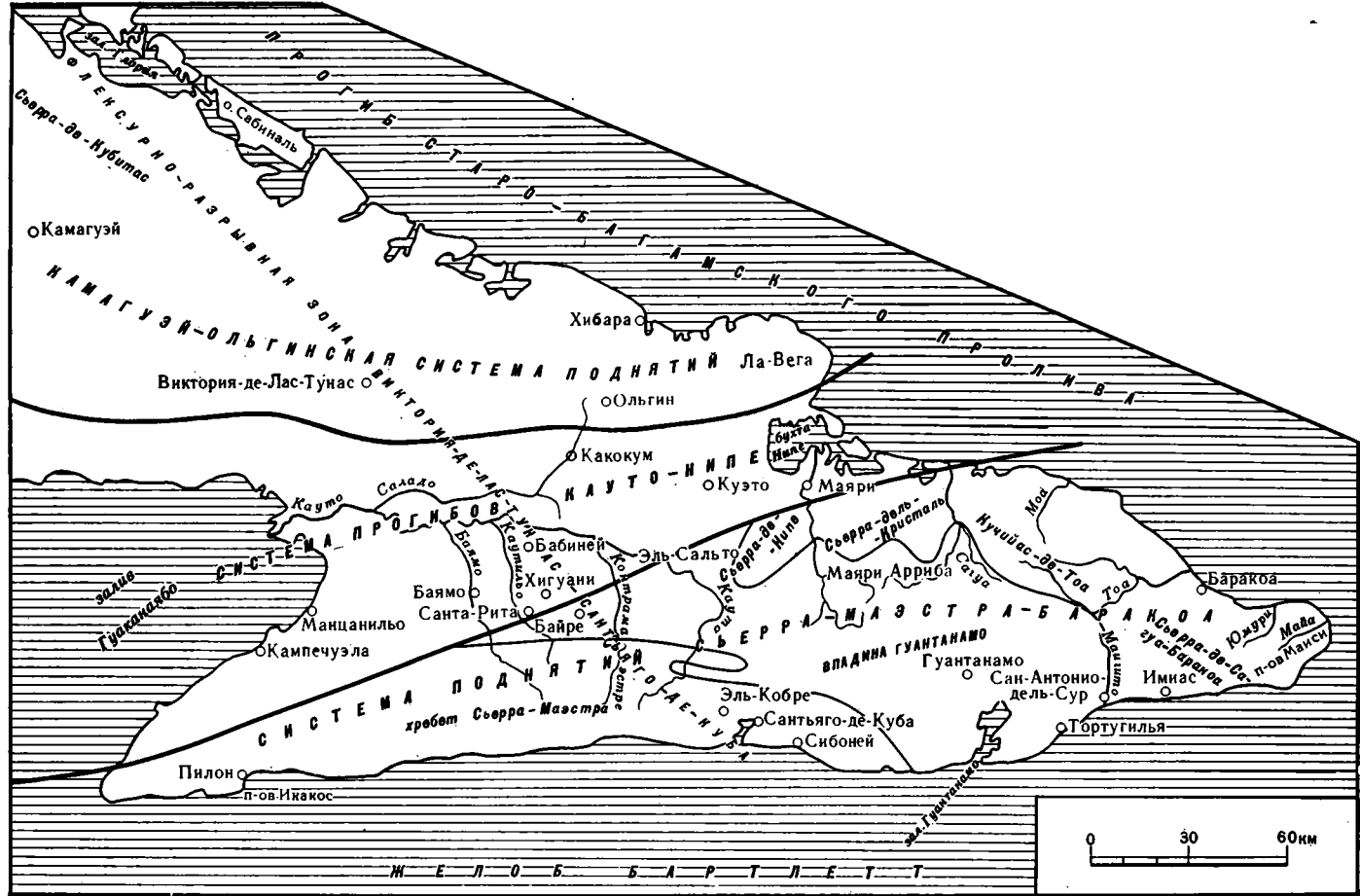


Рис. 1. Схема — указатель географических названий и некоторых элементов неотектонической структуры восточной части о-ва Куба

цитового и дацитолипаритового, преобладают андезитовые разности. Суммарная их мощность составляет от 2500 [6] до 10 000 м и более [7].

В восточной части антиклинория развиты также маастрихт-среднеэоценовые отложения молассового комплекса — валунно-глыбовые конгломераты и песчаники, глинистые продукты размыва кор выветривания и известняки. В разрезе антиклинория широко распространены породы ультраосновного состава и серпентиниты. Они занимают значительную часть северного крыла антиклинория к северу от г. Камагуэй и преобладают в разрезе всей его восточной части, где слагают ядра узких и сложнопостроенных антиклиналей, между которыми зажаты конгломераты маастрихта [3].

Сложный рисунок структуры меловых отложений этой части антиклинория связан с широким проявлением дисгармоничных пластических деформаций. В осевой зоне антиклинория развиты также гранодиориты. Антиклинорий характеризуется максимальной на Кубе мощностью земной коры (37 км) [1].

Хребет Сьерра-Маэстра представляет северное крыло другого антиклинория, осевая зона и южное крыло которого опущены под уровень моря. Оно сложено преимущественно основными и средними вулканическими породами верхов мела — палеоцена и прорывающими их диоритами и плагиогранитами, приуроченными также к осевой зоне. Покров вулканогенных пород, суммарная мощность которого, по геофизическим данным, составляет 2,5—3,5 км, залегает на основании «гранитного» типа и имеет, возможно, аллохтонную природу [1].

В расположенном севернее Восточно-Кубинском синклинории разрез наращивается до среднего эоцена. Здесь развиты конгломераты, брекчии, песчаники и алевролиты маастрихта, конгломераты и брекчиевидные известняки палеоцена, туфы, туффиты, андезиты, базальты и терригенно-карбонатные породы нижнего — среднего эоцена. Кристаллическое основание («гранитный» слой) в южной части синклинория, в районе зал. Гуантанамо, находится на глубинах 4—4,5 км и имеет мощность около 6 км (на глубине 10 км здесь залегает поверхность слоя со скоростями  $V_p = 7,8$  км/с [1]).

Поднятые массивы крайней юго-восточной части Кубы включают антиклинорий Маяри — Баракоа и «горстовый массив» Сьерра-дель-Пурьяль. Первый сложен серпентинитовыми телами, залегающими на нижнемеловых слабодислоцированных вулканогенных породах и частично перекрытыми грубообломочными отложениями маастрихта и нижнего палеоцена. Массив Пурьяль представляет собой выступ хлорит-актинолитовых сланцев домелового возраста.

Состав и строение основания прогиба Кауто — Нипе изучены слабо. Геофизические исследования показали, что общая мощность осадочно-вулканогенного покрова в западной половине прогиба (во впадине Кауто) составляет более 4,5 км, а на востоке (во впадине Нипе) 2,5—5,5 км [1, 6]. При этом предполагается, что во впадине Нипе этот покров залегает непосредственно на базит-ультрабазитовом основании, а на западе впадины Кауто кристаллическое основание определяется как «базифицированный гранитный слой».

Указанные покровно-складчатые комплексы с региональным размывом и структурным несогласием перекрыты осадочными отложениями, которые характеризуют неотектонический этап развития территории. В соответствии со структурными, формационными и другими особенностями, на которые ранее уже обращали внимание многие исследователи [2, 6, 11, 12], комплекс новейших отложений подразделяется на две части — позднеэоцен-миоценовую (средний кайнозой) и плиоцен-четвертичную (верхний кайнозой).

Очень слабо деформированный маломощный (до 200 м) покров мелководных известняков, реже мергелей и доломитов, местами содержащих песчаники и конгломераты, почти сплошной полосой обрамляет антиклинорий Камагуэй и частично развит в его осевой зоне. Средне- и позднекайнозойский покров прогиба Кауто—Нипе также представлен мелко-



водными морскими, прибрежными и наземными терригенными и карбонатными отложениями. По данным геофизических исследований и бурения, суммарная мощность новейших отложений на западе впадины Кауто превышает 1750 м, постепенно убывая на крыльях.

По данным Г. Франко (Институт геологии и палеонтологии АН Кубы), который обобщил сведения об этих отложениях, вскрытых по юго-восточному побережью зал. Гуаканаябо, их разрез представляется следующим. На породах среднего эоцена с размывом и угловым несогласием залегают средне- и верхнеэоценовые конгломераты, брекчии и песчаники с прослоями мергелей и известняков (формации Фараллон Гранде и Сан-Луис). С перерывом, охватывающим ранний — средний олигоцен<sup>1</sup>, на них залегают отложения формации Севилла (верхний олигоцен — нижний миоцен), которая включает карбонатные брекчии и песчаники, в центральной части впадины частично замещенные известняками, мергелями и глинами; в нижней части этой формации, а также в верхнеэоценовых отложениях местами отмечаются вулканические туфы. Выше с некоторым перерывом залегают песчаники формации Лимонес (низы среднего миоцена). Они характеризуются небольшой мощностью и неповсеместным распространением. Далее следует перерыв, охватывающий середину среднего миоцена. Следующим членом разреза является формация Манцанильо и ее аналоги (верхний миоцен — плиоцен), представленные конгломератами, песчаниками, известняками, мергелями и глинами, которые образуют толщи разной мощности, не выдержанные по простиранию и с внутренними перерывами. В общем разрез грубеет в сторону поднятия Сьерра-Маэстра.

Во впадине Какокум, расположенной в северо-восточной части прогиба, мощность среднего кайнозоя достигает 1300 м, убывая на крыльях до 400—600 м. Он представлен конгломератами, широко развитыми в основании разреза, доломитами, мергелями, глинистыми сланцами. На северном крыле впадины, к югу от г. Ольгин, вскрыты светло-серые разногалечные валунные конгломераты, косослоистые и плохо сортированные, с карбонатным цементом и с линзами морских известняков (формация Педерналес, олигоцен). Они перекрыты белесыми с буровато-розовым оттенком мелководными известняками и мергелями широко распространенной формации Камасан (олигоцен — нижний миоцен).

Аналогичный разрез вскрыт на северо-западном и западном склонах впадины Ниле. По данным сейсмозондирования, мощность выполняющих ее отложений среднего кайнозоя превышает 1000 м.

В северных районах рассматриваемой области кроме формации Камасан широко распространены мергели, песчаники, конгломераты и брекчии формации Вихия (верхний олигоцен) и карбонатные породы формаций Васкес (нижний — средний миоцен) и Хагуэйес (средний миоцен). В восточной части впадины Гуантанамо широко распространены карбонатные алевролиты и песчаники с конгломератами в основании — формации Цилиндро ( $P_3$ ) и Макей ( $P_3 - N_1^1$ ) и перекрывающие их песчаные известняки формации Ятерас ( $N_1^1$ ), а на самом востоке Кубы, в районе Баракоа, развита гравийно-конгломератовая формация Кабаку ( $P_3 - N_1^1$ ). Вдоль южного побережья и на востоке высокогорных областей Восточной Кубы широко распространены известняки, мергели и конгломераты формаций Кабо Крус, относимые к среднему — верхнему миоцену.

Разрез среднего кайнозоя завершается преимущественно известняково-мергелистыми отложениями уже упоминавшейся формации Манцанильо и ее вероятных аналогов — формаций Ла-Крус (район г. Сантьяго-

---

<sup>1</sup> По мнению В. И. Финько, И. З. Корина и Ф. Формеля-Кортины [9], большая часть о-ва Кубы, начиная с позднего эоцена и в течение почти всего олигоцена, представляла собой низменную сушу, в пределах которой произошло выравнивание рельефа и была сформирована латеритная кора выветривания. Некоторые исследователи, например В. С. Шейн с соавторами [10], считают, что неотектонический этап развития Кубы начался именно после этого перерыва.

де-Куба) и Баракоа (в районе одноименного города). Все они отнесены к верхнему миоцену — плиоцену.

Большая часть плиоцена является периодом регионального перерыва в морском осадконакоплении и денудации на большей части территории Кубы. Более или менее значительное осадконакопление возобновилось, начиная с конца плиоцена. Неоднократное чередование трансгрессий и регрессий моря, связанное с гляциоэвстатическими колебаниями его уровня и с тектоническими деформациями земной коры, привело к формированию ряда абразионных и эрозионно-денудационных ступеней рельефа и комплексов морских и континентальных отложений, пространственная корреляция, генезис и возраст которых в большинстве случаев являются пока еще не очень определенными. Приведем краткую характеристику этих отложений, основываясь на сводке И. П. Карташова, А. Г. Черняховского и Л. Пеньяльвера [2].

Во впадине Кауто в основании разреза верхнего кайнозоя залегают серые, желтовато- и зеленовато-серые пески и песчаники с конгломератами и песчанистыми глинами (формация Баямо), которые ближе к подножию гор Сьерра-Маэстра замещаются пестроцветной существенно валунно-глыбово-галечной формацией Датиль. Мощность этих формаций изменяется от 3—5 м у подножия Сьерры-Маэстры до 15 м и более в центральной части впадины. По мнению указанных исследователей, этот комплекс аллювиально-морских отложений относится к интервалу от позднего плиоцена до раннего плейстоцена, предшествуя отложениям «влажного» плейстоцена, возраст которого определяется древнее 0,7 млн. лет<sup>2</sup>. К этому же интервалу времени отнесены морские отложения формации Майя — преимущественно известняки с прослоями гравелитов и песчаников, которые узкой полосой обрамляют с юга и востока систему высоких хребтов рассматриваемой области.

Более молодые маломощные пестроцветные глинистые отложения, сопоставляемые с формациями Гевара и Вильяроха нижнего («влажного») плейстоцена, отмечают И. П. Карташовым и его соавторами на высотах (до 800 м) повернувшихся выравнивания в провинции Гуантанамо.

К комплексу наиболее молодых отложений «сухого» плейстоцена относятся галечники, пески и глины формаций Сабаналамар, Камачо и их аналоги, прерывисто распространенные во впадинах Кауто, Гуантанамо и в прибрежных зонах. Мощность их обычно незначительна и не превышает первых десятков метров. Это же можно сказать и относительно голоцена.

Комплексный структурно-геологический и структурно-геоморфологический анализ закономерностей пространственного положения и деформаций поверхности покровно-складчатого основания, разновозрастных отложений новейшего комплекса и форм эрозионно-денудационного и абразионного рельефа привел к следующим представлениям о неотектонической структуре востока Кубы и некоторых особенностях ее развития (рис. 2).

Крупнейшими единицами неотектонической структуры востока Кубы являются две обширные системы поднятий антиклинорного типа (Камагуэй-Ольгинская на севере и Сьерра-Маэстра — Баракоа на юге) и разделяющая их система прогиба Кауто — Ниле синклинорного типа. Указанные системы ограничены на северо-востоке прогибом Старого Багамского пролива, на юге — глубоководным желобом Бартлетт, испытывая несомненное и существенное их влияние. Они выходят за пределы узкого шельфа этой части Кубы, их осевые зоны отстоят от берегов острова соответственно на 25—40 и 40—65 км, простираясь примерно вдоль северной и южной рамок (см. рис. 1 и 2).

**Камагуэй-Ольгинская система поднятий**, в общем наследуя антиклинорий Камагуэй, включает и зону развития «миогесинклинального»

---

<sup>2</sup> По общей хронологической шкале, принятой этими авторами, подошва плейстоцена проводится на уровне около 1,9 млн. лет.

комплекса севера Кубы. Во всяком случае неотектонические деформации не обнаруживают сколько-нибудь заметных изменений при переходе из одной древней зоны в другую. «Главный кубинский разлом», разделяющий «эв- и миогеосинклиналильные комплексы», на этом участке также не выделяется в качестве особого элемента неотектонической структуры, хотя в ряде мест выражен как весьма яркий геоморфологический элемент (уступ южного склона Сьерры-де-Кубитас). Этот разлом является «мертвым», вероятно, только верхнекоровым элементом структуры.

В целом Камагуэй-Ольгинская система представляет собой очень пологий свод, охватывающий почти весь остров в его наиболее широкой (более 100 км) части и простирающийся более чем на 250 км. Вертикальная суммарная амплитуда новейших деформаций (изгиба коры) достигает всего лишь немногим более 300 м (средний градиент около 0,006). Очевидно, что напряженность неотектонических деформаций в пределах этой системы невелика.

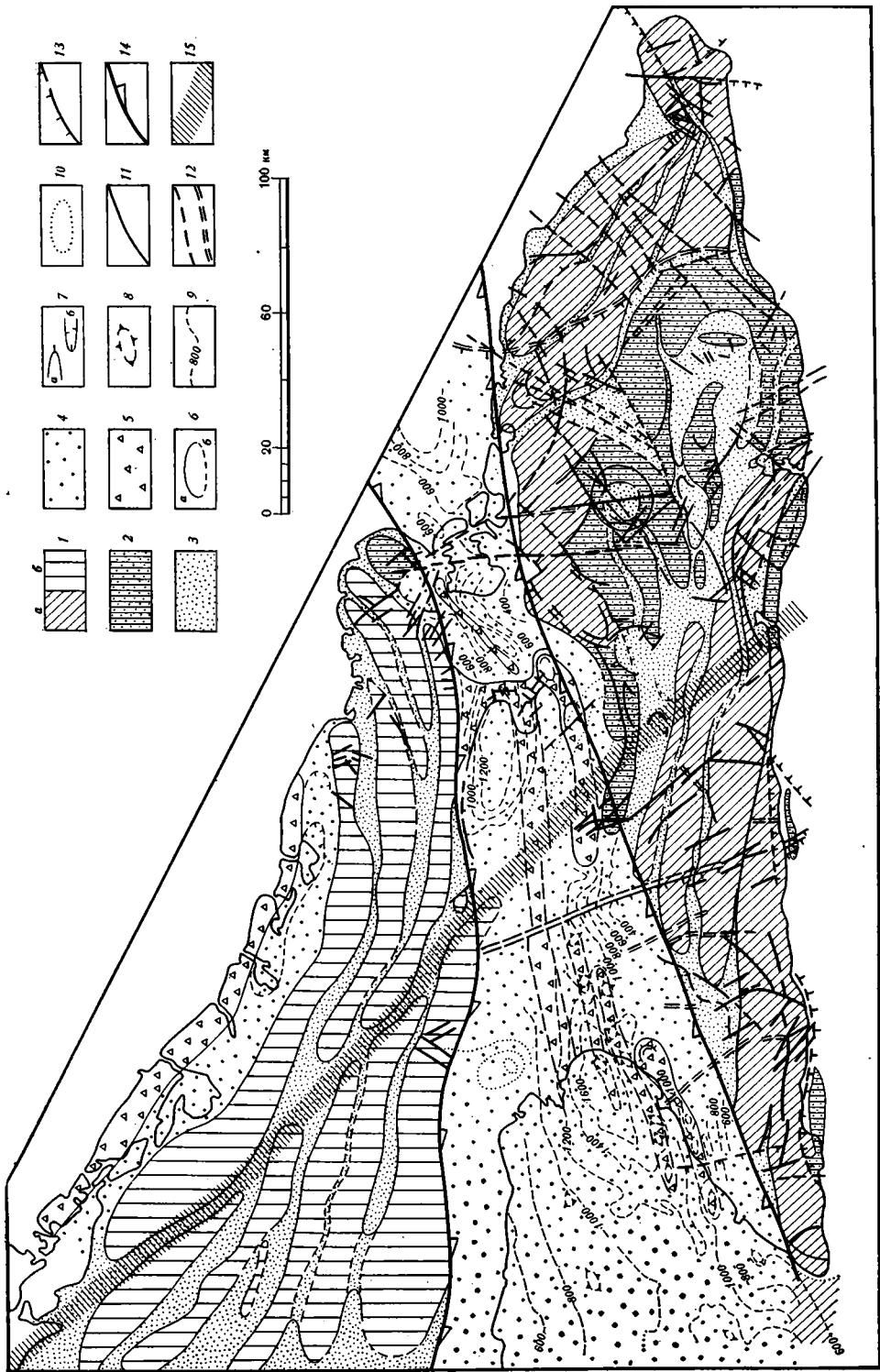
Однако внутренняя неотектоническая дифференциация этого свода характеризуется довольно значительной дробностью и очевидной линейностью элементов второго порядка (см. рис. 2). Это относительно приподнятые или опущенные зоны, которые сопряжены одна с другой плавно, без сколько-нибудь значительных разрывов. Резкие флексурные или флексурно-разрывные контакты можно предполагать лишь на отдельных участках (например, в южных крыльях асимметричных поднятий Сьерра-де-Кубитас и Хибара). Общая морфология выровненной поверхности, срезающей покровно-складчатые комплексы основания, а также распространение и залегание фрагментов верхнеэоценовых и олигоцен-миоценовых пород свидетельствуют, что рассматриваемые зоны поднятий и впадин представляют собой тектонические формы — складки большого радиуса кривизны. Особенно выразительно это проявлено на периклинальных окончаниях поднятий, как, например, в районе г. Хибара.

Контурные, разделяющие на рис. 2 антиклинальные и синклиналильные зоны, в некоторой мере условны. Вместе с тем они достаточно определенно характеризуют их морфологию. Ширина зон изменяется от 5 до 25 км для поднятий от 2 до 15 км для впадин. Указанные величины характеризуют различия как между отдельными зонами, так и их изменения по простиранию. Столь же изменчиво высотное положение шарниров антиклинальных и синклиналильных зон.

Помимо локальных более или менее значительных ундуляций довольно определенно обозначилась некоторая секущая транзитная зона северо-западного простирания (назовем ее условно Виктория-де-Лас-Тунас), в пределах которой Камагуэй-Ольгинская система в целом относительно опущена и разделена на две несколько различающиеся части: Камагуэйский и Ольгинский своды или блоки. Все продольные антикли-

Рис. 2. Схематическая карта новейшей тектонической структуры восточной части о-ва Куба

1 — зоны и отдельные поднятия антиклинального и горст-антиклинального типа (*a* — в горной системе Сьерра-Маэстра — Баракоса, *b* — в слабо приподнятой системе Камагуэй — Ольгин); 2 — поднятия антиклинального типа или тектонические блоки и ступени, сформированные за счет переработки раннеорогенных прогибов; 3 — зоны относительного прогибания синклиналильного и грабен-синклиналильного типа в пределах систем поднятий; 4 — прогибы мегасинклинорного типа; 5 — зоны внутридепресссионных поднятий антиклинального типа; 6 — условные контуры поднятий и прогибов или их зон (*a* — уверенно прослеживаемые, *b* — слабо выраженные и предполагаемые); 7 — некоторые дополнительные структурные линии поднятий (*a*) и прогибов (*b*); 8 — локальные поднятия, установленные по сейсмическим данным; 9 — изогипсы кровли среднего эоцена по данным гравиметрических исследований (в метрах ниже уровня моря); 10 — контуры положительных аномалий силы тяжести; 11 — разрывные нарушения, установленные по геологическим данным; 12 — разрывные нарушения, предполагаемые по данным структурно-геоморфологического анализа и аэрокосмическим материалам; 13 — резкие линии — ступени рельефа, возможно, разрывной или флексурно-разрывной природы (штрихи обращены в сторону относительно опущенного крыла); 14 — условные ограничения прогиба Кауто — Нипе (зоны вероятных взбросо-правосдвиговых смещений); 15 — предполагаемая региональная глубинная флексурно-разрывная зона с правосдвиговыми смещениями



- |    |    |   |   |   |
|----|----|---|---|---|
| 13 | 10 | 7 | 4 | 1 |
| 14 | 11 | 8 | 5 | 2 |
| 15 | 12 | 9 | 6 | 3 |

нальные зоны здесь прерваны и образовался своеобразный поперечный коридор, в пределах которого лучше всего и сохранились отложения среднего кайнозоя. Наложенный характер, резкое несогласие контура последних относительно структур подстилающего субстрата выражены и на «Тектонической карте Кубы» [8]. Есть основания предполагать, что в пределах рассматриваемой секущей зоны произошли и некоторые латеральные деформации. Общий характер планового расположения и взаимного соотношения продольных зон (см. рис. 2) позволяет предполагать правосдвиговый характер этих деформаций. Отметим также, что две южные антиклинальные зоны блока Камагуэй в отличие от более северных не находят продолжения в Ольгинском блоке, будучи, вероятно, погребенными и переработанными в прогибе Кауто — Нипе (к этому мы еще вернемся несколько ниже).

Сравнительный анализ состава и мощностей новейших отложений, распространенных по периферии и на своде Камагуэй-Ольгинского поднятия и в сопряженном прогибе Кауто — Нипе, со всей очевидностью показывает, что обособление и достаточно активное сопряженное их развитие произошло на ранних этапах новейшей тектоники.

Что же касается последующих этапов, то залегание осадков среднего кайнозоя — очевидное свидетельство плиоцен-четвертичной активности рассматриваемых тектонических зон. При этом они развиваются преимущественно как формы конденудационного или конэрозионного типа. Соответствующие продукты эрозионно-денудационного разрушения являясь частью формации Баямо и более молодых толщ, выполняющих смежные прогибы. Лишь краевые северные зоны (поднятие архипелага Камагуэй и впадина Глория) развивались в этот период как конседиментационные структуры и частично остаются таковыми поныне. Тектоническая природа островной и полуостровной зоны Сабиналь и зоны заливов и лагун Глория (предполагается, что они являются соответственно антиклинальной и синклинальной зонами) косвенно подтверждается геофизическими исследованиями, выполненными северо-западнее непосредственно на их продолжении. Изогипсы верхних горизонтов верхнего мела, находящихся там на глубинах до 1000—2000 м [8], достаточно определенно характеризуют островную зону как поднятие, а расположенную к югу от нее зону заливов и лагун как прогиб. При этом установлена более дробная структурная дифференциация этих зон.

Таким образом, Камагуэй-Ольгинский свод в целом может быть определен как неотектоническая система антиклинорного типа или мегантиклинорий, состояний из серии сопряженных антиклинальных и синклинальных зон. Последние по своим размерам, кривизне, внутреннему строению и, по-видимому, глубине охвата должны быть отнесены к категории складок основания.

**Прогиб Кауто — Нипе** пространственно наследует северную ветвь Восточно-Кубинского синклинория [8]. Он простирается в ЗЮЗ—ВСВ-направлении с явным азимутальным несогласием как относительно описанных выше зон Камагуэй-Ольгинского поднятия, так и относительно большинства неотектонических зон расположенной южнее орогенной системы Сьерра-Маэстра — Баракоа. Длина прогиба около 290 км (из них в пределах суши около 140 км), ширина постепенно изменяется от 25—30 км на востоке до 90 км на западе. Здесь он непосредственно продолжается (на расстояние около 100 км) в виде мелководного залива Гуаканаябо, который еще западнее раскрывается в глубоководную Юкатанскую котловину. На востоке прогиб Кауто — Нипе также заканчивается мелководным заливом (вместе с бухтой Нипе он протягивается на расстояние около 45 км), раскрываясь также в сравнительно глубоководному прогибу Старого Багамского пролива. Последний резко несогласно, под углом около 40°, срезает прогиб Кауто — Нипе и расположенные севернее зоны Камагуэй-Ольгинского мегантиклинория.

Исходя из указанных параметров и максимальной амплитуды неотектонического прогибания поверхности мел-палеогенового основания (южнее дельты р. Кауто оно погружено до глубин более 1600 м), следует,

что средний градиент погружения этой поверхности превышает 0,04, т. е. на порядок больше, чем на Камагуэй-Ольгинском своде. Комплексный анализ имеющихся геолого-геофизических материалов и геоморфологические особенности прогиба Кауто — Нипе свидетельствуют о его сложном внутреннем строении. В самом общем виде в его пределах обозначаются три довольно различные одна от другой части.

Западная часть (назовем ее условно впадиной Кауто) представляет собой обширную мульду, на южном крыле которой хорошо проявлены тектонические формы второго порядка — параллельные одна другой антиклинальные зоны (внутридепрессионные поднятия), образующие правокулисный ряд (см. рис. 2). Их длина составляет 50—70, ширина 3—8 км. Именно к ним приурочены локальные поднятия, установленные сейсмическими методами и являющиеся, по всей вероятности, образованиями конседиментационного типа. Отмеченные антиклинальные зоны сопряжены с такого же размера синклиналиными формами.

Самая южная из антиклинальных зон простирается на суше вдоль побережья и маркируется двумя заметными локальными поднятиями у городов Манцанильо и Кампечуэла. В их пределах поверхность складчатого основания находится сравнительно неглубоко (около —900 м).

По ряду геоморфологических признаков можно предполагать, что непосредственно к северу от осевой зоны мульды, т. е. уже на северном ее крыле, развивается еще одна антиклинальная зона. Ей отвечает пока еще чрезвычайно слабая деформация четвертичной аккумулятивной равнины — поднятие, которое на расстоянии более 50 км препятствует впадению в р. Кауто ее правых притоков: они собраны современной долиной р. Саладо, идущей параллельно р. Кауто.

В 15 км ниже устья р. Баямо долина р. Кауто резко отклоняется на северо-запад и затем от устья р. Саладо, как бы непосредственно продолжая ее, идет в прежнем направлении. Есть основание предполагать, что указанный аномальный участок долины р. Кауто имеет antecedentный характер: здесь река пересекает почти вкrest простираения растущее, но пока еще слабо выраженное в рельефе тектоническое поднятие, переходя из одной синклиналиной зоны (назовем ее условно Буэй — Кауто<sup>3</sup>) в другую (Кауто—Саладо). К последней приурочена и область современной разгрузки р. Кауто — ее дельта.

Отмеченный сброс р. Кауто на север представляется вполне закономерным и соответствует общей структурной и топографической асимметрии острова в этой его части, значительно большей активности деформаций и поднятия в расположенной южнее области Сьерра-Маэстра.

В районе г. Баямо и проходящей через него долины одноименной реки в южном крыле впадины, по геофизическим данным, намечается поперечный антиклинальный изгиб поверхности складчатого основания. Распространение разновозрастных отложений неоген-четвертичного комплекса и соответствующие геоморфологические особенности показывают, что этот поперечный элемент активно проявлен в структуре покрова и в деформации земной поверхности. Во всяком случае, очевидно, что прямолинейная долина р. Баямо разделяет два блока, из которых восточный относительно приподнят. В соответствии с этим, например, к западу от г. Баямо очень широко распространяется слабо расчлененная, почти плоская поверхность 12—15-метровой террасы, сложенной четвертичными ( $Q_3^?$ ) отложениями, а восточнее, на правобережье, распространена 55—60-метровая поверхность, значительно более густо и глубже расчлененная и сложенная мелкокалуно-разногалечным материалом формации Датиль.

Эта же ступень фиксируется и севернее: долина р. Кауто выше устья р. Баямо, т. е. в приподнятом блоке, имеет аномальный, более «врезанный» характер, что отмечено на геоморфологической карте в «Национальном атласе Кубы» [4]. Достаточно резкие топографические черты

<sup>3</sup> Эта зона соответствует осевой линии впадины, зоне наиболее глубокого залегания ее складчатого основания.

позволяют предполагать, что рассматриваемая поперечная зона пересекает всю впадину Кауто и всю систему поднятий Сьерра-Маэстра.

Центральная топографически наиболее высокая водораздельная часть прогиба Кауто — Нипе имеет своеобразную структуру. Ее особенностями являются некоторая разноплановость (несогласие) основных структурных черт, установленных по деформациям погребенной поверхности основания, относительно приповерхностных горизонтов, а также относительно генерального простираения прогиба в целом.

В северном крыле этой части геофизическими исследованиями установлен глубокий синклинальный прогиб — впадина Какокум, в пределах которой основание находится на глубинах более 1200 м. В рельефе и неоген-четвертичном покрове достаточно хорошо обозначен плавный изгиб, соответствующий восточному замыканию впадины. Западные контуры ее в этом отношении неопределенны, она раскрывается на широкую равнину. Однако в структуре поверхности основания, характеризующей суммарную, в основном, по-видимому, позднеэоцен-миоценовую, деформацию, ось синклинали простирается в ВЮВ — ЗСЗ-направлении, выходя в межкулисное понижение, которое в пределах отмеченного выше сечущего нарушения Виктория-де-Лас-Тунас разделяет антиклинальные зоны Камагуэй-Ольгинской системы (см. рис. 2). Некоторые геологические и геоморфологические особенности позволяют предполагать, что при этом самая южная из этих зон (зона Чорийо) отклоняется здесь к юго-востоку и в виде тектонического порога или вала (назавем его условно валом Бабиной) пересекает весь прогиб Кауто — Нипе. В пределах этого вала покровно-складчатое основание залегает, по-видимому, на незначительной глубине, о чем свидетельствуют его выступы среди плоской аккумулятивной равнины западнее пос. Монте-Альто на северном крыле прогиба и у пос. Бабиной к югу от р. Кауто. Далее на юго-восток полоса этих обнажений расширяется и, обретая единство, переходит в широкую (до 6—7 км) диагональную приподнятую ступень. У г. Хигуани она сопрягается с поднятием Сьерра-Маэстра, образуя по отношению к нему своеобразный структурный нос. Здесь к этому валу приурочена положительная аномалия силы тяжести, которая связана, возможно, с неглубоким залеганием основных и ультраосновных пород.

Что касается ограничений вала, то можно предполагать, что они могут иметь разрывный или флексурно-разрывный характер. В юго-западном крыле это следует из очень большой разницы глубины залегания основания: на правом берегу р. Каутильо (в районе пос. Бабиной) оно обнажено, а на левом берегу погружено до глубины 400—1200 м. По-видимому, эта граница представляет широкую (до 5 км) зону, проходящую на север — северо-запад от г. Санта-Рита вдоль долины р. Каутильо. Можно предполагать, что с этой зоной генетически связано проявление молодого магматизма — на юго-западной окраине г. Санта-Рита есть небольшой шток сильно трещиноватых пепельно-серого цвета базальтов, которые деформировали и частично прорвали известняки формации Чаркоредондо (средний эоцен). В известняках также многочисленны трещины, в том числе наиболее выделяются крутопадающие с простираем на СЗ 340—350°.

Относительно северо-восточной границы вала Бабиной данные менее определены. Некоторые геолого-геоморфологические особенности позволяют предполагать, что и эта граница имеет флексурно-разрывный характер. К ней также приурочен молодой магматизм. В 3 км западнее городка Байре резко выделяется в виде столообразной возвышенности субмеридионально ориентированное базальтовое тело длиной 6 км и шириной до 2 км на северном конце. Оно рассекает формации Сан-Луис ( $P_2^{2-3}$ ), Битири ( $P_2$ ) и Камасан ( $P_3-N_1^1$ ). Возможно, что насыщенность молодыми базальтами является причиной положительной аномалии силы тяжести, которая в целом локализована в районе г. Хигуани.

Морфологически северо-восточная граница вала Бабиной отделяет его приподнятую ступень с обнаженным на ней основанием от обширной равнины долин рек Контрамаэстре и Кауто, сложенной средним — верх-

ним кайнозоем. Характер деформаций основания в пределах этой равнины неясен. Из общей ситуации можно предполагать, что поверхность основания залегает здесь относительно неглубоко ( $< 600$  м?), в общем воздымаясь в южном направлении и обнажаясь по р. Кауто у пос. Эль-Сальто. Установленная здесь обширная положительная аномалия силы тяжести, контур которой вытянут в ЮВ — СЗ-направлении, позволяет предполагать повышенное залегание в ее пределах древних горизонтов фундамента, более насыщенных основными и ультраосновными породами. Ей может соответствовать некоторая погребенная положительная деформация фундамента в целом, вытянутая параллельно валу Бабиной и, возможно, также связанная со структурой Камагуэй-Ольгинского поднятия.

Вместе с тем поверхностная структура проявляет несколько иные черты, которые, по всей вероятности, характеризуют план поздних (плиоцен-четвертичных) этапов. В этой структуре преобладает субширотная зональность развития антиклинальных и синклиналиных форм. Последние достаточно хорошо проявлены в геологической структуре и в рельефе на востоке рассматриваемого сектора, а также на южном крыле прогиба, где они сопряжены со структурами системы Сьерра-Маэстра — Баракоа и, очевидно, непосредственно связаны с их развитием. В северном направлении интенсивность этих деформаций и отчетливость их внешнего проявления ослабевают. Геоморфологические особенности позволяют продолжить сюда синклиналиную зону Буэй — Кауто и сопряженную с ней с севера антиклинальную зону, которая разделяет долины рек Саладо и Кауто. Последняя подтверждается некоторым уменьшением скорости относительного прогибания, установленным в ее пределах при повторном нивелировании:  $-4,3$  мм/год по сравнению с  $-5,8$  и  $-7$  мм/год соответственно севернее и южнее свода антиклинальной зоны, по данным М. Е. Маркес.

Таким образом, в центральной части прогиба Кауто — Нипе достаточно отчетливо проявляется его наложенная природа, сложность его неотектонической структуры и ее развития во времени. Начиная от долины р. Каутильо (а может быть, от р. Баямо) далее на восток в основании прогиба залегают, вероятно, структурно-формационные комплексы, непосредственно продолжающие образования антиклинория Камагуэй. На ранних стадиях неотектонических деформаций (поздний эоцен — миоцен) значительную активность проявляли ЮВ — СЗ-направления, наследовавшие, вероятно, соответствующие структурные особенности фундамента. На более поздних этапах все большую роль приобретают новообразованные структуры субширотного и ЗЮЗ — ВСВ-простираания. Из ранних направлений заметную активность сохраняет диагональная зона Бабиной, которая, очевидно, является прямым продолжением зоны диагональных деформаций, секущей на севере Камагуэй-Ольгинскую систему.

Восточная часть рассматриваемого прогиба — впадина Нипе отличается наименее глубоким залеганием складчатого основания. По геофизическим данным, он опущен здесь до глубин 800—900 м, образуя относительно простую синклинали. Широкий поперечный изгиб фундамента, как бы продолжающий на север выступ горного массива Сьерра-де-Нипе, разделяет впадину на две части.

Западная половина представляет синклиналиную мульду (назовем ее условно Куэто), которая непосредственно продолжает вышеописанную синклинали Какокум. Отделяясь от последней незначительным поперечным порогом, она приобретает иное, северо-восточное, простираание, которое отвечает главным направлениям обрамления. Сам порог на поверхности смещен на 5—7 км западнее его положения, установленно-го, по геофизическим данным, в основании впадины. Таким образом, современный западный контур впадины Куэто оказался наложенным на восточный край впадины Какокум. Олигоцен-миоценовые карбонатные отложения здесь погружаются в сторону впадины Куэто, образуя резко обозначенную в рельефе флексуру — асимметричную, подковооб-



разно изогнутую гряду, которая обрамляет с запада обширную плоскодонную впадину. Создается впечатление, что в четвертичное время произошло некоторое общее опускание впадины, захватившее частично и край смежной синклинали Какокум.

Аналогичного рода, но, может быть, еще более молодые опускания произошли и, возможно, продолжаются в восточной половине впадины Нипе. В результате этого здесь обособились две мульды, кольцевые контуры которых в общем несогласны относительно предполагаемых, по геофизическим данным, деформаций поверхности основания.

Одна из этих мульд — геоморфологически хорошо выраженный амфитеатр, к которому вполне закономерно приурочен почти изолированный залив Банес. Эта мульда частично наложена и на южную антиклинальную зону Ольгинского блока, отчленяя от нее куполообразный выступ основания Ла-Вега.

Второй наложенной мульдой является, вероятно, депрессия также практически изолированного и глубоко вдающегося в сушу залива Нипе. От расположенного восточнее обширного открытого залива Старого Багамского пролива она отделена сравнительно нешироким (5—7 км) порогом северо-западного простирания. Вместе с расположенным севернее выступом Ла-Вега этот порог составляет единую тектоническую зону поднятий, которая относится, очевидно, к системе поднятий ЮВ — СЗ-простирания, значительно более интенсивно проявленных южнее (Кучийяс-де-Тоа и Баракоа).

Границу между системами поднятия Камагуэй — Ольгин и прогиба Кауто — Нипе в целом можно определить как субшироко ориентированную флексурную зону, которая в западной части согласна по отношению к неотектоническим зонам разделяемых систем, а в центральной и восточной частях имеет секущий характер, по крайней мере частично и прежде всего относительно структур основания и ранних элементов неотектонической структуры. По данным геофизических исследований [1], эта граница имеет сбросовый характер.

#### Литература

1. Бовенко В. Г., Шербакова Б. Е., Эрнандес Г. Новые геофизические данные о глубинном строении Восточной Кубы. — Сов. геология, 1980, № 9, с. 101—109.
2. Карташов И. П., Черняховский А. Г., Пеньялвер Л. Л. Антропоген Кубы. — Тр. ГИН АН СССР, 1981, вып. 356. 148 с.
3. Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 42—57.
4. Национальный атлас Кубы. Гавана: ГУГК, 1970. 143 с.
5. Пуцаровский Ю. М. О тектонике и геодинамике Карибского региона. В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 124—132.
6. Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы, масштаб 1 : 1 250 000. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—31.
7. Сохин М. Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 219 с.
8. Тектоническая карта Кубы (масштаб 1 : 1 250 000) М.: ГУГК, 1966.
9. Финько В. И., Корин И. З., Формель-Кортин Ф. О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 114—134.
10. Шейн В. С., Иванов С. С., Клецев К. А. и др. Тектоника Кубы и ее шельфа. — Сов. геология, 1978, № 2, с. 104—120.
11. Iturralde-Vinent M. A. Los movimientos tectonicos de la etapa de desarrollo platformico en Cuba. — Acad. Cs. Cuba, Inst. Geol. y Paleontol., Inf. cient.-tecn., 1977, № 20, p. 1—24.
12. Puscharovsky Y. M., de Albear J. F. Mapa tectonico de la region del Caribe. — Publ. especial Acad. Cs. Cuba, Inst. Geol. y Paleontol., 1974, № 2 (Contribucion a la geologia de Cuba), p. 9—13.

УДК 551.21 : 551.73 (234.853)

## РЕЦЕНЗИИ

ИВАНОВ С. Н., ИВАНОВ К. С.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ  
(РЕЦЕНЗИЯ НА КНИГУ «ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ  
УРАЛЬСКОГО ПАЛЕО ОКЕАНА», МОСКВА, 1984)

Институтом океанологии АН СССР в начале 1984 г. издана интересная книга «История развития Уральского палеоокеана» [12], состоящая из ряда статей, написанных большим коллективом авторов этого института, а также Геологического института АН СССР, Ильменского государственного заповедника УНЦ АН СССР, Геологического института Баш. фил. АН СССР, Института физики Земли АН СССР и Института геохимии СО АН СССР. В числе авторов статей фамилии крупных специалистов в области глобальной тектоники плит (Л. П. Зоненшайн, О. Г. Сорохтин, А. С. Перфильев, В. Г. Казьмин), лучших знатоков палеовулканизма Урала (В. А. Коротеев, Л. Я. Кабанова) и его стратиграфии (В. А. Маслов, а также другие известные специалисты). Книга затрагивает кардинальные вопросы истории формирования Урала, имеющие существенное значение для металлогенических оценок его различных зон. Она является в значительной мере итогом исследований Южноуральской палеовулканологической экспедиции, работавшей под общим руководством Л. П. Зоненшайна и при консультации О. Г. Сорохтина.

Основное внимание и время авторы книги уделили хорошо сохранившемуся комплексу параллельных диабазовых даек и покрывающим их подушечным лавам разреза по р. Шулдак в Западных Мугоджарах; посетили они и некоторые другие районы Южного Урала. Описания разреза по р. Шулдак даются во всех восьми статьях книги, что неизбежно ведет к некоторым повторениям. Дайковый комплекс был здесь истолкован ранее [8] как фрагмент зоны активного спрединга океанического типа, с чем согласились и другие исследователи Мугоджар [2, 3, 11 и др.]. Л. П. Зоненшайн, А. С. Перфильев и их соавторы полностью подтвердили такую трактовку и существенно дополнили ее многими интересными деталями. Ценный опыт, полученный ранее некоторыми из соавторов книги при изучении дна Красного моря, позволил им в полной мере использовать принцип актуализма в своих построениях.

В первой статье сборника, написанной Л. П. Зоненшайном, В. Г. Кориневским, В. Г. Казьминым, О. Г. Сорохтиным, В. А. Коротеевым, В. А. Масловым, В. В. Зайковым, Г. Б. Рудником, Г. Л. Кашицевым, В. В. Матвеевковым, В. В. Хаиным, Е. В. Зайковой и Л. Я. Кабановой, авторы излагают историю развития Южного Урала в палеозое. Как и их предшественники, они делают это с точки зрения тектоники литосферных плит. Это приводит авторов рассматриваемой статьи к трактовке главных вопросов палеозойской истории Южного Урала, в принципе близкой полученной ранее [2—6, 14, 15]. Они убедительно подтвердили последовательное формирование океанической, островодужной и континентальной земной коры и ведущую роль горизонтальных перемещений. Внесли целый ряд важных уточнений, конкретизирующих эти процессы на территории будущего Южного Урала. При этом авторам удалось с разной степенью вероятности и обоснованности определить в ряде случаев не только формационную природу тех или иных отложений, но и высказать соображения о последовательности их вертикальных и горизонтальных движений, расколе и коллизии островных дуг и других тектонических событий. В то же время по ряду важных вопросов формирования структуры Южного Урала авторами комментируемой статьи даны спорные и даже ошибочные трактовки, противоречащие новому фактическому материалу.

Л. П. Зоненшайн и др., как сами пишут, — «исходили из того, что уже в позднем докембрии и кембрии существовал океан — Доуральский, разделявший Восточно-Европейский континент, с одной стороны, и Казахстанский и Сибирский континенты — с другой» [12, с. 37]. Эту посылку авторы обосновывают существованием пассивной континентальной границы в западной части Центрального Казахстана, примыкавшего якобы в докембрии к Уралу. Последнее авторы подтверждают присутствием глыб кембрийских археоциатовых известняков в пределах Сакмарской зоны Урала и составом лущниковской свиты, которая сопоставляется ими с коксуйской свитой того же возраста в Казахстане. Они указывают также на возможно океаническую природу ильменогорской свиты позднего докембрия. Отметим сразу, что ильменогорскую метаморфическую свиту все геологи, картировавшие ильменогорский комплекс, относят к раннему протерозою. Некоторые жилы гранитоидов, пересекающие ее толщи, например в Академической траншее Блюменской копи, имеют изотопный возраст цирконов 1,8—2,3 млрд. лет. Калий-аргоновые возрасты 0,6—0,7 млрд. лет и еще более молодые, по-

лученные для метаморфизованных пород этой свиты, обусловлены позднейшим метаморфизмом.

Цитируемое в книге указание В. Н. Пучкова [17] на континентально-склоновую природу отложений верхнего протерозоя — кембрия в Байконурском синклинии на западном ограничении Центрального Казахстана очень интересно. Но, во-первых, эти отложения могут трактоваться, видимо, и как позднедепресссионные отложения рифта, не перешедшего в структуру открытого океана. А во-вторых, и это самое главное, мы не знаем, какое положение в то время занимал Казахстанский континент. Даже в палеорекострукциях, выполненных с участием одного и того же автора, он занимает совершенно разное положение по отношению к Уралу: то на юго-восток в 6000 км, то на север в 800 км (соответственно [1, рис. 1; 12 рис. 9]).

Наличие глыб археоциатовых известняков в меланжах Сакмарской зоны можно объяснить проникновением археоциат, имеющих широкое распространение в Сибири, и на Урал. Такое предположение естественно, особенно если вспомнить, что Сибирская континентальная литосферная плита, судя по палеомагнитным данным [19 и др.], была повернута в то время по отношению к Восточно-Европейской почти на 180°, и территория теперешнего Урала в кембрии могла соприкасаться с Восточным Забайкальем. Большое сходство позднекембрийских разрезов Южного Урала и Мая-Учурского района Прихотья, поразившее в свое время знатоков верхнего протерозоя, косвенно подтверждает эту мысль.

По авторам комментируемой работы, археоциатовые известняки попали на Южный Урал путем отрыва микроконтинента от удаленного Сибирского материка, богатого археоциатовыми известняками. Этот микроконтинент (остров) проплыл вместе с океанской корой тысячи километров, чтобы через 100 млн. лет пришвартоваться своим бортом к западному краю Восточно-Европейской плиты, сбросить там глыбы археоциатовых известняков и почти сейчас же оторваться и вновь уплыть на 1000 км в океан.

Предполагаемая природа лушниковской свиты Южного Урала также не может служить указанием на существование Доуральского океана, тем более, что возраст этой свиты достоверно неизвестен.

Таким образом, можно сказать, что на Урале пока не обнаружено никаких достоверных следов существования океана в позднем протерозое, хотя поиски их целесообразно продолжать.

Л. П. Зоненшайн и его соавторы рисуют очень сложную историю островодужного этапа развития Южного Урала. Теоретически их соображения представляются нам возможными, тем более, что они во всех случаях мотивированы теми или иными наблюдениями. Однако этих наблюдений, по нашему мнению, достаточно лишь для постановки вопросов.

На рассматриваемой площади Южного Урала (600×200 км) можно разместить малую часть одной современной зрелой островной дуги. Обычные размеры таких дуг 2000—3000 км при ширине 100—300 км. Авторы комментируемой статьи на площади Южного Урала усматривают следы пяти островных дуг и семи зон субдукции. При этом, по их мнению, вблизи Урала все зоны субдукции, образовавшиеся до раннего карбона, падали на запад, в сторону Восточно-Европейского континента. Однако трудно представить, как значительные объемы частично гидратированной коры океанического типа могли субдуцироваться на запад под континент, не породив при этом там ни андезитовых серий, ни гранитоидов, столь обычных над зонами субдукции.

Есть и другие соображения, заставляющие признать восточное падение зоны субдукции, ясным следом которой является «Главный уральский глубинный разлом» [7]. Последний в этой роли в рецензируемой книге не фигурирует.

Нельзя согласиться с выделением в среднем ордовике Губерлинской островной дуги, так как в стратотипе губерлинской свиты и в стратотипе ее южного аналога — косистекской свиты В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым были недавно найдены конодонты среднего девона.

Образование березовской формации вряд ли было вызвано заложением новой островной дуги, как об этом пишется в рассматриваемой статье. Вероятно, березовская формация порождена рифтогенезом, отмеченным в это время, в предконтинентальную стадию развития Урала [10].

«Перещелкивание» (термин Л. П. Зоненшайна и др.) зоны Заварицкого—Беньофа к востоку в середине визейского века также мало вероятно. Вулканы восточной, Валериановской зоны, по новым данным [16], принадлежат к субплатформенному, а не к островодужному типу. К тому же вулканизм в это время не прекращался и в обрамлении Мугоджарского микроконтинента, как это, видимо, полагают по старым данным Л. П. Зоненшайн и его соавторы. В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым по находкам конодонтов в межподушечных прослоях известняков установлен башкирский возраст базальтов верхних частей разреза запада Иргизской зоны. Следовательно, нет оснований для предположения и, тем более, для утверждения о заложении в среднем карбоне новой островной дуги на крайнем востоке Южного Урала (в Зауралье).

Нельзя согласиться с выводом авторов комментируемой статьи о раннедевонском времени основных шарьяжных перекрытий в Сакмарской зоне. Сборами конодонтов В. И. Пучкова и К. С. Иванова установлено, что предполагавшиеся ранее крупные перемены в осадконакоплении в пределах зоны отсутствуют. Здесь в раннем и среднем девоне в разных тектонических обстановках продолжалось параллельное формирование по крайней мере трех разных типов разреза: кремнистого (включая выявленные В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым конденсированные разрезы), вулканического и туфогенного. Тектоническое совмещение этих разрезов произошло лишь в позднем девоне — перми [5].

В ряде мест комментируемой работы указывается, что базальтовые толщи Западных Мугоджар, которые были основным объектом изучения Л. П. Зоненшайна и его соавторов, относятся к позднему эйфелю — раннему живету. Между тем приведенный в этой же книге на с. 66—67 фактический материал, основанный на заключении палеонтологов (А. К. Алексеева и В. Н. Барышева), позволяет говорить лишь о среднем девоне, точнее не определенном. Эта ошибка проистекает, видимо, из статьи В. Г. Кориневского, помещенной в этой же книге. Кстати, в ней есть и другие стратиграфические ошибки. Например, совершенно необоснованно утверждается, что «яшмы куркудукской свиты (15—50 м) накопились в течение одной конодонтовой зоны *Polygnathus varcus*» [12, с. 61], т. е. в верхах живета. Вместе с тем цитируемый автор считает, что «надежная датировка возраста сделана лишь для более молодых отложений шулдакского горизонта...», в которых была собрана флора позднего эйфеля» [там же, с. 65]. Очевидный курьез — поздний эйфель под пером В. Г. Кориневского получился моложе позднего живета!

Вулканогенные комплексы Западно-Мугоджарской зоны образуют единый формационный ряд, внутри которого отсутствуют ранее предполагавшиеся [13 и др.] стратиграфические перерывы и угловые несогласия. Это доказывается многочисленными находками конодонтов, геохимическими и другими данными [2]. Следовательно, неправомерно разрывать эти вулканогенные толщи, относя нижнюю часть разреза к океаническим образованиям, а верхнюю — к островодужным, как это делали авторы комментируемой книги. Вероятнее всего, все вулканогенные комплексы Западных Мугоджар формировались в тыловом бассейне [7], что отчасти подтверждается и геохимическими данными [2, 18]. По содержаниям хрома, никеля, отношению железа к магнию, а также кривой содержания РЗЭ, нормированных по хондриту, инициальные базальты рассматриваемой зоны отличаются от толентов срединно-океанических хребтов и легче могут быть сравнены с менее постоянными по составу базальтами тыловых морей островных дуг.

Приводимые в книге цифровые оценки горизонтальных перемещений континентальных блоков, скоростей спрединга и т. п. обосновываются теми или иными косвенными соображениями авторов. Однако, на наш взгляд, эти цифры могут рассматриваться лишь как возможные и только. Так, например, для базальтов Западно-Мугоджарской зоны в книге исчислена (по титанистости базальтов и другим параметрам) скорость спрединга 5 см/год. Однако ранее, еще до выяснения более короткого (среднедевонского) времени образования этих базальтов [3], участники палеовулканологической экспедиции оценивали эту скорость в 1 см/год.

Другие статьи рецензируемой книги серьезных критических замечаний не вызывают. Весьма интересны третья [12, с. 80—101] и четвертая [12, с. 101—111] статьи, детальнейшим образом описывающие комплекс параллельных даек (А. Н. Диденко, А. С. Перфильев и др.) и перекрывающие их лавовые базальты (Л. П. Зоненшайн и др.). Впервые проведенное здесь систематическое изучение ферромагнитных минералов позволило, в частности, установить програв диабазовых даек в условиях слабоокисленной среды при температурах 450—600°. Значительное количество корректно обработанных геохимических данных содержится в статье М. И. Кузьмина и А. И. Альмухамедова [12, с. 126—139], представляющей хотя и небольшой, но полезный вклад в банк геохимических сведений об уральских вулканах.

В целом, несмотря на отмеченные выше спорные трактовки и отдельные промахи, книга «История развития Уральского палеоокеана» весьма ценна, содержит детальный фактический материал по западно-мугоджарским палеобазальтам и интересные попытки дать ответы на многие общие вопросы геологии Южного Урала, еще ждущие своего решения.

#### Литература

1. Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкции положения материалов в фанерозе. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. Иванов К. С. К геологии вулканогенных толщ Западных Мугоджар. Препринт. Свердл. УНЦ АН СССР, 1983. 71 с.
3. Иванов К. С., Иванов С. Н., Пучков В. Н. Природа и возраст вулканогенных толщ Мугоджар.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 2, с. 391—394.
4. Иванов К. С., Иванов С. Н., Пучков В. Н. Время существования океанической коры на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1974, т. 274, № 4, с. 897—900.
5. Иванов К. С., Пучков В. Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Препринт. Свердл. УНЦ АН СССР, 1984. 85 с.
6. Иванов С. Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Препринт. Свердл. УНЦ АН СССР, 1979. 77 с.
7. Иванов С. Н. О формировании структуры Южного Урала.— В сб.: Тектоника, магматизм, метаморфизм и металлогения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Тезисы докл. Свердловско-Миасский УНЦ АН СССР, 1985, с. 16—18.
8. Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П. Реликт рифтовой океанической долины на Урале.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4, с. 939—942.
9. Иванов С. Н., Смирнов Г. Н., Ефимов А. А. и др. Новые аспекты тектоники Урала.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 56—67.
10. Иванов С. Н., Семенов И. В., Червяковский Г. Ф. Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала.— Докл. АН СССР, 1984, т. 274, № 2, с. 387—391.
11. Ильинская М. Н. Силурийские базальтоиды Западно-Мугоджарского синклиория

- и базальты современного океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 20—30.
12. История развития Уральского палеоокеана/Коллектив авторов под ред. Зоненшайна Л. П. и Матвеевкова В. В. М.: Изд. Ин-та океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР. 1984. 163 с.
  13. Кориневский В. Г. Нижнедевонская толща Западных Мугоджар и ее аналоги на Южном Урале.— В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 114—119.
  14. Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М. и др. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала). М.: Наука, 1977. 120 с.
  15. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
  16. Путьянский А. М., Бирючев С. И., Самаркин Г. И. Магнетитовые месторождения Глубоченской железорудной зоны.— Сов. геология, 1984, № 12, с. 45—53.
  17. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
  18. Семенов И. В., Коленко Л. И., Штенке А. А. РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций Уральской эвгеосинклинали.— В кн.: Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1984, с. 36—64.
  19. Morel P., Irving E. Tentative paleocontinental maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic.— J. Geol., 1978, v. 86, № 5, p. 539—561.

Институт геологии и геохимии  
УНЦ АН СССР, Свердловск

Поступила в редакцию  
10.VII.1985

УДК 551.243.4(477.8)

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

РОМАНОВ Л. Ф.

## О ЧЕШУЙЧАТО-НАДВИГОВОМ ХАРАКТЕРЕ СОЧЛЕНЕНИЯ НИЖНЕПРУТСКОЙ ЗОНЫ С ПРЕДДОБРУДЖСКИМ ПРОГИБОМ (ПО ПОВОДУ СТАТЬИ Б. С. СЛЮСАРЯ «СТРУКТУРЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В СЕВЕРНОМ ПРЕДДОБРУДЖЬЕ»)

Территория юга Днестровско-Прутского междуречья вследствие своего структурного положения между юго-восточным краем Восточно-Европейской платформы и Северной Добруджей на протяжении нескольких десятилетий привлекает внимание многочисленных исследователей.

Очередную попытку пролить свет на эту проблему с позиции «новых данных о геологическом строении Нижнепрутской зоны (погребенный склон Северной Добруджи) и прилегающей части Преддобруджской впадины» предпринял Б. С. Слюсарь [15].

Как отмечает Б. С. Слюсарь, «новейшие данные, а также повторное изучение материалов бурения за предшествующий период позволили выяснить в общих чертах внутреннюю структуру Нижнепрутской зоны и по-новому представить ее соотношение с Молдавской впадиной» [15, с. 91]. Это новое заключается в покровном строении Нижнепрутской зоны и чешуйчато-надвиговом характере сочленения с Преддобруджским прогибом.

На основании каких же новых и пересмотре старых данных основывается это положение?

Во-первых, на том, что зеленовато-серые кварцево-серицитовые сланцы, кварцевые алевролиты; кварцитопесчаники и «мраморизованные известняки», образующие единую литолого-стратиграфическую толщу, относятся, по мнению Б. С. Слюсаря, не к докембрийским образованиям, а имеют верхнедевонский возраст. В многочисленной отечественной и зарубежной литературе эта формация получила название «зеленые сланцы». Они слагают древние антиклинальные ядра в Свенгокшских горах (Польша), Восточных Карпатах, Добрудже, Крыму, Большом Кавказе, Анатолийских горах (Турция). В последнее время образования регионально метаморфизованной зеленосланцевой серии вскрыты в акваториях Черного и Азовского морей. Тем не менее Б. С. Слюсарь утверждает, что в обнажении у с. Орловка (гора Каменная) среди зеленых сланцев присутствуют «мраморизованные известняки», из которых выделены девонские спорово-пыльцевые комплексы и позднедевонские конодонты [1]. Зеленые сланцы у с. Орловки совершенно необоснованно сопоставляются им с отложениями среднего и верхнего девона, исследованными О. Мирэуцэ [22] в северной части зоны Тулча. По данным О. Мирэуцэ, образования среднего и верхнего девона северной части зоны Тулча представлены осадочными или очень слабо метаморфизованными (динамометаморфизм) породами. Эти породы можно коррелировать только с породами, вскрытыми скважиной I с. Лиманское [6]. Отложения у с. Орловки относятся к продуктам зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Кроме того, широко развитые среди девонских отложений зоны Тулча песчаники, алевролиты, яшмы и лидиты в обнажении на горе Каменная полностью отсутствуют. Не обнаружены они и в разрезах многочисленных скважин, пробуренных в зоне широкого развития пород эфиметаморфической серии в пределах всего Нижнего Припрутья. Таким образом, между сланцами у с. Орловки и породами серии Исакча-Махмудия нет ничего общего. Они коренным образом различаются и по минеральному составу, и по структурно-текстурным особенностям, и, что особенно важно, по степени метаморфизма. По степени метаморфизма зеленые сланцы с. Орловки отличаются и от метаморфизованных отложений силура и девона междуречья.

Характеризуя породы горы Каменной и относя их к девону, Б. С. Слюсарь называет их «зелеными сланцами». Термин «зеленые сланцы» имеет строго определенное значение и используется только для пород, регионально метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Зеленосланцевая формация на Мизийской платформе вскрыта многочисленными скважинами под фаунистически охарактеризованными отложениями кембрия [7, 21, 24]. Кроме всего прочего, неоднократные попытки обнаружить среди зеленых сланцев у с. Орловки «мраморизованные известняки» не привели к успеху. Последняя такая попытка была предпринята в 1984 г. совместно с геологами АН БССР. Следует отметить, что даже в пределах Центральной и Северной Добруджи, где породы зеленосланцевой формации имеют широкое распространение и хорошо обнажены, присутствие среди них карбонатных образований также не отмечено. Поэтому мы, совершенно не отрицая девонского возраста «мраморизованных известняков», полностью отрицаем девонский возраст зеленых сланцев у с. Орловки и корреляцию их с девонскими образованиями зоны Тулча.

Во-вторых, на том, что в разрезе скв. 1 с. Лиманское, вскрывшей отложения палеозоя, выделяются четыре толщи, из которых третья, в интервале 559—626 м, представлена «чередованием темно-серых конгломератов, брекчий, дресвянников, грубозернистых и гравелитовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и пород слюдистого состава, несогласно залегающих на мраморизованных известняках и перекрывающихся катаклазированными черными доломитами верхнего девона» [15, с. 95]. Вот эту пачку, совершенно бездоказательно Б. С. Слюсарь относит к средней юре и параллелизует ее «по составу породообразующих компонентов, структурно-текстурным признакам, степени катагеза» и т. д. с базальным горизонтом скв. 2, Плавни. Неувязка здесь заключается не только в том, что по минералогическому составу (полимиктовые породы) третья толща (по Б. С. Слюсарю) не соответствует мономинеральным образованиям средней юры, а еще и в том, что в скв. 2, Плавни, базальный горизонт средней юры не вскрыт.

Юрский возраст третьей пачки в скв. 1, Лиманское, Б. С. Слюсарю нужен для доказательства «надвижения» юры на более древние отложения и более древних — на юрские. По литологическому составу породы этой пачки совершенно не сопоставимы с юрскими, они занимают в разрезе нормальное стратиграфическое положение и относятся к верхнему девону [6]. На палеозойский возраст этих отложений указывает сильная сульфидная минерализация, связанная с метасоматическими процессами на контактах с дайками мондонит-порфиром, что совершенно исключено для юры Добруджи и Днестровско-Прутского междуречья. Кроме того, в этих отложениях обнаружены позднепалеозойские спорово-пыльцевые комплексы, о которых автор умалчивает.

Неверно проведена интерпретация разреза скв. 2, Плавни. Вся толща пород, вскрытая скважиной, делится на четыре пачки. Верхняя пачка, в интервале 316—430 м, представлена доломитами с прослоями зеленовато-серых песчаников с фауной. По мнению Б. С. Слюсаря, она очень сходна с базальными слоями юры [15, с. 97]. В интервале 430—639 и 1391—1726 м вскрыты отложения верхнего байоса, что хорошо подтверждается фауной. В интервале 639—1931 м вскрыты доломиты с фораминиферами «среднего и нижнего триаса», но по каким-то неизвестным соображениям они целиком относятся к среднему триасу. Отмечается несомненное тождество этой пачки с верхней доломитовой «типично триасовой пачкой» [15, с. 98], хотя на с. 97 отмечалось «типичное сходство этой пачки с базальными слоями средней юры». Как же интерпретирует Б. С. Слюсарь разрез этой скважины? «...скв. 2, Плавни, пересекла лежащую складку в юрских отложениях с ядром, сложенным интенсивно дислоцированными карбонатными породами триаса», и далее: «...это, во-первых, бесспорно аллохтонное залегание верхней доломитовой толщи триаса и, во-вторых, полная идентичность вскрытых здесь триасовых отложений с таковыми, расположенными в 8—12 км южнее, на левобережье Дуная (с. Новосельское). Очевидно, эти цифры указывают на минимальную величину амплитуды надвига» [15, с. 99].

Не указывает на амплитуду надвига и вообще не надвиг лишь один разрез скв. 2, Плавни. Каким образом устанавливается автором здесь наличие надвига? Для начала верхнюю часть разреза в интервале 316—430 м он относит к триасу, совершенно не смущаясь, что здесь присутствуют келловейские двустворчатые моллюски и брахиоподы и ростр белемнита *Brachybellus sp.* (определение В. М. Нероденко) также келловейского возраста. Затем «переворачивает вверх ногами» пачку верхнебайосских аргиллитов (интервал 1391—1726 м) и совершенно забывает о сходстве средней и верхней доломитовых толщ. На самом деле здесь все гораздо проще. Скважина 2, Плавни, расположена в зоне крупного тектонического нарушения, где две верхние пачки, келловей и верхнего байоса, взброшены на аналогичные им отложения. Разница в мощности верхней и средней пачек объясняется как различными углами залегания, так и частичным размывом верхней пачки келловей. Что же касается сходства «триасовых известняков» скв. 2, Плавни, с расположенными в 8—12 км южнее, то следует отметить следующее. Известняки триаса Добруджи очень похожи на аналогичные породы фации Хальштатт, Гуттенштейн, Венген и кассианских слоев, развитых в Альпах. Почему бы не надвинуть их оттуда?

На геологической карте Б. С. Слюсарь выделяет полосу хлидолитов (условное обозначение 12), отнесенных к среднеюрскому возрасту. Это явное заблуждение, так как эти породы по своему вещественному составу относятся к верхнему девону [6]. Встреченные в этих породах *Posidonia* не являются юрскими *Bositra buchi* (Roemer) а относятся к палеозойскому роду *Posidonia*. Все это совершенно по-другому заставляет рассматривать геологическое строение Нижнепрутской зоны, чем это представляет Б. С. Слюсарю.

Не отступает от своей «методики» интерпретации разрезов скважин автор и при характеристике «надвига» скв. 6, Измаил [15, с. 99]. Это первая из двух скважин, которая вскрыла двоякий разрез юрских отложений на территории Днестровско-Прутского междуречья [9]. В разрезе, вскрытом скважиной, отложения нижнего кимериджа, оксфорда и среднего келловей (интервал 287—1158 м) взброшены на отложения нижнего кимериджа. В разрезе скважины Б. С. Слюсарь [15, с. 102] видит многочисленные случаи выпадения слоев (по пути надвижения), литологически разнородные участки, что тоже свидетельствует, по его мнению, о несогласном налегании, обусловленном надвижением и выпадением слоев; наличие «тектонической брекчия», состоящей из зеленовато-серых алевролитов, микрозернистых известняков и «шоколадных» глин, и т. д. Все это позволяет ему констатировать надвижение юрских отложений с юга на расстояние 10 км. По нашему мнению, на это «особенно достоверно» указывает «тектоническая брекчия» из пластичных, разрушающихся даже при подъеме керна «шоколадных» глин, а тут вдруг выдержавших 10 км горизонтального перемещения.

Скважина 6, Измаил, привлекла внимание по многим причинам. Она пробурена на площади, где по геофизическим данным была выделена структура с неглубоким залеганием фундамента. Здесь отрицалось присутствие юрских отложений или предполагались незначительные мощности [16]. После бурения не подтвердилось ни одно из этих предположений, но был впервые для территории Днестровско-Прутского междуречья установлен двоякий разрез отложений, в данном случае юрских. Как взброшенная часть разреза (интервал 287—1158 м), так и разрез лежащего крыла до мельчайших деталей сопоставляются с одновозрастными им фаціальными аналогами центральной части прогиба, отличающиеся лишь мощностями, что связано с углами залегания пород с скв. 6, Измаил. Выпадения каких-либо частей разреза здесь нет, что хорошо подтверждается как последовательной сменой слоев пород, так и сменой комплексов аммонитов, аналогичной центральной части прогиба. Что же касается «тектонической брекчии», образовавшейся, по мнению Б. С. Слюсаря, в результате надвижения выше лежащих слоев (интервал 587—585 м), то она так же хорошо прослеживается и там, где такого «надвижения» не допускает даже автор, а именно по всей площади распространения отложений верхнего оксфорда — нижнего кимериджа. Это четкий маркирующий горизонт в основании кимериджа, соответствующий перерыву или обмелению бассейна [10, 13]. Особенно четко это фиксируется налеганием кимериджа на кору выветривания гранитов, скрытых скв. Р-1, Виноградное, в центральной части прогиба. И наконец, породы, слогающие крыло взброса, в скв. 6, Измаил, и в литологическом, и в возрастном отношении полностью соответствуют породам лежащего крыла. Все это свидетельствует не о надвижении их с юга, с амплитудой в 10 км, а о простом взбросе в зоне крупного разлома, активность которого проявляется и на современном этапе. Отсутствие надвига в этой зоне также подтверждается и разрезом скв. 10, Матросское (см. разрез Ж—3, [15, с. 100]), расположенной западнее скв. 6, Измаил. По представлениям Б. С. Слюсаря, здесь также должен присутствовать надвиг, но фактическими данными он не подтверждается. Скважина 10, Матросское, пройдя по породам нижнего кимериджа, оксфорда и келловея, остановлена в последних (интервал 248,5—770 м). Залегание пород здесь горизонтальное, характерно повышенное содержание прослоев конгломератов и брекчий, что лишь свидетельствует о близости береговой зоны. Близость области сноса в юрское время подтверждается и другими данными, полученными по материалам скважин, пробуренных на участке [9].

Таким образом, и в этом случае не подтверждается «надвижение» юрских отложений с юга на расстояние 10—12 км.

И наконец, в-третьих, по мнению Б. С. Слюсаря, на надвижение, или «горизонтальное перемещение юрских отложений», указывает двоякий разрез толщи гипсоангидритов верхнего кимериджа при сокращенной примерно на две трети мощности подстилающих пород, зафиксированный им в скв. 145, Килия. Это настолько нелепая попытка исказить истинную картину строения гипсоангидритового горизонта, что на ней не стоило бы заострять внимание. Однако это типичный для автора способ привнесения «фактов о надвижении». В этом районе пробурена не одна 145-я скважина, она является лишь 145-й и во всех остальных (еще плюс 30 роторных скважин и скважины на румынской территории дельты р. Дуная), даже по Б. С. Слюсарю, вскрыт нормальный разрез.

Не отличается разрез скв. 145 и от разрезов всех остальных скважин. Гипсоангидритовый горизонт четко прослеживается по всей территории Днестровско-Прутского междуречья и имеет двучленное строение. Он разделен пачкой терригенных отложений [9]. Что же касается терригенной пачки, подстилающей этой горизонт, то она также не выдержана по мощности на всей территории распространения. Это хорошо объясняется блоковым строением юрских отложений и различными амплитудами опускания их в позднекимериджское время [9].

В качестве доказательства надвигового характера сочленения Нижнепрутской зоны с прилегающими районами «Молдавской впадины» Б. С. Слюсарь приводит четыре разреза, или геотраверса [15, с. 100]. Предложенная им рисовка геологического строения этой зоны совершенно бездоказательна. Она сделана при полном игнорировании фактических данных и пренебрежении материалами бурения.

Очень поучителен разрез А—Б, где на участке г. Кагул — с. Рошу показано надвижение палеозойских отложений на юрские. Если бы геотраверс провести южнее, где расположена более густая сеть скважин, то четко вырисовывалось бы ступенчатое строение погруженного склона Северной Добруджи или Нижнепрутского блока [8, 9, 11].

Геологическое строение погруженной части Северной Добруджи вполне согласуется с геологическим строением Нижнепрутской зоны. Все отложения, вскрываемые глубокими скважинами в зоне прогиба, представлены теми же фациями и литологическими разностями, что полностью отрицает наличие здесь надвигов.

Эрозионная поверхность юрских отложений, примыкающая к Нижнепрутскому блоку, сформировалась не в результате надвижения, а в результате постоянного, на протяжении всего юрского времени, поднятия горста Северной Добруджи. На это указывает как распределение фаций юры, параллельных контакту с Нижнепрутским блоком, отвечающее распределению их в момент формирования, так и закономерная смена отложений от более древних, на контакте с Нижнепрутским блоком, к более молодым на востоке, т. е. к центральной части прогиба.

Если проанализировать углы залегания юрских пород в скважинах, расположенных вдоль зоны сочленения, то выясняется следующая картина. Из приблизительно 100 скважин, вскрывших юрские отложения в зоне сочленения Северной Добруджи или «зоны, перекрытой аллохтонными пластинками», лишь в девяти скважинах наблюдается нарушение первичного залегания пород. Из них в двух (скважины 2, Плавни, и 6, Из-



манл) пройден сдвоенный разрез юрских отложений. Все эти скважины попали в зоны разломов. Во всех остальных, расположенных по обе стороны от зоны разлома, залегание пород горизонтальное. Также во всех скважинах, расположенных западнее зоны сочленения, т. е. и в зоне «надвига», залегание юрских пород горизонтальное и часто на коре выветривания допалеозойских и палеозойских отложений [2]. Все это в корне противоречит надвиговому характеру сочленения Нижнепрутской зоны и юрского Преддобруджского прогиба.

Не подтверждается наличие надвигов в юрских, да и более древних отложениях данными по румынской части Северной Добруджи, дельте р. Дуная и Бырладскому прогибу [7, 19, 20, 21, 23, 24].

Таким образом, несостоятельность предлагаемой Б. С. Слюсарем новой гипотезы заключается в преднамеренном отрицании обоснованного стратиграфического расчленения допалеозойско-юрских отложений и совершенно бездоказательной интерпретации глубинного строения этой зоны.

Необходимо отметить также, что все изложенные Б. С. Слюсарем положения на с. 90, 103 и 104 [15] уже были опубликованы многочисленными исследователями [3—5, 8, 9, 11, 12, 14, 17, 18 и др.] и ни одно из них не является приоритетом автора.

#### Литература

1. Асеева Е. А., Ломаева Е. Т., Липнягов О. М. Палеонтологическая характеристика «зеленых сланцев» с Орловка (Преддобруджье).— Геол. журн., 1981, т. 41, № 1.
2. Бобринский В. М. Древняя кора выветривания на породах погребенного склона Северной Добруджи.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
3. Бобринский В. М., Неврянский Д. Г., Романов Л. Ф. Юрский период.— В кн.: Палеогеография Молдавии. Кишинев: Карта Молдовеняскэ, 1965, с. 41—55.
4. Высоцкий И. В. Схема структуры Добруджской складчатой области.— Сов. геология, 1959, № 9, с. 132—136.
5. Григалис А. А., Ротките Л. М., Монкевич К. Н. и др. Фации и палеогеография оксфордского века на территории запада европейской части СССР.— Докл. АН БССР, 1980, т. XXIV, № 8, с. 733—736.
6. Мороз В. Ф. Верхнепалеозойские магматические породы, метасоматиты и рудопроявления Нижнего Припутья. Кишинев: Штиинца, 1984. 100 с.
7. Ояческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М.: Ил — Бухарест: Меридианы, 1960. 520 с.
8. Панченко Д. Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-запада Украины и Молдавии. Киев: Наук. думка, 1965. 143 с.
9. Романов Л. Ф. Мезозойские пестроцветы Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев: Штиинца, 1976. 208 с.
10. Романов Л. Ф., Малай Н. В., Саянов В. С. и др. Схема стратиграфии юрских отложений Молдавской ССР.— В кн.: Региональная стратиграфия Молдавской ССР. Кишинев: РИО АН МССР, 1968, с. 44—71.
11. Романов В. Ф., Славин В. И. Тектоническое положение и происхождение юрского Преддобруджского прогиба.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 5, с. 77—87.
12. Романов Л. Ф., Яновская Г. Г. Возраст и тектонические условия залегания отложений триаса юга междуречья Днестр — Прут.— В кн.: Геологическая структура и рельеф Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1979, с. 48—56.
13. Саянов В. С. Литология и условия образования верхнеюрских карбонатных отложений.— В кн.: Литология мезозойских отложений Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев: РИО АН МССР, 1969, с. 84—127.
14. Славин В. И. О юрском Предкарпато-Добруджском краевом прогибе.— Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 3, с. 617—620.
15. Слюсарь Б. С. Структуры горизонтального сжатия в Северном Преддобруджье.— Геотектоника, 1984, № 4, с. 90—105.
16. Слюсарь Б. С., Макареску В. С. Основные черты строения Молдавской юрской впадины.— Геотектоника, 1965, № 2, с. 119—122.
17. Феликс В. П., Медведев В. Я. Структура зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 3, с. 18.
18. Феликс В. П., Медведев В. Я. Структура зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 74, вып. 1, с. 24.
19. Barbulescu A. Stratigrafia jurasicului din vestul Dobrogea Centrale. Editura Academiei Republicii Socialiste Romania. Bucuresti, 1974. 173 p.
20. Cosma S., Vilceanu P., Popescu J. La tectonique de la Dobrogea Centrale et Septentrionale. Annuarul institutului de geologie si geofisica. V. LX. Lucrarile congresului al. XII lea al asociatei geologice carpato-balkanica. Tectonica. Petrol si Gaze. Bucuresti, 1983, p. 41—49.
21. Jordan M. Study of Silurian and Devonian Faunas. The cast of the moesian Platform. Memoires, V. XXX. Bucuresti, 1981, p. 115—222.
22. Mirăuța O., Mirăuța E. Prezentă devonianului mediu în zona colinelor Mahmudiei (Dobrogea de Nord).— Dări de seamă ale Sed., Bucuresti, 1965, v. 51/1 (1963—1964).
23. Murgoci G. Cercetari geologice în Dobrogea Nordica. Bucuresti, 1914, p. 307—494.
24. Paraschiv D. Romanian Oil and Gas Fields. Inst. of Geol. and Geophys. technical and economical studies. A serieu Geological prospecting and exploration. Bucharest, 1979,

УДК 551.24.05 (234 + 235)

## ХРОНИКА

РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТЕТИСА  
И АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ — ШКОЛА-СОВЕЩАНИЕ  
В г. СТАМБУЛЕ, ОСЕНЬ 1985 г.

В г. Стамбуле, Турция, 22 сентября — 2 октября 1985 г. работала школа-совещание, на которой обсуждались проблемы тектоники Средиземноморского складчатого пояса — наиболее крупного горного пояса Земли, простирающегося от Альп до Гималаев и Индонезии.

По современным представлениям Средиземноморский пояс образовался в процессе длительной и сложной эволюции на месте бывших древних океанов (Тетис в широком понимании) с их континентальными окраинами и микроконтинентами. Новые данные, которые были представлены на школе-совещании, подтверждают и уточняют эти представления.

Совещание было организовано Горным факультетом Стамбульского технического университета в честь уходящего на пенсию проф. Ихсан Кетина, не раз бывавшего гостем в Советском Союзе и хорошо известного геологам, работающим на Кавказе. В организации совещания принял участие также Массачусетский технологический институт (США). В его работе участвовали представители многих стран, относящихся территориально к Средиземноморскому поясу, а также США, Англии, Австралии и некоторых других, всего около 100 специалистов; от СССР в работе школы участвовал автор данного обзора.

Работа школы-совещания была организована следующим образом. Весь Средиземноморский пояс был разделен на сегменты, и геология каждого из них освещалась в докладах основных лекторов, каждому из которых было предоставлено по два часа. Затем задавались вопросы, после чего выступали так называемые комментаторы, скорее содокладчики, освещавшие в коротких, от 30 до 10 мин, сообщениях какой-нибудь из геологических аспектов рассматриваемого сегмента. Потом в течение одного часа происходила свободная дискуссия.

По Западно-Европейской части Средиземноморья выступил Л.-Э. Риду (Франция), представивший серию палеотектонических — палеогеографических карт, составленных совместно французскими (К. Ле Пишон, Л.-Э. Риду, А. Бижу-Дюваль и др.) и советскими (Л. П. Зененшайн, А. Л. Книппер, В. Г. Казьмин и др.) геологами на последние 200 лет развития Земли. Карты вызвали большой интерес и ряд критических замечаний. К последним относится недоучет, по мнению Дж. Шенгёра, основных закономерности движения плит на сфере и геодинамики закрывающегося на востоке Палеотетиса.

Восточно-Средиземноморский сегмент осветил в лекции М. Сандулеску (Румыния). Наибольший интерес представляют выделенные им Австро-Альпийско-Бихорский и Балкано-Родопский аллохтонные блоки фундамента. Происхождение последнего, т. е. принадлежность к континентам северного или южного ряда, либо к самостоятельному микроконтиненту, не ясно, современные данные указывают на присутствие между пластинами метаморфических пород докембрия и палеозоя мезозойских чешуй.

Д. Папаниколау (Греция) также пришел к выводу о том, что структуры Родопского массива являются альпийскими и принадлежат к тектонической системе Эллинид, в то время как стратиграфия родопских метаморфических комплексов свидетельствует о присутствии там мезозойских элементов и о принадлежности к южному ограничению Неотетиса. Им была высказана идея о том, что главная сutura последнего проходит вдоль северного края Родоп по р. Марица, а все офиолиты, расположенные южнее, включая Вардарскую зону, являются бескорневыми аллохтонами.

Кроме основных сутурных зон — следов бывшего океанического Тетиса М. Сандулеску выделил также сателлитные сутуры, оставшиеся от небольших бассейнов с океанической корой (рифтов, краевых морей и т. д.). Сутуры трех категорий значимости выделяются также китайскими исследователями в восточной части Средиземноморского пояса.

В качестве нового в геологии Болгарской Странджи отмечалось ее покровное строение с возможными пластинами палеозойских офиолитов. Об этом же со ссылками на болгарских исследователей (Г. Чаталов и др.) сообщал также Дж. Шенгёр, связывавший этот район с сатурой Палеотетиса, протягивающейся из Анатолии.

Турецкий сегмент Средиземноморского пояса был освещен в лекции Дж. Шенгёра (Турция). Было охарактеризовано несколько офиолитовых сутур разного возраста, разделяющих автохтонные и аллохтонные блоки различного состава, строения и первоначально принадлежавшие к континентам Евразии и Гондване, либо микроконтинентам.

Дж. Шенгёр является единомышленником автора этих строк в отношении многих черт тектонического развития Средиземноморского пояса. Палеотетис он представляет в виде огромного сужающегося к западу залива внутрь пермо-триасовой Пангеи. Этот океан исчез в течение триасовой истории параллельно с зарождением Неотетиса. Между ними некоторое время существовал киммерийский континент. В результате закрытия Палеотетиса образовались киммериды, а Неотетиса — альпиды. Ранние киммериды (индосиниды) простираются от Восточных Карпат и Северной Добруджи до Тихого океана.

Киммериды Черноморского сектора, по Др. Шенгёру, состоят из трех покровных элементов: Лавразийского автохтона, океанического аллохтона Палеотетиса и аллохтона киммерийского континента. Весь «сэндвич» имеется только в Страндже и Добрудже, в Крыму имеются два нижних, а в Северной Турции — два верхних элемента. Киммерийский аллохтон в Северной Турции состоит из трех шарьяжей: Киркларели, Истанбул и Байбурт. Океанический аллохтон, или покров Кюре, обнажается в нескольких окнах в Понтидах. Основная его часть состоит из флишеидной ассоциации Акгёль. Ненарушенные метафиолитовые пластины встречаются в метаморфизованных частях свиты. В ней обнаружены окаменелости от среднего триаса до раннего лейаса, более древний пермский или каменноугольный возраст низов свиты предполагается. Покровная структура перекрывается с угловым несогласием отложениями самых верхов средней юры и верхней юры. Третий, автохтонный, элемент, принадлежащий краю Скифской платформы, предполагается в Понтидах ниже покрова Кюре. Черное море — более поздняя альпийская структура — она разделила киммерийские структуры Крыма и Понтида. Неясными остались соотношения между герцинскими и раннекиммерийскими структурными элементами.

Интересно отметить трактовку массива Мендерес в качестве тектонического окна в альпийской структуре, что предполагал еще в 1973 г. В. Е. Хаин, Также И. Кетин трактует сейчас структуру массива Уллу-Даг: гранитогнейсовое ядро и офиолиты среди аллохтонов чехла.

Кавказский сегмент был охарактеризован в докладе А. А. Белова. Была подчеркнута принадлежность северной части Кавказа, включая Главный Кавказский хребет, в палеозое к активной окраине Евразии, а южной — к пассивной окраине Гондваны. Были приведены доказательства и доводы в пользу отнесения к Гондване и Закавказского массива. Принадлежность последнего к тому или иному континенту, положение сuture древнего океана Палеотетис и унаследованность или новообразованность следующего по возрасту океанического бассейна — Неотетиса — все это проблемы, остающиеся до сих пор дискуссионными. Несмотря на значительный прогресс в изучении шарьяжных структур на Кавказе в последние годы, они остаются еще недоисследованными. Это особенно ясно становится при сравнении общей структуры Кавказа со смежными регионами: Балканским полуостровом и Анатолией.

Геология Ирано-Афганского сегмента была охарактеризована в докладе И. Штеклина. Разделив всю рассматриваемую территорию на три области двумя разновозрастными сутурами (Палеотетиса на севере и Неотетиса на юге), он охарактеризовал каждую из них и подчеркнул сходство в палеозое двух южных, а в мезозое двух северных. Было подчеркнуто значение индосинийских движений на Северном Памире и Северном Афганистане. Указав на отсутствие данных о пермских, триасовых и юрских офиолитах (с чем не все были согласны, см. далее), И. Штеклин пришел к выводу об отсутствии в это время в рассматриваемом сегменте Средиземноморского пояса бассейнов с океанической корой. И следовательно, образование в мезо-кайнозое Индийского океана ничем не компенсировалось. А отсюда был сделан вывод о расширении Земли.

Выводы И. Штеклина по Ирану в основном подтвердил М. Берберян (Геологическая служба Ирана, Тегеран) в присланных обширных тезисах. Он подчеркнул большое значение в тектонической истории Ирана: а) панафриканской орогении ( $Pt_3$ — $Pz_1$ ) выразившейся в орогеническом коллаже, разного рода метаморфизме, магматических проявлениях, тектоническом становлении гипербазитов. При этом часть изотопных значений возраста метаморфизма и плутонов, относящихся к среднему палеозою (450—345 м. л.), вероятно, омоложены; б) пермо-триасовой субдукции океанической коры Палеотетиса к северу под Евразию; в) одновременного открытия двух ветвей Неотетиса: Карадаг-Сабзеварской и Загросской параллельно с закрытием Палеотетиса. Продолжением Карадаг-Сабзеварской сутуры на Кавказе служит, по М. Берберяну, Севано-Акеринская сутура.

Тибетский сектор был разобран в лекции Чан Чэнфа (Китай). Было выделено несколько крупных континентальных блоков, разделенных сутурами. Блоки Лхаса и Джантанг первоначально принадлежали Гондване, между ними в позднем триасе образовалась краевое море с океанической корой. Интересно, что каменноугольно-пермская флора блока Джантанг не является ни типично гондванской, ни типично катазиатской. Севернее сутуры Янцзы (Лигтен, Цзиньша), образовавшейся в позднем триасе — ранней юре, на месте закрывавшегося океанического бассейна Куньлунь — Баянхара, (офиолиты пермского и ранне-триасового возраста), в хребтах Куньлунь, Баянхара, Амнэ-Мачин выделяется несколько разновозрастных складчатых зон палеозоя, представляющих собой аккреционные комплексы Палеотетиса. Район этот пока еще очень слабо изучен.

Очень сложная структура обнаруживается в районе Западной Сычуани (Сикан), пока еще также недостаточно изученном. Она состоит из нескольких сутур с офиолитами и меланжем, разделяющих сложно покровно-складчатые зоны. Этому району, а также платформе Янцзы и Катазин была посвящена лекция Чжан Циньвэня (Китай). История этих районов рассматривалась с позиций тектоники плит. Подчеркивалось,

что древнее ядро с возрастом пород около 2000 млн. лет, расположенное на северо-западе, обрамляется с юго-востока последовательно поясами рифейд, каледонид, герцинид, индосинид и т. д. К. Хсю (Швейцария) и Сунь Инн (Китай) обратили внимание участников школы-совещания на то, что платформа Янцзы более сложная, чем древние платформы, и похожа по строению на Тибет: чередование блоков и сатур. Обзор китайского сегмента закончился рассмотрением неотектоники Тибета, отмечалось сокращение его ширины и утолщение земной коры в результате сжатия при взаимодействии Индии и Евразии.

Очень подробно рассмотрению подверглись структура и история развития Гималаев. Основным докладчиком выступил Патрик Лефорт (Франция). На основе анализа комплекса стратиграфических, структурных, петрологических, радиологических данных, метаморфизма и магматизма дискутировались конкретные механизмы образования в кайнозое сложной покровной структуры этой горной страны. Особое внимание уделялось соотношению субдукции и коллизии с прочими геологическими явлениями.

Юго-восточная часть Средиземноморского пояса рассматривалась в лекциях Ч. Хатчисона (Малайзия), У. Гамильтона (США), А. Митчела (Филиппины). Там свой очень сложный и интересный круг проблем, ведутся большие исследования, в особенности в области современных островных дуг, внутридуговых структур, окраинных морей Индонезии, т. е. в секторе между Австралией и Индокитаем, где происходит взаимодействие континентальных и океанических плит Индийского и Тихого океанов. Знание современной геодинамики этого района необходимо каждому геологу, желающему грамотно разбираться в вопросах палеогеодинамики континентов. К сожалению, в данном обзоре нет возможности осветить этот район с большей степенью подробности. Частично это может быть восполнено по совместным публикациям Ю. Г. Гатинского и Ч. Хатчисона в трудах Московского геологического конгресса. Есть также надежда, что скоро будет издан объемистый сборник материалов школы-совещания, который было бы желательно перевести на русский язык.

Работа школы-совещания в целом показала, что в тектонических исследованиях, проводимых в Средиземноморском поясе, преобладает геодинамическое направление, т. е. комплексное исследование стратиграфии и палеонтологии, структуры, петрографии и петрологии, литологии, геохимии и геофизики земной коры и верхней мантии Земли, главным образом с позиций новой глобальной тектоники. При этом лишь отдельные ученые обращают внимание на слабые и трудные места этой современной концепции и пытаются их преодолеть. Большинство же принимают ее справедливость как само собой разумеющуюся. Также следует отметить полный отход от геосинклинального учения и как следствие — неупотребление геосинклинальной терминологии.

*А. А. Белов*

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТНИКА» ЗА 1986 г.

Претворим в жизнь исторические решения XXVII съезда КПСС . . . . .	3
Интенсифицировать тектонические исследования . . . . .	1
Белоусов Т. П., Орбера Л. Четвертичные вертикальные тектонические движения в Центральной Кубе . . . . .	1
Баженов М. Л., Моссаковский А. А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным . . . . .	1
Бурлин Ю. К., Крылов Н. А., Лебедев Л. И. Тектонические условия нефтегазоносности осадочных бассейнов краевых зон континентов . . . . .	2
Буш В. А., Щербаков И. Н. Новые данные по глубинной тектонике Кубы . . . . .	3
Белов А. А. Палеозой Кавказа и проблема Палеотетиса . . . . .	3
Борисов А. В. Формации, время становления крупных структур и нефтегазность осадочного чехла северного Предуралья и смежных районов Печорской плиты . . . . .	3
Барсуков В. Л., Суханов А. Л., Аким А. Л., Александров Ю. Н., Базилевский А. Т., Бергман М. Ю., Бобина Н. Н., Богомолов А. Ф., Бошштейн И. М., Бурба Г. А., Кадничанский С. А., Котельников В. А., Кронрод М. А., Крючков В. П., Кудрин Л. В., Кузьмин Р. О., Марков М. С., Николаева О. В., Петров Г. М., Пронин А. А., Ржига О. Н., Ронка Л. Б., Сидоров Ю. И., Скрыпник Г. М., Тюфлин Ю. С., Черная И. М., Чочия П. А., Шашкина В. П. Геолого-морфологическая характеристика северного полушария Венеры . . . . .	4
Базилевский А. Т. Строение центральной и восточной частей Земли Иштар и некоторые проблемы тектоники Венеры . . . . .	4
Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии . . . . .	6
Гасанов Т. Аб. История развития Севано-Акеринской офиолитовой зоны Малого Кавказа . . . . .	2
Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа . . . . .	5
Живкович А. Е., Чехович П. А. Структура центральной части Уфимского амфитеатра (Средний Урал) . . . . .	2
Журавлев Е. Г. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты . . . . .	5
Зверев С. М., Ярошевская Г. А. Глубинное строение и геология Исландии . . . . .	1
Золотарев В. П., Котенев Б. Н. Тектоника и магматизм Китового хребта и поднятия Дискавери (Атлантический океан) . . . . .	6
Ильин А. В. К тектонике Южного Китая . . . . .	1
Казьмин В. Г., Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П., Седов В. В. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины . . . . .	2
Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Постников Д. В. Тектоника зоны сочленения Башкирского антиклинория и Предуральского прогиба . . . . .	3
Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. Роль твердых лунных приливов в тектоническом процессе . . . . .	6
Леонов Ю. Г., Макарем Х., Заза Т. К вопросу об олистостромовом происхождении пород в ядре антиклинали Абд-эль-Азиз (Сирия) . . . . .	2
Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Шрейдер А. А. Структурно-геодинамические особенности Зондского желоба . . . . .	3
Макарычев Г. И., Палей И. П., Гесь М. Д., Морковкина В. Ф., Бурашников В. В. Докембрийский выступ хребта Дариби и его положение в структуре Западной Монголии . . . . .	1
Меланхолина Е. Н. Этапы тектонических преобразований в северо-западной части Тихого океана и его континентальной окраины . . . . .	2
Моссаковский А. А., Некрасов Г. Е., Соколов С. Д. Метаморфические комплексы и проблема фундамента альпийских структур Центрального сектора Кубы . . . . .	2
Марков М. С. Структурные ансамбли северного пояса деформаций на Венере и возможные механизмы их образования . . . . .	4

Мазарович А. О. Разломы северной части центральной Атлантики . . . . .	5
Марков М. С., Федоровский В. С. К проблеме геодинамики ранней Земли: аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия . . . . .	6
Макаров В. И. Новейшая тектоника Восточной Кубы. Статья первая. Общая характеристика. Северная и срединная области . . . . .	6
Николаев В. Г. Строение осадочного выполнения континентальных рифтов . . . . .	2
Пушаровский Ю. М. Актуальные проблемы советской геотектоники . . . . .	1
Проинн А. А. Строение плато Лакшми как свидетельство горизонтальных астеносферных потоков на Венере . . . . .	4
Попков В. И. Тектоника доюрского осадочного комплекса запада Туранской плиты . . . . .	4
Пушаровский Ю. М., Разницын Ю. Н. Тектоника Каролинской океанической ступени (юго-запад Тихого океана) . . . . .	6
Ронка Л. Б. О напряжениях на поверхности Венеры: изучение данных «Венеры-15» и «Венеры-16» . . . . .	4
Семенов В. С., Соловьев И. А. Позднеархейско-раннепротерозойские метаморфические пояса хр. Шеклтон и гор Принс-Чарльз (Антарктида) . . . . .	5
Соловьев В. О. Сопоставление развития Тихоокеанского и Средиземноморского поясов Евразии . . . . .	5
Суворов А. И. Тектоническая делимость литосферы: проблемы и перспективы изучения. Статья первая. Характеристика форм тектонической делимости . . . . .	1
Суворов А. И. Тектоническая делимость литосферы: проблемы и перспективы изучения. Статья вторая. Происхождение форм тектонической делимости и вопросы металлогении . . . . .	2
Суханов А. Л. Паркет: области площадных пластических дислокаций . . . . .	4
Тумаян Г. А. О природе и строении дугообразных структур Малого Кавказа (профиль Октемберян — Ленинакан — Гукасян) . . . . .	2
Федоровский В. С., Соколова Ю. Ф. Тектоника Центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье) . . . . .	5
Хуторской М. Д., Городницкий А. М., Гольмшток А. Я., Сочельников В. В., Кондюрин А. В. Тепловой поток, базальтовый вулканизм и строение литосферы Тирренского моря . . . . .	5
Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях и тектоника плит . . . . .	5
Хераскова Т. Н. Венд-кембрийские формации каледонид Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии . . . . .	6
Чайкин В. Г. Основные этапы тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы . . . . .	3
Чекунов А. В., Рябчун Л. И. Динамика краевых разломов Днепровского грабена . . . . .	5
Шеменда А. И., Грохольский А. Л. Геодинамика Южно-Антильского региона . . . . .	1
Шмелев В. Р., Пучков В. П. Особенности тектоники гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) . . . . .	4
Щербаков А. В., Козлова Н. Д. Распространенность водорода в подземных флюидах и связь аномально высоких его содержаний с глубинными разломами на территории СССР . . . . .	2
Щербаков С. А. Структура и пластические деформации ультрабазитов Ключевского массива (Средний Урал) . . . . .	5

#### Краткие сообщения

Бененсон В. А. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты в свете новой геолого-геофизической информации . . . . .	4
---	---

#### Рецензии

Иванов С. Н., Иванов К. С. Палеовулканические исследования на Южном Урале (рецензия на книгу «История развития Уральского палеоокеана», Москва, 1984) . . . . .	6
Ставцев А. Л. Существенный вклад в развитие представлений о строении земной коры . . . . .	4
Унксов В. А. Тектоника литосферных плит и ее место в современной теоретической геологии . . . . .	1

## Критика и дискуссии

<b>Ильин А. В.</b> О малой вероятности покровного строения Восточного Саяна . . . . .	3
<b>Романов Л. Ф.</b> О чешуйчато-надвиговом характере сочленения нижнепрутской зоны с Предобруджским прогибом (по поводу статьи Б. С. Слюсаря «Структуры горизонтального сжатия в Северном Предобруджье») . . . . .	6

## Хроника

<b>Белов А. А.</b> Региональная тектоническая эволюция Тетиса и Альпийско-Гималайской горной системы — школа-совещание в г. Стамбуле, осень 1985 г. . . . .	6
Вопросы тектоники на 5-ой Генеральной ассамблее МАГА . . . . .	3
Геохимия офиолитов (ежегодный симпозиум проекта № 195 МПГК) . . . . .	5
Решение Всесоюзного совещания «Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности» (Москва, 27—29 января 1986 г.) . . . . .	4
Решение совещания «Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов» (секционные заседания XIX Всесоюзного тектонического совещания, Москва, 30—31 января 1986 г.) . . . . .	4
Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности . . . . .	4
<b>Чекунов А. В., Кучма В. Г.</b> Создание региональной секции Межведомственного тектонического комитета АН СССР на Украине . . . . .	5
Академику Юрию Александровичу Косыгину 75 лет . . . . .	1
Лев Исаакович Красный (К 75-летию со дня рождения) . . . . .	2
Александр Леонидович Яншин (К 75-летию со дня рождения) . . . . .	2
Александр Вольдемарович Пейве (1909—1985) . . . . .	3
Виктор Августович Швольман. Некролог . . . . .	1
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1986 г. . . . .	6

## **ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!**

Всесоюзное агентство по авторским правам (ВААП) сообщает, что в 1987 г. агентство производит выплату авторского гонорара за перепечатку за рубежом статей, опубликованных в журнале «Геотектоника» в 1983 и 1984 гг. Соответственно за публикацию статей в последующие годы гонорар будет выплачиваться, начиная с 1988 г.

Для получения гонорара автору необходимо оформить справку-заявление (см. журнал «Доклады АН СССР», 1986, т. 288, № 4) и направить ее на расчет по адресу: 103670, г. Москва, ул. Б. Бронная, д. 6а, Валютное управление ВААП. Справки-заявления на выплату гонорара по журналу 1983 года издания принимаются до 1 декабря 1987 г., а по журналу 1984 г.— до 1 июля 1988 г. Выплата гонорара по журналу 1984 года издания будет производиться, начиная с июля 1987 г.

По истечении установленных сроков выплаты гонорара невостребованные суммы списываются в доход госбюджета и автор теряет право на получение гонорара.

*Валютное управление ВААП*



Ж 172

1 ГОНЧАРНЫЙ ПЕР Д 7-61  
ДЕГТЕРЕВОЙ Т М  
70226

Цена 1 р. 40 к  
О Индекс 70228

## В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

**ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЗМ МОНГОЛИИ.** (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 30). 1979. 235 с. 4 р. 10 к.

В этом выпуске трудов подведены итоги 10-летних геологических и палеонтологических работ советских и монгольских ученых на территории МНР. Впервые публикуются карта магматических формаций МНР и объяснительная записка к ней. Рассматриваются важнейшие аспекты становления континентальной коры в различных структурно-формационных зонах МНР, роль магматизма, характерные черты металлогении. На основе закономерностей размещения магматических формаций на территории МНР рассмотрены перспективы поисков месторождений эндогенных полезных ископаемых.

Книга рассчитана на геологов, стратиграфов, тектонистов.

**Лебедев Л. И. СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ГЕТЕРОГЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ.** 1978. 111 с. 1 р. 30 к.

Работа посвящена геологическому строению и нефтегазоносности особого класса депрессий, которые характерны для современных внутренних и окраинных морей. В качестве тектонотипа этих структур рассмотрено Каспийское море. Для сравнительного анализа привлечены также данные по другим морским бассейнам и, в частности, Северному морю и Персидскому заливу. Выявлены черты сходства и различия упомянутых депрессий, обосновано отнесение их к одной категории депрессионных структур.

Издание предназначено для геологов-нефтяников и тектонистов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»: 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петро-заводская ул., 7; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск. Академгородок, Морской проспект, 22.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»