

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР
КАЛИНИНГРАДСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

**ПРОБЛЕМЫ
ОКЕАНИЗАЦИИ ЗЕМЛИ**

КАЛИНИНГРАД

1983

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР
КАЛИНИНГРАДСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

551.24/105

ПРОБЛЕМЫ
ОКЕАНИЗАЦИИ ЗЕМЛИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

4008

КАЛИНИНГРАД

1983



УДК 551.24

Проблемы океанизации Земли. Сборник научных трудов. — Калининград, изд. Калинингр. ун-та, 1983, с.

Проблема формирования и эволюции океанических областей на поверхности нашей планеты сегодня становится одной из фундаментальнейших проблем всего спектра наук о Земле.

Академические интересы в ней тесно переплетаются с научно-практическими и, в частности, с вопросом о перспективности в отношении многих видов полезных ископаемых $\frac{2}{3}$ территории планеты, занятой глубоководными котловинами и подводными возвышенностями.

В сборнике помещены работы, в которых критически оцениваются построения и выводы неомобилизма, многие другие привычные представления и факты. Доказывается новообразование всех океанов путем глобальных опусканий и дегидратации низов перисферы в конце мезозоя.

Предназначен для геологов, геофизиков, океанологов, географов и студентов вузов.

Ил. 53, табл. 3, библиогр. — 221 назв.

Редакционная коллегия

В. В. ОРЛЕНОК, к. г.-м. н., доцент (Калининградский ун-т) — отв. редактор; *М. М. ЕРМОЛАЕВ*, д. г.-м. н., профессор (Калининградский ун-т); *П. Е. ОФФМАН*, д. г.-м. н. (Геол. ин-т); *И. А. РЕЗАНОВ*, д. г.-м. н. (Ин-т истории естествознания и техники); *О. К. ЛЕОНТЬЕВ*, д. г.-м. н., профессор (Моск. гос. ун-т); *Г. Б. УДИНЦЕВ*, д. г.-м. н., профессор (Ин-т физики Земли); *С. А. ПОЛУБИНСКАЯ* (Калининградский ун-т) — отв. секретарь.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема происхождения и эволюции океанических областей Земли сегодня вышла на передний край геологической науки, стала стержнем натуральных исследований, темой острых дискуссий.

Это закономерное явление. Оно было предопределено появлением в последние 15—20 лет новой и обширной информации по геологии и геофизике Мирового океана. Это, естественно, повлекло за собой пересмотр старых представлений и геотектонических воззрений на природу океанов, построенных преимущественно на материалах континентальной геологии.

Геологическая история Земли определяется действием малых диссипативных сил, роль которых до сих пор считалась пренебрежительно малой и не учитывалась в геодинамическом анализе. Однако, как было показано, обладая устойчивой направленностью и действуя на протяжении сотен миллионов лет, эти силы, суммируясь постепенно, приводят к эффективным качественным изменениям на границе их взаимодействия, т. е. в верхах перисферы.

Полученные выводы вступают в непримиримые противоречия с существующими представлениями фиксизма, базификации и особенно неомобилизма, основанными на традиционных либо на неполных и дискуссионных данных о строении верхов коры океанов.

Это не случайное явление. И хотя новые идеи еще не овладели умами широких кругов специалистов в области наук о Земле, они уже сегодня заставляют задуматься о реальности многих привычных постулатов геологии и геофизики, принуждают к постановке новых работ по их проверке и уточнению.

Как теперь становится очевидным (правда, пока лишь наиболее подготовленной и весьма небольшой группе исследователей), в первоначальном и поспешном синтезе новой геолого-геофизической информации в духе неомобилизма сегодня, с накоплением массового материала глубоководного бурения, совершенствования методов геофизических наблюдений и схем интерпретации отчетливо вскрываются противоречия между постулируемыми этой гипотезой представлениями и уточненными данными о строении и развитии внешних геосфер.

В настоящем сборнике собраны статьи, авторы которых, каждый на своем материале и в рамках своей специализации, кри-

тически пересматривают многие устоявшиеся представления и материалы о строении и эволюции внешних геосфер океанических областей. Сборник выходит в период еще продолжающейся экспансии идей неомобилизма в научной литературе.

Однако надо помнить, что существование обильной литературы по проблеме еще не означает доказательство самой проблемы. В истории геологических наук такая ситуация возникала неоднократно. Геология лишь в прошлом веке оторвалась от библейских преданий. Это все еще молодая, быстро прогрессирующая отрасль знаний. Вместе с тем следует подчеркнуть, что возрождение неомобилизма и одновременное сосуществование других гипотез стало возможным сегодня не из-за недостатка фактических данных, а, скорее, из-за отсутствия синтезирующих работ, свободных от некоторых основополагающих постулатов классической геологии, реальность которых критически не оценивалась.

Авторы статей сборника в большинстве своем исследователи, известные своей высокой научной квалификацией. В своих работах они, конечно, не претендуют на окончательное решение тех или иных вопросов. Цель, которая преследуется здесь, заключается в привлечении внимания научной общественности к проблемам, которые считались решенными; к фактам, значимость которых представлялась обеспеченной, а на самом деле требующими уточнения и дополнительных исследований.

Научные идеи сегодня, как никогда раньше, становятся производительной силой. Их проверка и реализация требуют привлечения значительных материальных и технических средств и нередко превращаются в орудие политики.

Признание гипотезы спрединга и тектоники плит в качестве руководящей гипотезы немедленно исключает из сферы научного прогноза на многие известные в континентальной коре полезные ископаемые и, главным образом, на нефть и газ, почти $\frac{2}{3}$ площади планеты, занятой глубоководным океаном.

Подобный вывод слишком серьезен не только для тех или иных государств, но и для человечества в целом.

Авторы сборника своими работами доказывают несостоятельность практически всех основополагающих постулатов этой гипотезы и тем самым отвергают такой пессимистический прогноз. Кора глубоководных океанических областей и подводных возвышенностей во многом сходна с континентальной. Поэтому разработка научно-технических средств поиска и прогноза должна быть значительно ускорена и эффективно претворена в действие.

Коллектив авторов выражает глубокую благодарность инженеру-картографу Т. Л. Шилкиной и инженеру Т. М. Солодышевой за большую работу по оформлению сборника.

В. В. Орленок

КАИНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ОКЕАНИЗАЦИИ ЗЕМЛИ

Еще 15—20 лет назад проблема происхождения и эволюции океанических областей Земли представлялась чисто геологической и не выходила за рамки академического интереса. Сегодня ее разрешение является, несомненно, главной задачей всего комплекса наук о Земле. Однако решение этой проблемы еще традиционно ищут методами классической геологии, т. е. исключительно на материалах по земной коре и в рамках прочно утвердившихся представлений о ее принципиальных структурных различиях под континентами и океанами.

В поисках механизма, объясняющего процессы замещения «континентальной» коры «океанической» или наоборот, возникла обширная литература и ряд конкурирующих гипотез.

Однако общеприемлемое решение до сих пор не найдено. Нет и удовлетворительной общей теории Земли. Отсутствует научный прогноз направленности эволюции ее поверхностных оболочек.

Причины сложившегося положения следует искать в чрезмерной абсолютизации отдельных фактов и процессов, некритическом использовании некоторых принципиальных понятий, унаследованных нами от основоположников научной геологии.

Многие из этих понятий рассматриваются сегодня как давно доказанные, сами собой разумеющиеся, а на самом деле они являются привычными, превратившимися в своего рода постулаты и догмы.

К ним следует отнести «водородную концепцию Вселенной», построенную на анализе звездных атмосфер, само понятие «земная кора» и ее разделение на континентальную и океаническую, эпейрогенез, эпохи складчатости, изостазию, представления о древности Мирового океана и др. Абсолютизация данных по верхам перисферы, геоцентризм в мышлении и стремление геологической монополизации проблемы построения общей теории Земли — вот основные причины живучести отмеченных представлений и разногласий в геотектонике.

Настало время твердо уяснить, что внешняя каменная оболочка Земли, ее перисфера, — это объект, недостаточный для общетеоретических обобщений, ибо это всегда лишь пограничная зона, тонкая пленка, являющая собой вместе с гидросферой и атмосферой конечный продукт, фрагмент некогда целого — первичного планетного вещества. Распад этого протовещества

есть результат взаимодействия глубинных планетарных и внешних космических процессов. Отсюда, чтобы понять современное строение перисферы и найти законы ее эволюции, необходимо изучить процессы ее породившие и характер их взаимодействия в пограничной зоне. Но эта задача далеко выходит за рамки компетенции только геологии и требует привлечения данных всего комплекса наук о Земле и космосе.

Попытки создать подобные обобщения делались начиная с Канта и Лапласа. Однако, несмотря на значительные достоинства многих работ и высокий авторитет исследователей, все они имели общий недостаток. Синтез сводился к выбору физико-химических условий и процессов внутри Земли, удовлетворявших сложившимся геологическим представлениям, о которых мы говорили выше. Произвол в выборе начальных и граничных условий неизбежно приводил к многозначности решений задачи эволюции Земли.

В настоящей статье приводятся основные результаты проведенного нами синтеза современных данных о внутреннем строении, физике и динамике Земли, свободного от каких-либо первоначальных ограничений.

В итоге мы вновь подходим к представлениям о контракционной природе эволюции Земли и ее перисферы [15]. Разумеется, эти представления не имеют ничего общего с классической контракцией Эли де Бомона и Зюсса. В рамках этих представлений получают разрешение основные вопросы геотектоники, в том числе и проблема происхождения и эволюции океанов на поверхности Земли. Не исключено, что и этот синтез со временем будет преобразован или даже отвергнут в результате получения новых данных.

Внутреннее строение и эволюция протовещества Земли. Классическая сейсмология [2], а также исследования динамики вращения и собственных колебаний Земли [14] дают твердые свидетельства о расслоении планетного вещества на геосферы и, следовательно, неоднородности его вдоль радиуса (рис. 1). Среди многих исследователей, начиная с Юри и Гольдшмидта, утвердилось мнение, что состав геосфер в первом приближении соответствует составу железных, железо-каменных и каменных метеоритов. Среди 1013 известных метеоритов, по данным Кинга [8], железных 551 (54%), железо-каменных 68 (6%) и каменных 404 (40%). Это позволяет предположить, что если метеориты — это фрагменты разрушившихся планет [7], то палласиты и мезосидериты должны принадлежать к остаткам несколько переработанного протовещества этих планет, железные и каменные метеориты — к продуктам его дифференциации. Если разрушение планеты, согласно В. В. Кесареву [7], происходит в финале эволюции, то это вполне объясняет редкость обнаружения на Земле палласитов и мезосидеритов. Последние, по мнению В. В. Кесарева, представляют собой оста-

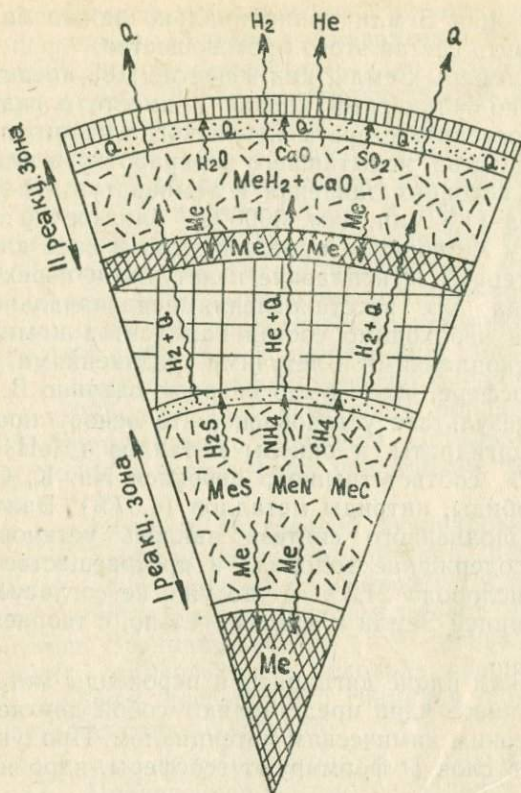


Рис. 1. Внутреннее строение Земли (по Орленку, 1980) (реакционные зоны внешнего ядра и астеносферы даны вне масштаба)

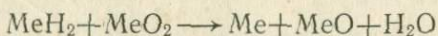
ток разрушившейся оболочки протовещества Меркурия и спутника Нептуна Тритона либо каких-нибудь других неизвестных нам космических тел планетного типа. В самом деле, если согласно небулярной теории формирование крупных планетных тел шло путем аккреции газопылевых частиц, то в условиях быстро вращающейся туманности и огромных сил гравитации образование мелких метеоритных тел вне материнской планеты представляется невозможным. Петрография всех известных метеоритов ясно указывает на их былую принадлежность к более крупным объектам планетарного типа. Эти объекты могли быть разрушены либо в начальной стадии формирования Солнечной системы при столкновении с другими телами, либо несколько позже.

Следовательно, протовещество должно слагать оболочку Земли (слой D модели Буллена). Для восстановления общей

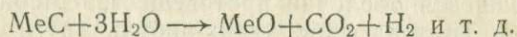
картины эволюции Земли принципиально важно более определенно установить состав этого протовещества.

Верхи перисферы Земли, как известно [18], представляют собой кислородно-силикатный каркас и вместе с гидросферой и атмосферой составляют фрагменты некогда целого, т. е. первичного протовещества, испытывавшего переработку в недрах Земли. При особых условиях давления и температур (P—T условия) внешнего ядра (1,3 млн. атм, 3000°C) близкое по составу железо-каменным метеоритам протовещество в ходе дифференциации должно терять легкоплавкие и летучие и переходить в металлы. Отсюда для восстановления первоначального состава протовещества необходимо состав палласитов и мезосидеритов дополнить легкоплавкими и летучими соединениями, известными в коре и атмосфере, что и было впервые сделано В. В. Кесаревым [7]. В результате установлено, что основу протовещества составляют дигидраты и окислы металлов (MeH_2 — 54,06% и MeO_2 — 35,86% соответственно), перекиси Na, K, Ca, (5,69%), фосфиды, карбиды, нитриды металлов (4,37%). Важнейшим результатом выполненного синтеза явилось установление того факта, что содержание водорода в протовеществе составляет всего 1,9%, кислорода 21,3%. А это уже не согласуется с водородной концепцией Земли и, следовательно, с теорией ее расширения.

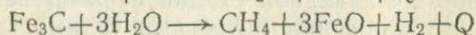
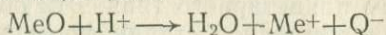
В химическом плане дигидриты и пероксиды металлов в P-T условиях внешнего ядра представляют собой двухкомпонентное топливо с высоким химическим потенциалом. Продукты распада протовещества слоя D формируют геосферы, ядро и астеносферу Земли



и далее при взаимодействии с водой, карбидами, нитридами и сульфидами металлов образуют вулканические газы, окислы металлов и водород (см. рис. 1):



Возникающие при этом избытки летучих и тепла и химически связанная вода выносятся под подошву перисферы, где формируют вторую зону разогрева протовещества — астеносферу. Это позволяет отказаться от привлечения аномально больших концентраций радиоактивных в этой зоне, наличие которых не подтверждается вулканизмом. Здесь в результате экзотермических гидrolитических реакций типа



образуется главнейший планетный продукт — вода и обогащенная кислородом внешняя каменная оболочка Земли — ее перисфера (см. рис. 1).

Отсюда массы геосфер не произвольны — они находятся в совершенно определенных химико-эквивалентных соотношениях. Продукты распада протовещества — ядро (31,5%) и верхняя мантия с перисферой (28,8%) составляют 60,3% земной массы, оставшееся протовещество оболочки — 39,7%.

Таким образом, за всю историю Земли (4,6 млрд. лет) в ходе переработки 60,3% протовещества при общем содержании H_2 1,9% его расход составил $3,6 \times 10^{25}$ г, или $2,10^{15}$ г/год. При содержании в протовеществе H_2O в количестве 0,5% [8] в процессе преобразования 60,3% протовещества, что составляет $361 \cdot 10^{25}$ г, должно было выработаться $1,8 \cdot 10^{25}$ г H_2O . Расход воды на фотолит за всю геологическую историю ($4,0 \cdot 10^9$ лет) составил $2,58 \cdot 10^{24}$ г [7]. Масса современной гидросферы равна $1,64 \cdot 10^{24}$ г, т. е. всего было выработано свободной воды $4,2 \cdot 10^{24}$ г. Это составляет 23% от массы всей воды, образовавшейся при распаде 60% протовещества оболочки. Остальная часть воды пошла на гидролиз в астеносфере, увлажнение верхней мантии и перисферы и т. д.

Главным регулятором внутренней активности Земли являлось изменение приливного взаимодействия системы Земля — Луна — Солнце, обусловленное изменением (вследствие диссипации летучих и тепла) масс Светила и планет, их орбит и скоростей вращения. Возникавшие при этом уменьшения давления или повышения температуры в условиях внешнего ядра способны были ускорить диссоциацию гидридов, которая при стабилизации астрофакторов затухала.

Основные следствия контракционной эволюции Земли. Проведенное рассмотрение дает ключ к пониманию основных особенностей тектонической эволюции перисферы Земли.

Вследствие потери массы за счет диссипации водорода ($3,6 \cdot 10^{25}$ г), гелия, аргона и других летучих ($11,4 \cdot 10^{22}$ г) и воды ($4,2 \cdot 10^{24}$ г), что в сумме составляет $4,2 \cdot 10^{25}$ г, Земля должна была уменьшиться в объеме на $0,42 \cdot 10^{27}$ см³, что соответствует сокращению радиуса на 680 км и средней плотности на $1,68$ г/см³ [14]. Расчеты современного и докембрийского радиусов Земли показали, что только за последний миллиард лет он уменьшился на 261 км [14]. Отсюда мы приходим к важному выводу, определяющему всю направленность эволюции рельефа поверхности нашей планеты.

Сокращение поверхности Земли вследствие уменьшения ее объема и радиуса неизбежно ведет к увеличению контрастности и глубины расчлененности рельефа перисферы. Следовательно, размах амплитуды дифференцированности рельефа планеты (A) прямо пропорционален ее возрасту (T) и внутренней активности недр $K(t)$ и обратно пропорционален экзогенному фактору $Q(t)$, характеризующему интенсивность денудации рельефа, что

в конечном итоге определяется наличием или отсутствием свободной воды [14]:

$$A = \frac{T}{Q(t)} K(t) \text{ (км)}.$$

Таким образом, учитывая один порядок величин T и A для планет Солнечной системы, о их внутренней активности относительно Земли можно судить по отношению их экзогенных факторов:

$$\frac{K_3(t)}{K_{пл}(t)} = \frac{Q_3(t)}{Q_{пл}(t)}.$$

Например, для Луны имеем

$$\frac{K_3(t)}{K_{л}(t)} = 5 \cdot 10^5,$$

т. е. в сравнении с Землей активность в недрах Луны близка нулю. Следовательно, рельеф Земли отражает прежде всего уровни различного опускания сферы. Отсюда все горные (за исключением вулканических) области — суть остаточные возвышенности. В свете изложенного мы неизбежно приходим к заключению, что на Земле «поднятий земной коры», равно как и «эпейрогенических колебаний», не существует, ибо нет таких сил, которые бы работали против силы тяжести. Исключение составляют отдельные воздымания краев неравномерно (с перекосом) опускающихся блоков перисферы (качельный эффект). Иными словами, как сказал Ганс Клоос, горы — это положительные формы, связанные с отрицательными явлениями.

В данном аспекте океанические сегменты представляют собой области наинизшего (по отношению к континентальным блокам) опускания перисферы (рис. 2). Континенты же существуют не благодаря «поднятиям», а вследствие меньших по сравнению с океаническими сегментами скоростей проседания. Принципиальное значение имеет способ, каким происходит сокращение радиуса Земли. В классической контракции Эли де Бомона и Зюсса без должных оснований такое сокращение допускалось путем глобальной пликативной складчатости подобно сморщенной коже яблока. Однако планета не лежалое яблоко. Сокращение радиуса происходит не путем механического стягивания перисферы, а путем равномерных и разноамплитудных проседаний, регулируемых режимом активности астеносферы. Это подтверждается зависимостью между увеличением мощности астеносферы и скоростью нисходящих движений перисферы. Сегменты перисферы садятся «без существенной переработки» в разуплотняющееся пространство астеносферы по мере ее

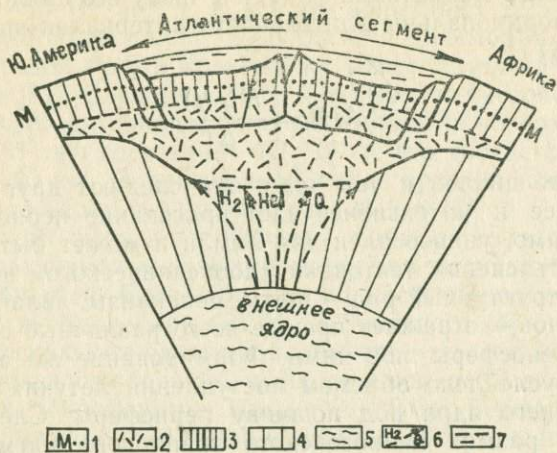


Рис. 2. Внутреннее строение Земли под Атлантическим сегментом, отвечающее новой интерпретации гравитационных аномалий и данным сейсмологии:

1 — сейсмический раздел Мохоровичича; 2 — астеносфера; 3 — перисфера; 4 — нижняя мантия; 5 — зона внешнего ядра; 6 — направление потоков тепла Q , водорода H_2 и гелия He ; 7 — вода

дегазации и вулканизма. Циклы тектонической активности контролируются процессами диффузии тепла и летучих из зоны внешнего ядра и лунно-солнечным гравитационным взаимодействием.

Роль астеносферы в процессах тектогенеза. Сопоставим приведенные данные с обстановкой в трапповых провинциях континентов и океанов. Как было показано Макаренко [10], а ранее по Сибирской платформе Оффманом [16], трапповые провинции континентов приурочены к синеклизам платформ. После завершения цикла магматизма регион, как правило, испытывал погружение и трансгрессию. Например, заложению многих синеклиз и прогибов Русской платформы предшествовали однократные трапповые излияния венда. В авлакогенах магматизм повторялся в палеозое и мезозое. Однако при этом циклы магматизма были разделены интервалами в сотню и более миллионов лет [10, 18]. Кайнозойский трапповый магматизм охватил уже $\frac{2}{3}$ площади планеты и также предшествовал последующему погружению всего региона. Он проявился многократно и мощно в необычайно кратком интервале 40—50 млн. лет, с промежутками в 5—10 млн. лет, что привело к быстрому проседанию перисферы и образованию океанических впадин. Таким образом, можно заключить, что амплитуда и динамика проседаний $A(t)$ были пропорциональны напряженно-

сти траппового магматизма ($U(t)$) и числу его циклов (N) и обратно пропорциональны длительности интервалов времени между ними (ΔT):

$$A(t) = \frac{NU(t)}{\Delta T}.$$

Чем больше циклов и чем чаще они следуют друг за другом, тем быстрее и интенсивнее идет проседание перисферы. Этот закон, видимо, универсален для Земли и может быть использован для объяснения тектоники «доокеанического» периода.

Итак, структурный ряд — щиты, синеклизы, авлакогены, впадины океанов — отражает прежде всего различные ступени эволюции астеносферы под ними. Формирование же астеносферы всецело обусловлено объемом поступлений летучих и тепла из зоны внешнего ядра под подошву перисферы. Следовательно, гигантский размах кайнозойского траппового магматизма характеризует, прежде всего, усиление активных процессов в ядре Земли.

Эволюция кислородно-силикатной оболочки. Какие процессы стимулировали океанообразование и почему в кайнозойе их размах стал максимальным? Как известно (наличие Fe_2O_3 и силикатных пород возраста $3,5 \cdot 10^9$ лет), кислородно-силикатная оболочка Земли сформировалась на ранней стадии ее геологического развития. Ее образование происходило в результате дезинтеграции и окисления магматических пород, перебрасываемых из астеносферы во взаимодействие с солнечным теплом, кислородом и водой. По мере накопления дезинтегрированных толщ они перемещались в область больших глубин, давлений и температуры, где происходило их восстановление и дегидратация. В результате образовывались вода и углекислота, которые, поднимаясь вместе с флюидами и газами вулканов, формировали свободную гидросферу и атмосферу планеты. При фотоллизе молекула воды распадалась на молекулы водорода и кислорода. Первый диссипировал за пределы планеты, второй шел на пополнение атмосферы и окисление перисферы. По мере роста толщины последней низы ее во все большем объеме вовлекались в дегидратацию [14].

Как было показано, в конце мезозоя толщина кислородно-силикатной оболочки достигла 35—40 км [14, 15]. Вероятно, эта глубина явилась критической для начала спонтанной дегидратации и акреции океанических сегментов. Таким образом, вся надастеносферная толща или по крайней мере ее верхние 35—40 км есть область былых биосфер, некогда побывавших на поверхности планеты. В самом деле, интенсивность современного вулканизма составляет примерно $9 \cdot 10^9$ т в год ($3 \cdot 10^9$ т/год дают островные дуги [12] и примерно столько же рифтовые зоны и альпийский вулканический пояс, т. е. $6 \cdot 10^9$ т/год). Возраст по-

следних $25-50 \cdot 10^6$ лет, т. е. все эти зоны дают $2,25-4,5 \cdot 10^{23}$ г вулканического материала. Вулканизм в докембрии и большей части фанерозоя был в среднем не менее интенсивным, чем в антропогене [11]. Следовательно, в сумме с кайнозойским масса вулканического материала, переброшенного на поверхность Земли за $4,5 \cdot 10^9$ лет, составляет $4,2 \cdot 10^{25}$ г, что соответствует слою мощностью 30 км. Полученное значение практически совпадает со средней мощностью земной коры (33 км) [2].

Полученный вывод, по существу, снимает вопрос о принципиальных различиях в структуре коры континентальных и океанических областей. Более того, он полностью совпадает с замечательным предвидением В. И. Вернадского [4] о том, что в пределах нескольких десятков километров земную кору слагает ряд геологических оболочек, которые когда-то были на поверхности Земли биосферами. Иными словами, перефразируя известное выражение В. И. Вернадского, можно сказать, что вся современная надастеносферная оболочка есть область бывших биосфер, побывавших некогда на поверхности Земли. Этот вывод представляется нам чрезвычайно важным для понимания глубокого метаморфизма древнейших осадочных пород шитов, ныне выведенных на поверхность эрозией. С другой стороны, становится ясным ошибочное отнесение толщи, лежащей между границей Мохоровичича и кровлей астеносферы, к «верхней мантии». Генетически это погребенная протооболочка планеты, частично измененная метаморфизмом. Данные Кольской скважины об отсутствии «базальтового» слоя глубже 10 км в свете изложенного вполне закономерны. Настало время проведения ревизии геофизических, геологических и других данных, якобы доказывающих структурное различие континентов и океанов. Основанные на этих представлениях гипотезы фиксизма, базификации и неомобилизма за 30 лет своего существования так и не привели к решению проблемы происхождения и эволюции континентов и океанов. Такая ревизия уже началась. Ее можно найти в работах Афанасьева, Пронина, Майерхоффа, Соловьева, Булина, Кирилловой, Макаренко, Гранта, Симоненко, Старшиновой, Удинцева, автора этих строк и др. Выполненный нами анализ данных потенциальных и сейсмических полей по акваториям показал [14], что причины этих представлений следует искать в несовершенстве, а порой и ошибочности укоренившейся методики геофизических наблюдений и интерпретации.

Критический анализ геофизических данных. Изучение 268 годографов, полученных за период с 1950 по 1979 гг., положенных в основу выделения «океанического» типа коры, позволило нам установить, что 98% из них имеют длину 50—100 км, что обеспечивает глубинность не более 5—15 км под уровень дна. Это исключает удовлетворительное решение вопроса о различиях в сейсмической структуре и мощности коры континентов и океанов. Более того, 75% всех годографов одиночные,

а 85% встречных и одиночных годографов построены по 1—3 точкам, 12% — по 4—7, т. е. 97% наблюдений имеет низкую точность в определении скорости в так называемой подошве «океанической коры» в океанах. Сравнение же значений скоростей по кровле фундамента океанических и континентальных платформ и щитов не обнаруживает сколько-нибудь принципиальных различий между ними. Интервал наблюдаемых скоростей в обоих случаях одинаков (6,0—6,8 км/с) и содержит два максимума: 6,1—6,2 и 6,5 км/с. Таким образом, распространенное мнение об уникальности сейсмической структуры коры океанов не соответствует фактическим данным. Исследования последних лет на длинных (200—600 км) сейсмических профилях вскрывают новые границы раздела на глубинах 30—50 км, аналогичные известным горизонтам на континентальных платформах.

Что же касается гравиметрических наблюдений, свидетельствующих якобы о большей плотности коры океанов по сравнению с континентами, то эти данные, как известно, получены на материалах расчета так называемой редукции Буге. Однако методика уравнивания условий наблюдений с помощью этой «насыпной» аномалии вызывает сегодня серьезные возражения [5, 9, 14].

Резкое возрастание этих аномалий вызвано не уменьшением мощности и возрастанием плотности коры, а добавлением фиктивных масс при засыпке впадины океана субстратом с плотностью 1,67 г/см³. С другой стороны, получаемый избыток масс относят к верхним горизонтам коры, опять же исходя из неверной информации о высоком положении границы Мохоровичича под океанами. Правильнее этот избыток относить на уровень астеносферы за пределы коры. В этом случае согласование гравиметрических и других рассмотренных здесь данных будет понятным. Использование же другой предложенной нами редукции [14], исключающей влияние слоя воды с трансформацией поля на уровень дна, позволяет значительно лучше добиться эквивалентности условий наблюдения на суше и на море. В той же трансформированной аномалии океаны обнаруживают не избыток, а, наоборот, дефицит плотности масс по сравнению с континентами. Глобальность отрицательного хода аномалии согласуется с подъемом на 50 км и увеличением в 4 раза мощности астеносферы океанов по сравнению с континентами.

Интенсивность, ширина и конфигурация магнитных аномалий океанических платформ за пределами рифтовых зон также принципиально не отличаются от поля континентальных платформ, на что в свое время указывали Иванов, Симоненко, автор и др. Структура и мощность магнитоактивной зоны этих областей сходны с платобазальтовыми провинциями континентов при трансформации поля на уровень верхних кромок.

Геологические свидетельства крупных опусканий дна океанов в кайнозой. С давних времен в науке преобладали представления о древности океанов. Счита-

ется, что их заложение произошло предположительно более 1 млрд. лет назад. Основанием к такому заключению послужили данные о наличии больших масс морских осадочных отложений возраста более 1—3 млрд. лет на поверхности материков, уменьшение возраста складчатости в глубь континентов вокруг Тихоокеанского сегмента и др. Вместе с тем еще Зюсс отмечал многочисленные следы недавнего (30—70 млн. лет) обрушения континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов, что, по его мнению, свидетельствовало в пользу существования континентальной коры под океанами. Сегодня в пользу этого предположения можно добавить данные о сокращении мощности осадков по мере удаления в абиссаль, наличие остатков кислых пород на ряде островов, подводных возвышенностях и в породах дна, многочисленные указания о сносе полимиктового осадочного материала кислого состава на побережье современных континентов и островов в мезозое, раннем и даже позднем кайнозое.

Наиболее определенные свидетельства о размере и глубине морских бассейнов в позднемезозойскую эру, главным образом, в позднемеловом периоде, дают материалы анализа данных бурения судна «Гломар Челленджер». Палеогеография Мирового океана, начиная с поздней юры, была восстановлена нами по данным почти 600 скважин [15]. Они были сопоставлены, в частности, с данными Н. М. Страхова [19] на континентальных блоках позднемелового периода. На карте показано (рис. 3), что размеры, конфигурация и положение морских бассейнов на поверхности Земли в позднемеловой период существенно отличались от современных. Собственно единого зеркала Мирового океана не существовало. Он был разбит на несколько разобщенных бассейнов, общая площадь которых была меньше современной площади Мирового океана в 2,5—3 раза. При этом можно отметить определенную закономерность в их размещении и конфигурации. В Индийском и Атлантическом океанах морские бассейны существовали в виде узкой ленты, проходящей вдоль окраин будущих континентов. В Тихом океане, наоборот, морские бассейны были расположены в центральной части будущей впадины. Хорошо просматривается область Тетиса. Найдем скорость опускания дна будущих океанических областей. Это можно установить путем пересчета данных о современном гипсометрическом положении разновозрастных мелководных осадков, вскрытых бурением «Гломар Челленджер», что впервые было сделано нами ранее [14].

Анализ показал, что мелководные осадки мелового-миоценового возраста были обнаружены в 149 скважинах, 98 из которых расположены на подводных возвышенностях и 51 — в котловинах. Расчет производился по формуле

$$V = H + h/t.$$

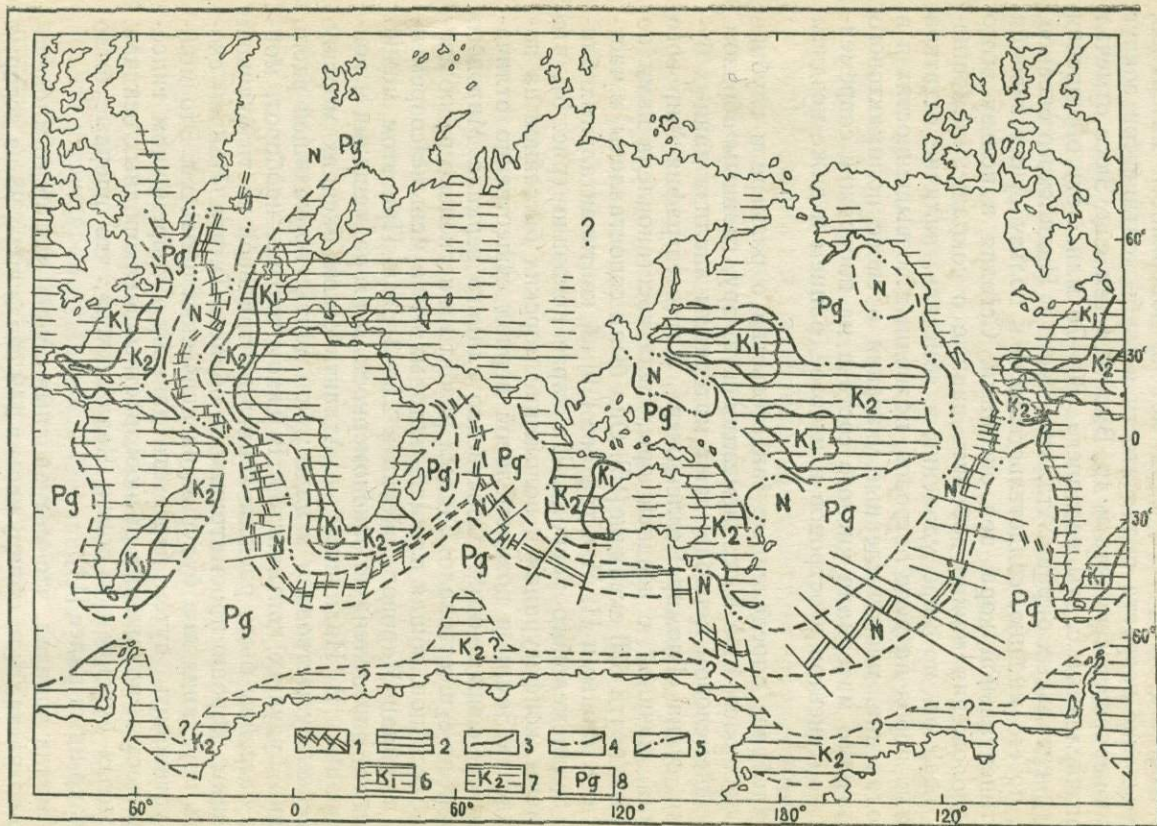


Рис. 3. Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя:

K_1 — морские бассейны в границах современного океана в поздней юре и раннем мелу; K_2 — в позднем мелу; Pg — в палеогене; N — в неоген-четвертичное время; 1 — рифты; 2 — контуры юрско-ледовых бассейнов; 3 — границы раннемеловых бассейнов; 4 — позднемеловых; 5 — палеогеновых; 6—8 — индексы возраста бассейнов.

8 тыс. м. Отсюда находим, что глубина позднемеловых морских бассейнов в среднем не превышала 1000 м.

Таким образом, Мировой океан как геологическое образование весьма молодой. Заложение его произошло на рубеже мезозоя и кайнозоя, а современные свои очертания он приобрел лишь в конце палеогена [15]. В доокеанический период воды на планете было мало, и она была сконцентрирована в мелководных бассейнах, более или менее равномерно рассеянных по ее поверхности. В этих бассейнах и происходило накопление известных морских отложений. Как же развивался процесс океанизации?

Сокращение мощности и уменьшение возраста осадков и платобазальтов, а также уменьшение глубины в сторону рифтовых хребтов, их миоцен-антропогенная тектоническая активность служат ясным указанием, что расширение площади океанов в Атлантическом и Индоокеанском секторах происходило от континентальных окраин к центру будущих впадин (см. рис. 4). В Тихоокеанском, наоборот, от центра к периферии (см. рис. 4). Иными словами, тектоническая активность рифтовых хребтов, островных дуг и Тихоокеанской периферии — это фронт современной океанизации. Сущность этого процесса заключается в возрастании объема и темпов выноса летучих и тепла из зоны внешнего ядра под подошву перисферы указанных областей, вовлечении ее низов в дегидратацию в зоне мощной астеносферы, и отсюда усиление процессов дегазации вулканизма, а вместе с ними и преседаний перисферы без существенной переработки в разуплотненное пространство астеносферы. Таким образом, для объяснения процесса океанизации нет необходимости прибегать к гипотетический механизм базификации и ассимиляции мантией гранитометаморфической коры — механизм физически нереальный и геологически недоказанный, равно как и все построения «спрединга».

В современном облике Земли платформенные области суши опущены на глубину 2—3 км, синеклизы до 4 км и более. Примерно на ту же глубину (3,8 км) или несколько больше опущено дно океанов. Разница между этими областями заключается лишь в том, что континентальные платформы и синеклизы опускались на эту глубину на протяжении всего фанерозоя (580 млн. лет), а океанические — за более короткий период (50—70 млн. лет и даже меньше). Отсюда трудно предположить, что за столь короткий геологический период континентальная кора бесследно исчезла с $\frac{2}{3}$ поверхности Земли без того, чтобы это не нашло отражения в солевом, температурном и газовом режиме гидросферы и атмосферы планеты, а вместе с ними и в эволюции органического мира и вулканизма. Например, океанизация западной части Тихого океана, по данным бурения, началась лишь в миоцене [14], Средиземноморья — в позднем миоцене, Черноморской впадины — в плиоцен-четвертичном периоде [20].

Однако никаких следов тектонических и экологических катастроф в кайнозойской истории Земли до сих пор установить не удалось. Отсюда не случайны те трудности, с которыми столкнулись исследователи в разрешении проблемы так называемой «океанической» коры. Все данные, рассмотренные здесь, свидетельствуют, что такой коры в природе не существует. Поэтому становятся ненужными и все гипотетические построения, призванные объяснить эту структурную особенность, якобы присущую океаническим областям Земли.

Геологическая история свободной воды на поверхности Земли. В антропогене, как видно из графика $V(t)$ (рис. 5), скорость дегидратации в свободной фазе H_2O составила в среднем $0,60$ мм/год [14]. Следовательно, масса современных ежегодных поступлений воды на поверхность Земли равна $360 \cdot 10^{16} \text{ см}^2 \times 0,06 \text{ см/год} \times 1,03 \text{ г/см}^3 = 2,2 \cdot 10^{17} \text{ г}$. Средняя скорость поступления H_2O за последние $140 \cdot 10^6$ лет, определяемая по графику $V(t)$, равна $0,01$ см/год, т. е. $3,6 \cdot 10^{16}$ г/год. Следовательно, за период океанизации ($60 \cdot 10^6$ лет) на поверхность Земли было переброшено воды ($3,6 \cdot 10^{16}$ г/год $\times 60 \cdot 10^6$ лет $= 2,2 \cdot 10^{24}$ г. Это на $0,52 \cdot 10^{24}$ г больше массы современной гидросферы ($1,64 \cdot 10^{24}$ г). Полученный избыток, очевидно, характеризует объем потерь H_2O за счет фотолитиза, формирования астеносферы, биосферы и гидратированных соединений в поверхностном слое земной коры, на увлажнение морских осадков.

С другой стороны, приведенная оценка показывает, что Мировой океан в основном был сформирован лишь в последние 60 млн. лет, т. е. за период кайнозоя. Однако это не означает, что в докайнозойскую эпоху воды на поверхности Земли не было. Повсеместное распределение морских осадочных пород, древнейшие из которых имеют возраст $3,9 \cdot 10^9$ лет, свидетельствует о существовании многочисленных бассейнов, которые, по всей вероятности, были мелководными вследствие малого общего объема свободной воды. Отсутствие же широтной дифференциации климата дает основание предполагать их более или менее равномерное расположение на поверхности Земли и соответственно меньшую по сравнению с современной площадь суши.

Как следует из формулы планетной контракции и расчетов Клинге, докайнозойский рельеф Земли был меньше расчленен. Как видно из кривой $V(t)$ (см. рис. 5), скорость поступления H_2O в юре не превышала $0,25$ — $0,30$ мм/год. При этом отмечается тенденция к ее дальнейшему уменьшению в более ранние эпохи. Это позволяет предположить, что средние темпы поступления свободной воды за период большей части фанерозоя и докембрия были на порядок меньше средней скорости дегидратации в кайнозое, т. е. составляли около $0,001$ мм/год. Следовательно, оставшаяся часть ($2,0 \cdot 10^{24}$ г) из общей массы H_2O ($4,2 \cdot 10^{24}$ г) была выработана за период $2,0 \cdot 10^{24}$ г/ $400 \cdot 10^{16}$ см² $\times 0,0001$ см $\times 1,03$ г/см³ $= 5 \cdot 10^9$ лет. Иными словами, почти по-

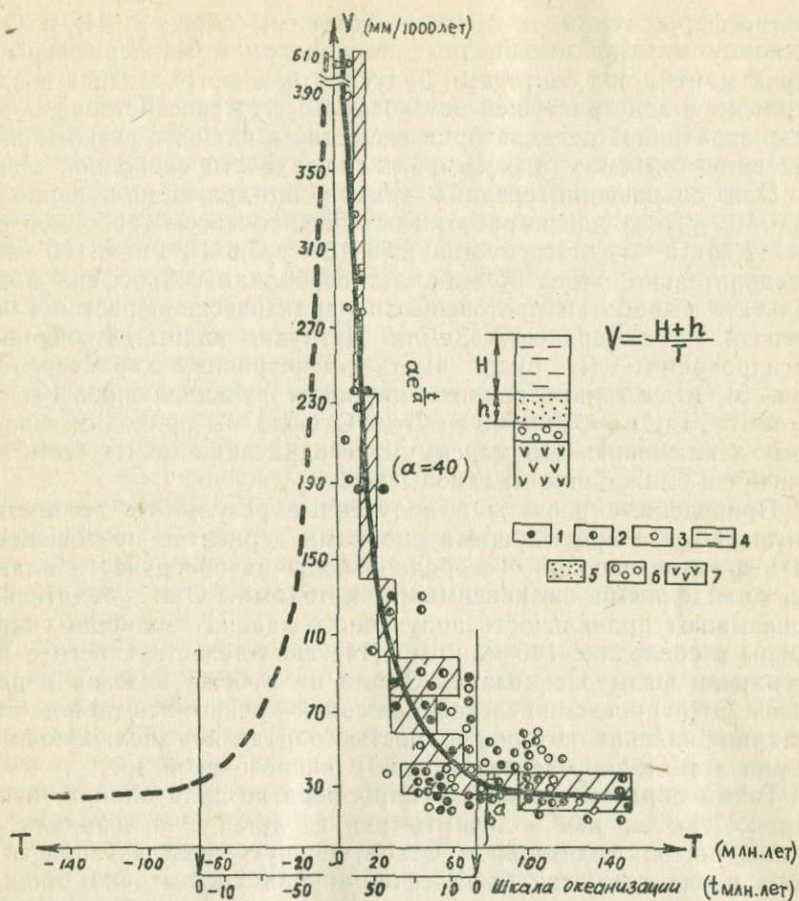


Рис. 5. График, характеризующий скорость опускания океанических сегментов Земли (правая часть) и поступления эндогенной воды в последние 160 млн лет и в будущем, рассчитанный по данным о современной гипсометрии разновозрастных мелководных отложений. «Гломар Челленджер» (по Орленку, 1982, с дополнениями): по скважинам: 1 — Тихого океана; 2 — Атлантического океана; 3 — Индийского океана; 4 — вода; 5 — глубоководные осадки; 6 — мелководные осадки; 7 — базальты. (Левая часть графика характеризует скорость поступления воды в будущем, штриховкой показаны доверительные интервалы, вычисленные с вероятностью 0,95)

ловина всей массы свободной воды была выработана планетой в течение ее докайнозойской истории, а вторая половина — в последние 60—70 млн лет. Можно предположить, что предпосылкой такого резкого ускорения дегидратации протовещества явилось постепенное накопление в верхах мантии и кислородно-силикатной оболочки диффундируемых из зоны внешнего ядра и

астеносферы тепла и летучих (главным образом, H_2 и O_2). К концу мезозоя насыщенные кислородом низы перисферы и верхи мантии под секторами будущих океанов оказались вовлеченными в зону растущей астеносферы. Это способствовало началу спонтанной дегидратации вещества этих зон и резкому возрастанию объемов выносимой к поверхности свободной воды.

При сохранении средних темпов дегидратации в кайнозой ($3,6 \cdot 10^{16}$ г/год) для выработки оставшейся массы свободной воды ($2,76 \cdot 10^{24}$ г) потребуется $2,76 \cdot 10^{24}$ г/ $3,6 \cdot 10^{16}$ г = $8 \cdot 10^7$ лет. Следовательно, через 80 млн. лет свободная гидросфера в результате выработки протовещества практически перестанет поступать на поверхность Земли. Нетрудно видеть, что кривая дегидратации $V(t)$ будет иметь симметричный характер (см. рис. 5) и ее можно аппроксимировать функцией вида $V(t) = ae^{t/a}$, где $a = 650-700$ мм/год. Отсюда мы приходим к важному заключению, что максимум дегидратации может быть достигнут в ближайшие миллионы лет.

Приведенные расчеты и полученные результаты полностью согласуются с предыдущими оценками дериватов протовещества и его производной — свободной воды на поверхности планеты, найденными независимыми методами. Они убедительно доказывают правильность полученного закона эволюции гидросферы в последние 140 млн. лет [14], свидетельствующего о наступлении фазы океанизации Земли на рубеже мезозоя и кайнозоя. Этот процесс представляет собой крупномасштабное планетарное явление, которое полностью определяет эволюцию лика Земли и тектонику ее перисферы в кайнозойской эре.

Таким образом, развитая гидросфера не дана планете изначально, так же как и дисимметрия ее лика. Она возникла на Земле на заключительном этапе ее внутренней активности и лишь после того, как была сформирована достаточно мощная кислородно-силикатная оболочка и накоплены избытки тепла и летучих под ее подошвой. Океанизация Земли — это финал ее эволюции, а продолжительность ее составляет всего 140—150 млн. лет.

Будущее свободной воды на поверхности Земли. Как было показано, в предстоящие 70—80 млн. лет планета выработает еще $2,76 \cdot 10^{24}$ г свободной воды, что в сумме с имеющейся массой гидросферы ($1,64 \cdot 10^{24}$) составит $4,4 \cdot 10^{24}$ г. За период океанизации (70 млн. лет) в океанах и морях континентов образовалась толща осадков со средней мощностью порядка 1000 м. При их средней влажности, равной 20—30% (устанавливаемой бурением), в этой толще оказалось захороненной около 10% поступившей за это время свободной воды. Следовательно, обнаруженный выше избыток воды массой $0,52 \cdot 10^{24}$ г, выработанный в течение кайнозоя и отсутствующий в современном объеме гидросферы, за вычетом этих 10%, т. е. $0,05 \cdot 10^{24}$ г, был утрачен при фотоллизе. Полученная в итоге величина позво-

ляет оценить среднюю массу ежегодных потерь на фотолиз: $0,463 \cdot 10^{24} \text{ г} / 70 \cdot 10^6 \text{ лет} = 0,67 \cdot 10^{16} \text{ г/год}$. При современной средней скорости поступления воды, определяемой по графику $V(t)$ ($2,2 \cdot 10^{17} \text{ г/год}$), потери на фотолиз, оказывается, составляют около 3% от этого объема. Поэтому нет ничего удивительного в том, что при расчетах баланса ежегодного круговорота воды потери на фотолиз, равно как и эндогенные поступления, не учитываются исследователями*. Объем испарений в этих расчетах равен объему обратных поступлений, т. е. получается термодинамическая система с замкнутым нулевым циклом. Но такая система, как известно, не производит работы, ибо находится в стабильном равновесии. Ее энтропия максимальна, чего на самом деле не наблюдается.

Сравним полученное значение ежегодных потерь H_2O с расчетами В. В. Кесарева [7], у которого за всю геологическую историю Земли ($4,0 \cdot 10^9 \text{ лет}$) потери на фотолиз составили $2,58 \times 10^{24} \text{ г}$, т. е. средние ежегодные потери были $2,58 \cdot 10^{24} \text{ г} / 4,0 \times 10^9 \text{ лет} = 0,64 \cdot 10^{15} \text{ г/год}$. Эта величина на порядок ниже полученной нами для периода океанизации, что лишний раз подтверждает сделанный выше вывод о значительном возрастании скорости течения всех геологических процессов на этапе океанизации Земли.

Современный баланс суши и моря, как мы теперь понимаем, величина непостоянная. Наблюдается тренд в сторону сокращения площади континентов и увеличения площади океанов. При сохранении современных темпов аккреции и дегидратации через миллион лет уровень океана может подняться до 500 м и выше (в зависимости от изменения емкости впадин Мирового океана). Скорость фотолиза при этом увеличится почти на одну треть за счет увеличения площади водной поверхности и достигнет $10 \cdot 10^{15} \text{ г/год}$. Следовательно, при отрицательном балансе водных поступлений (только расход, приход воды через 80 млн. лет прекратится) для полного исчезновения гидросферы с поверхности Земли потребуется (с учетом захоронения 20% от массы воды) $4,4 \cdot 10^{24} \text{ г}$ в будущей одно-двухкилометровой толще осадков) $3,5 \cdot 10^{24} \text{ г} / 6,7 - 10 \cdot 10^{15} \text{ г/год} = 3,5 - 5,3 \cdot 10^8 \text{ лет}$.

Таким образом, в течение ближайшего миллиона лет вся поверхность Земли, за исключением высокогорных областей, будет покрыта водами Мирового океана, и на 350—400 млн. лет она превратится в планету океан. Затем высыхающие океаны вновь откроют погребенные под морскими осадками континенты, чтобы вскоре навсегда исчезнуть с лика Земли.

Проблема четвертичных оледенений. Устойчивая широтная дифференциация и возрастающая контрастность климата началась в миоцене, что привело к оледенению Антарктиды, а позднее (3—5 млн. лет назад) появлению морских льдов

* См. статью Р. К. Клиге в настоящем сборнике.

в Арктическом бассейне. Это понижение температуры в высокоширотных областях хорошо увязывается с общей морской регрессией на континентальных блоках, вызванной наряду с гляциацией углублением впадин Мирового океана, заложением в плиоцен-антропогене глубоководных желобов островных дуг. Попытки объяснения циклов четвертичных оледенений колебаниями солнечной радиации (астрономический фактор Миланковича), усилением горообразования и вулканизма (тектонический фактор) не дают удовлетворительного решения проблемы. И хотя периоды Миланковича и фазы вулканизма хорошо совпадают с периодами последних четырех оледенений, существование этих факторов в прошлые эпохи не объясняет отсутствие оледенений в мезозое и большей части кайнозоя и их появление в докембрии и на границе перми и карбона. Следовательно, эти факторы, хотя и играют заметную роль в изменении климата Земли, однако не являются определяющими в процессе формирования материковых оледенений четвертичного периода.

Именно ускорение процессов океанизации в плиоцен-плейстоцене, повлекшее за собой сокращение, вследствие регрессии, площади морских бассейнов на материках, а вместе с ними и уменьшение увлажнения атмосферы и общей континентализации климата и явилось определяющим фактором понижения температуры в высоких широтах. Сложившийся в результате этого баланс суши и моря предопределил действенность сопутствующих океанизации факторов Миланковича, тектоники и вулканизма. Периоды тектонического покоя и сопровождавший их трансгрессивный режим межледниковья способствовали повышению средней температуры на поверхности Земли и быстрой дегидратации ледников. Подобная обстановка характерна для голоцена, т. е. последних 10—12 тыс. лет.

Таким образом, сложившийся к концу плиоцена баланс суши и моря и последующая цикличность его изменений привели всю систему в крайне неустойчивое состояние, при котором незначительные периодические изменения солнечной радиации стали приводить к резким и устойчивым изменениям температуры в высоких широтах. Без океанизации и сопутствующих этому процессу явлений понять проблему оледенений невозможно. Но именно этот, как мы видим, определяющий фактор, и отсутствовал во всех теориях материковых оледенений.

Эволюционный характер асимметрии лика Земли и планет. Все океаны на поверхности Земли начали формироваться лишь на рубеже мезозоя и кайнозоя. Отсюда асимметрия планеты оказывается не изначально заданное при аккреции небулярного облака, а результат эволюции протовещества. Этот вывод, очевидно, должен быть распространен и на все планеты земной группы. Поскольку приливное торможение Земли могло начаться лишь при наличии обширных и глубоководных океанических бассейнов, то отсюда следует, что таковое могло

произойти лишь начиная с кайнозоя. Следовательно, современное экваториальное вздутие Земли имеет возраст несколько десятков миллионов лет, так как оно соответствует не современной, а раннекайнозойской (доприливной) скорости вращения. Отсюда изостазия в масштабах Земли отсутствует, а вязкость оболочки должна быть более 10^{26} Пз, что исключает всякую возможность возникновения в ней конвекции.

Становится также очевидным, что образование кислородно-силикатной оболочки и, следовательно, гранитных пород возможно лишь при наличии свободной воды на поверхности планеты и биосферы, существование которой, в свою очередь, регламентируется соответствующей температурой, близкой к земным условиям. Поэтому ни на одной из планет Солнечной системы мы не можем ожидать нахождения гранитных пород, так как ни на одной из них не наблюдается выполнения этих трех условий одновременно. Но именно эти условия являются одновременно необходимыми и достаточными для формирования гранитно-метаморфической коры. В этом плане представляется необъяснимым предполагаемое в гипотезе фиксизма «изначальное» отсутствие кислых пород на $\frac{2}{3}$ площади поверхности нашей планеты. Становится также понятным, что образование свободной воды на поверхности планетного тела возможно лишь при определенных условиях эндогенного режима, наличии мощной кислородно-силикатной оболочки и соответствующей температуры на поверхности, необходимой для зарождения и поддержания биосферы. Легко видеть, что ни на одной из планет солнечной системы таких условий (сходных с земными) также нет. Следовательно, следует подвергнуть сомнению всякую возможность существования ледяных астероидов и комет, равно как и спутников, покрытых ледяной оболочкой водного происхождения, вроде предполагаемой на спутниках Юпитера — Ганимеда, Европы и Каллисто. Если существует какое-то исключение, то подобные ледяные покровы должны были бы наблюдаться и на Марсе. Однако они там не обнаружены.

Итак, проведенные исследования закладывают основы новой общей теории Земли, отличной от всех существующих. В основе ее — синтез данных по физике и динамике Земли и планет, накопленных за более чем двухвековую историю науки, свободный от заранее детерминированных ограничений. Явление океанизации Земли в этой теории характеризует финальный этап эволюции протовещества. Оно уникально, так как ни одна из планет Солнечной системы не обладает необходимыми для возникновения подобного процесса условиями.

Любая научная концепция, претендующая на роль теории, должна не только соответствовать разнообразному фактическому материалу и объяснять существующее состояние объекта, но также устанавливать его прошлое и прогнозировать будущее.

Нетрудно видеть, что новая теория в своем уже первоначальном виде полностью отвечает всем этим требованиям.

Нам осталось выбрать для нее название, отражающее главное существо работающего в ней процесса. Это очень трудно сделать, так как мы видим триаду таких процессов, которые включают термогравитационную дифференциацию с последующей аккрецией протовещества, нисходящую вертикальную ундуляцию перисферы и, наконец, формирование кислородно-силикатной оболочки с последующей ее дегидратацией и океанизацией Земли. В финале — фотолитическая диссоциация и полное обезвоживание планеты.

Таким образом, мы с равным правом могли бы назвать эту теорию контракционной, ундуляционной или теорией океанизации Земли, но это было бы неточно, так как подчеркивалась бы какая-то одна сторона явления, не говоря уже о том, что с этими названиями исторически связаны другие процессы, не имеющие ничего общего с показанными здесь (контракция Эли де Бомона, ундуляция Ван Беммелена, океанизация В. В. Белоусова). Думается, наиболее подходящим будет название «Эволюционная теория Земли».

Дальнейшие работы в рамках эволюционной теории, изучение явления океанизации и сопутствующих ему процессов намечает открытие целого ряда новых направлений исследований в различных отраслях наук о Земле. На этом пути следует ожидать получения новых данных о природе земного вещества, структуре и эволюции внешних геосфер, закономерностях формирования и размещения многих видов полезных ископаемых в океанических областях.

Человечество должно знать о явлении океанизации Земли, понимать его и уже сегодня готовиться вступить с ним в противоборство за сохранение своих городов, сельскохозяйственных угодий и ландшафтов от неотвратимого затопления. Первоочередные районы проведения защитных работ могут быть намечены уже сегодня. Правительства и народы стран должны понять всю сложность и жизненную необходимость решения возникающих при этом проблем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Г. Ф. Докл. сов. геол. XXIII сессии МГК. — М.: Наука, 1960, — с. 14—24.
2. Буллен К. Е. Плотность Земли. — М.: Мир, 1978. — 442 с.
3. Булин Н. К. К вопросу о границе Мохоровичича под океанами. — Геология и геофизика, 1979, № 2, с. 54—64.
4. Вернадский В. И. Изб. соч. М., АН СССР, 1954., т. 1, с. 696.
5. Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Об аномалиях Буге на океанах. — ДАН СССР, т. 184, № 2, 1969.
6. Гутенберг Б. Физика земных недр. — М.: ИЛ, 1963, — с. 263.
7. Кесарев В. В. Эволюция вещества Вселенной. — М.: Атомиздат, 1976. — 182 с.

8. Кинг Э. Космическая геология. — М.: Мир, 1979. — 358 с.
9. Литинский В. А. Выбор универсальной «геологической» редукции силы тяжести для истолкования мелкомасштабных гравиметрических съемок на суше и на море. — Уч. зап. НИИГА, 1969, вып. 16, с. 141—147.
10. Макаренко Г. Ф. Базальтовые поля Земли. — М.: Недра, 1978. — 146 с.
11. Максимов С. П., Куни Н. Я., Сардонников Н. М. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности. — М.: Недра, 1977. — 278 с.
12. Мархинин Е. К. Вулканы и жизнь, — М.: Мысль, 1980. — 196 с.
13. Мельхиор П. Физика и динамика планет. — М.: Мир, 1976, Ч. 1. — 575 с.
14. Орленок В. В. Физические основы эволюции перисферы Земли. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. — 248 с.
15. Орленок В. В. К проблеме изменения уровня Мирового океана в кайнозое по данным глубоководного бурения. — В кн.: Изменения уровня моря. М., Изд-во МГУ, 1982, с.
16. Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы: Тектоника СССР, т. 4. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — 344 с.
17. Пронин А. А. Геологические проблемы современных и древних океанов. — Л.: Наука, 1977. — 215 с.
18. Семеновенко Н. П. Континентальная кора. — Киев: Наукова Думка, 1975. — 197 с.
19. Страхов Н. М. Основы исторической геологии. — М.—Л., 1948, Ч. 2. — 396 с.
20. Шлезингер А. Е. Черноморская впадина — глубочайший молодой провал на поверхности Земли. — Природа, 1978, № 5, с. 88—94.
21. Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1973, т. 2, с. 9—44.

УДК 551.24

П. Е. ОФФМАН

КАЖДАЯ ВПАДИНА В ЗЕМНОЙ КОРЕ МОЖЕТ СЛУЖИТЬ МОДЕЛЮ ТЕКТОНИКИ ЛЮБОГО УЧАСТКА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Решение проблемы тектогенеза, несмотря на почти двухвековую историю геологической науки, намечилось лишь в последние годы [6—8]. Однако проблемы составления тектонических и прогнозных карт пока остаются никем не решенными.

В XIX в. сложилось убеждение о складчатой природе земной коры [4]. Геосинклинальная гипотеза до первой трети XX в. объясняла многие из известных тогда геологических явлений и поэтому была возведена в ранг теории. Несостоятельность геосинклинальной гипотезы обнаружилась при расширении поисков полезных ископаемых [2, 10]. Первые открытия природных богатств принадлежат старателям, которые замечали нефть, уголь, руды там, где они обнаруживаются на поверхности. Увеличивающиеся запросы в минеральном сырье в основном пока удовлетворяются благодаря развитию буровой, шахтной и другой тех-

ники. Наиболее успешно это достигается по периферии известных месторождений.

Показательно, что затраты на геологические исследования уступают затратам на исследования геофизические, геохимические, аэрологические. Роль геологии в решении прикладных задач стала вспомогательной. В разработке теоретических проблем тектоники доминируют стремления подменить изучение геологических объектов распознаванием геофизических образов.

Увеличение ресурсов природных богатств в достаточной мере не достигается изучением только стратиграфии, литологии, а также и самих полезных ископаемых. Необходимо изучение тектоники — науки, синтезирующей главные достижения геологии. Имеется в виду изучение в натуре морфологии тектонических структур и условий их образования и преобразования.

Процесс структурообразования в земной коре обусловлен ее проседаниями, которые возримо запечатлены в осадочных, плутонических и вулканических породах разного возраста, в их составе и распределении мощностей и в формах их залегания [2—5, 6]

Одинаковый или слабо дифференцированный состав осадочных пород одинаковая толщина их пластов — прямой показатель того, что они накапливались в проседаниях земной коры — во впадинах*. С изучения слоев горных пород начинается геология. Первое, и самое главное, о чем говорят слои — о проседаниях в земной коре. Впадины составляют генетически единую, непрерывную и всеохватную на Земле совокупность тектонических структур. Впадины называют отрицательными формами, но у этих отрицательных форм нет положительных аналогов, обусловленных соответственными противодвижениями. Отсюда уже выясняется ошибочность учения о колебательных движениях в земной коре. К этому же выводу на основе синтеза данных по физике и динамике Земли и планет приходит и В. В. Орленок [6].

Какие же имеются генетические признаки эндогенных впадин, составляющих основной план тектоники земной коры? Толщи осадочных пород, очерченные в пространстве, указывают места автономных проседаний в земной коре. Возраст этих толщ определяет время образования каждой впадины. Суммарные мощности толщ, слагающих впадины, определяют суммарные амплитуды их проседаний. Обособленные несогласиями комплексы пород, участвующие в строении впадины, отражают этапы их формирования. Слоистость, состав слоев, их перемежаемость отражают прерывность, направленность и обстановку проседаний (рис. 1). Все это основополагающие, общеизвестные явления [9, 10]. Это аксиомы, но о них часто забывают.

* Здесь не рассматриваются причины проседаний земной коры. Следствия выясняются раньше причин. Заметим только, что уменьшение объема Земли, неравномерно реализуясь, обуславливают неровности в коре — тектонические и на ее поверхности — геоморфологические [6].

признаками на разных участках Урала, Приуралья, Кавказа, Русской и Сибирской платформ [1—5, 9, 10].

1. Грабенные плоскодонные впадины с флексурными бортами, ранзовозрастные, разномерные, многоформные, автономные, с локализованными распространениями комплексов пород разного возраста, участвующих в их строении.

2. Эскарпы, сочленяющие впадины, с одновозрастными и разновозрастными крыльями, — это борта впадин.

3. Купола, мульды, грабены, трещины, зоны, проницаемые для плутонизма и вулканизма, рифтовые массивы на вершинах эскарпов.

4. Гравигенные дислокации на поверхности крыльев эскарпов, которые возникают и развиваются, когда увеличиваются их наклоны.

5. Соляные массивы, обособленные в процессе подземного выщелачивания хемогенных пород.

6. Дислокации внутри кэпрока, связанные с увеличением объема породы при гидратации ангидрита и образовании гипса.

7. Провальные мульды над карстовыми камерами, обычно заполненные красноцветными континентальными породами.

8. Проседания пород, вмещающих плутоны, дайки, вулканические жерла.

Классификация генетическая, системная, эмпирическая, целостная. Все ее члены взаимосвязаны. Ее возможно, не нарушая целостности, дополнять и расчленять. Терминология однозначная. Она дополнительно раскрывает содержание процесса формирования впадин и, что показательно, позволяет описывать тектонику любых участков земной коры.

Проседания земной коры — фундаментальная форма тектогенеза. Проседания поверхности Земли, как мы видели, характеризуют и определяют содержание тектонического процесса, его начало и развитие с того времени, когда началось осадкообразование. Элементы этой концепции — эндогенные впадины, слои и комплексы слоев, плутонизм, вулканизм, метаморфизм, рудогенез, минералогенез, морфогенез, дислокации (термальные, хемогенные, гравигенные) землетрясения составляют всеохватную систему взаимообусловленных явлений — однородных следствий процессов, протекающих в недрах Земли.

Эта концепция, получившая наиболее всестороннюю разработку лишь в последнее время [6], в свете сложных гипотез — о горизонтальных сжатиях земной коры, о колебательных движениях, о глубинных разломах, о раздвижениях, столкновениях и ныряниях литосферных плит — может показаться упрощенной. Но эти гипотезы только иллюзии. В их числе утверждения о неподвижной Земле в центре мироздания, о горах, вырастающих из недр Земли, о конвекционных перетеканиях вещества мантии и т. д. Вероятность существования таких механизмов в природе крайне мала и, по существу, никем не доказана.

На протяжении многих лет ни одна из таких гипотез не обнаружила практической значимости. Основанные на них рекомендации неконкретны, и они не воспринимаются как реальность.

В концепции тектогенеза, обусловленного разновременными, перманентными проседаниями, в земной коре достигается высокая степень общности в истолковании геологических явлений. Впервые раскрывается единство тектогенеза и морфогенеза. Впервые обнаруживаются реальные возможности определения унифицированных правил построения кондиционных тектонических карт, одинаковых для континентов и океанов, возможность их строить с установленной и прогрессирующей точностью. Впервые намечается возможность выбраться из лабиринта умозрительных гипотез и из хаоса тектонических терминов.

Перечисленные возможности конкретны. Здесь нет места общим рассуждениям. Концепция элементарно проста, и в этом ее истинность. Она основана на общеизвестных фактах. Отсюда появляются возможности построения тектонических карт и разрезов, изображающих морфологию структур, время и механизм их образования на основании такого индикатора, как распределение состава и мощностей пород разного возраста. Отсюда и возможность единого методологического подхода к исследованиям тектоники геологическими методами и эффективного использования вспомогательных средств, в том числе геофизики, математики, геохимии и других дисциплин.

На этом пути можно и должно ожидать новых успехов в раскрытии тектонического процесса и обусловленных им закономерностей образования и размещения минерального сырья, контролируемых тектоникой. Отсюда следуют возможности повышения эффективности геолого-поисковых работ. Практика уже давно требует отказа от тупиковых дискуссий фиксистов, мобилистов... Содержание споров между ними различается, главным образом, в исходных предположениях, на которые накладываются разные наборы фактов и явлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1941, № 2.
2. Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы: Тектоника СССР, т. 4.— М.: Изд-во АН СССР, 1959, — с. 5—344.
3. Оффман П. Е. Происхождение Тимана.— Тр. геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 58, с. 139.
4. Оффман П. Е. Очерки по истории геологических знаний.— М.: Изд-во АН СССР, 1963, Вып. 12, — с. 144—196.
5. Оффман П. Е. Тектоническая карта Волго-Донского междуречья. (К вопросу о разработке принципов построения тектонических карт).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 8, с. 3—15.
6. Орленок В. В. Физические основы эволюции перисферы Земли.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1980, — с. 246.

7. Орленок В. В. К проблеме эволюции лика Земли. Геология и разведка. — Изв. вузов, 1982, № 2, с.

8. Орленок В. В. Эволюция океанических бассейнов в кайнозойской эре. — Тихоокеанская геология, 1982, № 2, с. 98—102.

9. Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1932, 10, № 3—4, с. 476—509.

10. Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. — Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер., 1945, вып. 2 (6), с. 131.

УДК 551.46.062.1.

Р. К. КЛИГЕ

СОВРЕМЕННЫЙ УРОВЕНЬ ОКЕАНА

Многолетние изменения уровня океана в текущем столетии определялись в первую очередь изменениями в системе глобального водообмена, которые были тесно связаны с изменениями термических условий*.

В первую половину нашего столетия имело место заметное потепление на нашей планете, которое достигло максимума в конце 30-х годов. Важной особенностью является значительно бóльшая, приблизительно в 3,5 раза, амплитуда изменений температуры в высоких широтах, чем в низких [1]. Это привело к сокращению оледенения, особенно в северных районах, изменению размеров испарения и осадков над океаном, переносу влаги на континенты и повлияло в целом на процессы водообмена на поверхности Земли.

Основной расходной частью водного баланса океана является испарение с его поверхности. Исследования показывают [5, 11], что начиная с конца прошлого века вплоть до 40-х годов текущего столетия должна была преобладать тенденция к увеличению суммарного океанического испарения (рис. 1), что должно было привести к его увеличению на 74 мм (почти на 27 тыс. км³), или более чем на 5% от его среднегоголетнего значения в 507 153 км³ (1894—1975 гг.). К 60-м годам произошло некоторое его снижение (около 2%).

В многолетнем ходе атмосферных осадков над океаном до 1940 г. преобладала тенденция к их увеличению со средней скоростью около 500 км³ в год, которая затем сменилась тенденцией к уменьшению осадков приблизительно в тех же размерах. Наиболее низкие значения осадков над океаном, вероятно, соответствуют 1882, 1908, 1912 и 1916 гг., когда они должны были быть приблизительно на 30—40 мм ниже среднегоголетнего значения, а наиболее высокие значения с превышением среднегоголетнего несколько более 40 мм соответствовали периоду максимального потепления в 1938 и 1941 гг. Общие изменения

* Автор не учитывает эндогенные поступления воды (замечание отв. ред.).

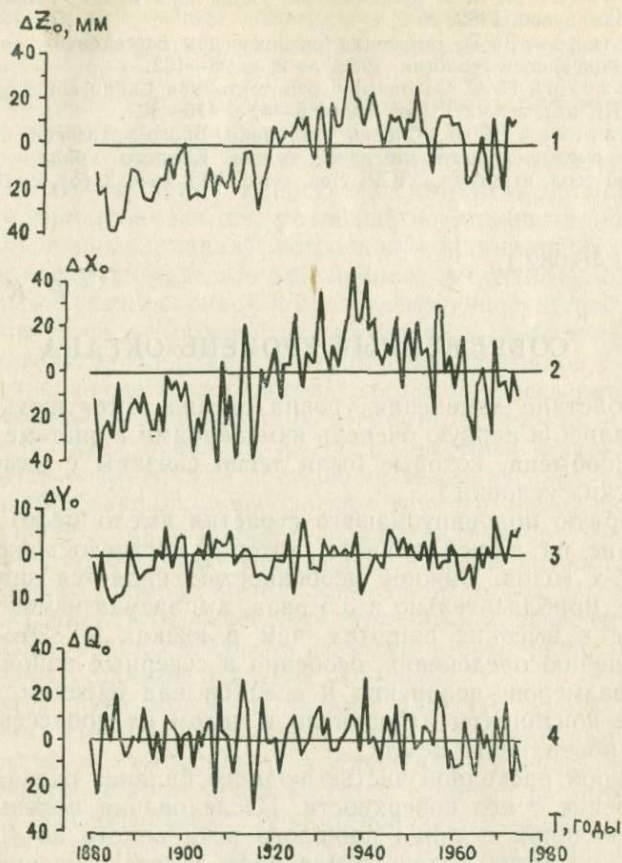


Рис. 1. Изменения составляющих водного баланса Мирового океана в аномалиях:
 1 — испарения; 2 — осадков; 3 — речного и ледникового стока; 4 — годового приращения вод океана

осадков за период с 1880 по 1964 г. составили сравнительно небольшую величину — порядка $\pm 3\%$ (см. рис. 1).

Что касается речного и подземного стока континентов, поступающего в океан, то он на протяжении последних ста лет в целом не испытывал достаточно определенной тенденции в своих изменениях, колеблясь от 118 мм (1885 г.) до 137 мм (1927, 1970 гг.), что составило при амплитуде в 19 мм колебания в пределах $\pm 14,8\%$ от его среднегололетнего значения в 129 мм и 46 682 км³, из которых около 7 мм (2500 км³) приходится на подземный сток (табл. 1).

Водный баланс Мирового океана
(1894—1975 гг.)

Элементы баланса	км ³	мм	% от расхода
Испарение	-507 153	-1404	-100,00
Атмосферные осадки	+457 232	+1263	+90,15
Речной сток	+44 182	+122	+8,71
Подземный сток	+2500	+7	+0,49
Ледниковый сток	+3555	+10	+0,70
Полный сток	+50 237	+139	+9,91
Невязка баланса	+316	+1	+0,06

Исследования многолетнего режима ледникового покрова суши [8, 12, 13, 19, 15 и др.] выявили целый ряд существенных особенностей этого процесса. Общий расход ледников Земли составлял в среднем около 1684 км³ (без Антарктиды), имел тенденцию к увеличению с конца прошлого века вплоть до начала 40-х годов, а в ряде районов и до 50-х годов, что определялось глобальным потеплением. Этот расход увеличился в среднем на 200 км³, или почти на 12%. С 40-х вплоть до 60-х годов вместе с похолоданием происходила преимущественно тенденция к снижению суммарного расхода ледников приблизительно на 17%, а затем он стал опять увеличиваться.

Существенным вопросом является вековое изменение водного баланса Антарктиды. Вопрос этот в настоящее время не решен и многие исследователи из-за невозможности достаточно точного учета ряда водно-балансовых компонентов склонны считать режим оледенения Антарктиды близким к стационарному. Однако наблюдающееся глобальное потепление в текущем столетии, которое охватило и южное полушарие, в том числе и береговые районы Антарктиды, должно было оказать определенное влияние на водно-ледовый режим самого южного континента.

Исследования американских гляциологов показывают, что ледниковый покров, простирающийся на огромное расстояние, охватывающее около $\frac{2}{3}$ западной Антарктиды, от моря Росса до моря Уэдделла, в текущем столетии уменьшается [21]. Скорость отступления этого ледового поля в том месте, где оно сочленяется с шельфовым ледником Росса, составляет, по данным Теренса Хьюза [16], около 70 мм в год, что должно, по его мнению, приводить к поступлению в Мировой океан около 200 км³ в год пресной воды и оказывать соответствующее влияние на его уровень. Сравнение данных по изменению площади шель-

фового ледника Уорди за 1966—1974 гг. Д. Мерсером [18] показало, что она сократилась на 600 км^2 , т. е. приблизительно на четверть. Такой же процесс происходит на шельфовом леднике Георга VI.

Изучение режима ледников в районе северной части Земли Виктории [17] позволило установить отступление ледника Ренник, миграцию к югу линии всплывания, уменьшение глубины озер в районе ледников Ривс и Ренник, а также сокращение размеров снежников в этом районе в течение длительного периода времени.

Изменение движения фронта антарктического ледникового покрова, по данным информации, полученной с помощью искусственных спутников, показывает, что в течение 3,5 лет (1972—1975) край шельфового ледника отступил в районе моря Беллинсгаузена на 500—1200 м [14].

Расчет полного водного баланса Антарктиды показывает, что для периода 1900—1975 гг. он был отрицательным, т. е. расход влаги приблизительно на 5% превышал ее приход. Общее сокращение запасов вод в результате этого должно было составить около 24 тыс. км^3 . Таким образом, общее сокращение объема оледенения за последнее столетие составило около 31 тыс. км^3 (рис. 2).

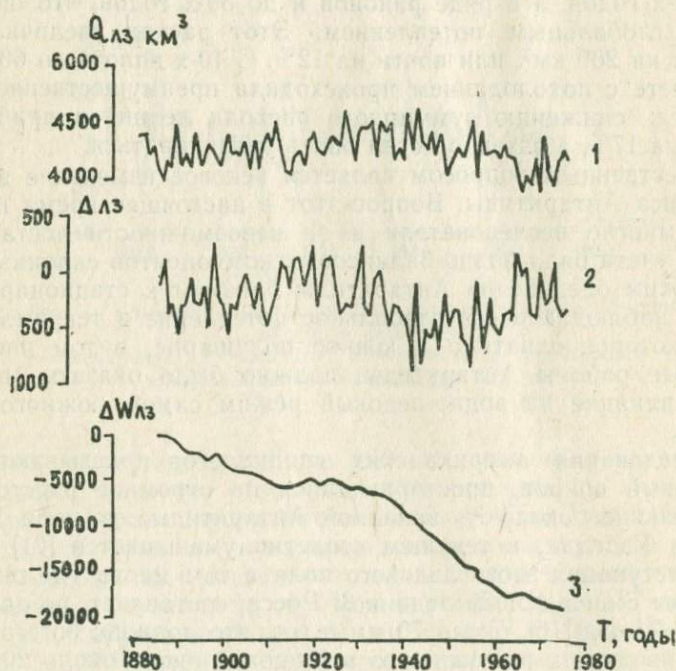


Рис. 2. Изменение водно-ледового расхода (1), результирующей баланса (2) и приращения (3)

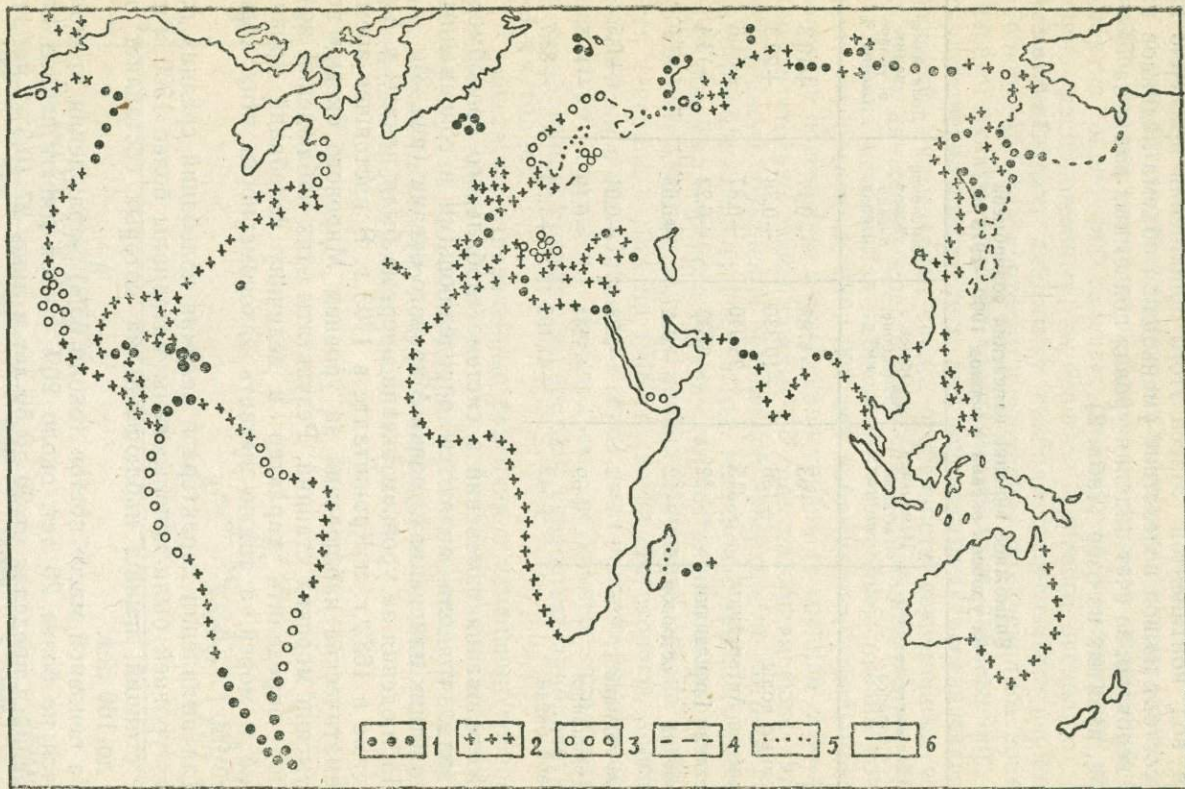


Рис. 3. Изменения уровня Мирового океана в различных участках побережья с 1900 по 1975 гг. со скоростью мм в год: 1 — более +2; 2 — от +1 до +2; 3 — ±1; 4 — от -1 до -2; 5 — более -2; 6 — отсутствие данных

Таким образом, для современных изменений глобального водообмена характерно значительное пополнение вод Мирового океана в размере около 542 км^3 в год за счет сокращения запасов вод континентов. Масса этого пополнения примерно на 75% состоит из вод вследствие уменьшения объема ледников на 18%, вероятно, за счет падения уровня подземных вод и на 7% — из вод, изъятых из озер (табл. 2).

Таблица 2.

Возможное влияние изменения водообмена на уровень океана в период 1900—1975 гг.

Составляющие водного баланса	Изменение объема, $\text{км}^3/\text{год}$	Общее изменение, км^3	Изменение уровня океана, мм/год	Доля изменения в уровне океана, %
Озера	-63	-4788	+0,17	+10,3
Подземные воды	-136	-10 336	+0,38	+22,3
Оледенение Антарктиды	-315	-23 940	+0,87	+51,6
Оледенение Гренландии	-82	-6232	+0,23	+13,4
Оледенение островов Арктики	-12	-912	+0,03	+1,9
Горные ледники	-3	-228	+0,01	+0,5
Водоохранилища	+69	+5244	-0,19	-11,5
Мировой океан	+542	+41 192	+1,50	+88,7

Исследования изменений в системе глобального водообмена показали, что они являются определяющими в современных многолетних изменениях уровня Мирового океана (рис. 3).

Наблюдения за уровнем океана впервые были начаты в Амстердаме в 1682 г. и Кронштадте в 1703 г. В настоящее время систематические наблюдения за уровнем Мирового океана ведут тысячи морских станций. Результаты этих наблюдений позволяют определить характер и величину колебаний уровня океана и морей, а также выявить закономерности этих колебаний [6].

Для выявления характера и величин колебаний средних годовых уровней были использованы материалы более 1500 морских станций, период наблюдений на которых составляет от 2—3 до 160 лет.

На основной массе постов (около 65%) наблюдения продолжают не более 20 лет, около 20% постов имеют период наблюдений в пределах от 20 до 50 лет и лишь 27 (0,3%) наблюдения ведутся более 80 лет.

Наблюдается большая неравномерность расположения постов по океанскому побережью. Около 60% постов находятся в

северном полушарии, причем основная их масса приходится на 30—60° с. ш. Очень мало (1—2%) постов расположено в полярных широтах, а в южном полушарии, южнее 70°, постов практически нет.

В результате тщательного исследования материалов по изменению уровня моря для анализа его годовых изменений было выбрано около 500 морских станций, по возможности равномерно расположенных по берегам Мирового океана, с достаточно надежными данными и наиболее длительными периодами наблюдений. Для контроля и уточнения привлекались дополнительные пункты с более короткими рядами наблюдений. Преимущественно выбирались станции открытых океанических побережий. Учитывались также особенности современных вертикальных движений берегов в различных районах океана [7].

Анализ материалов наблюдений за уровнем океана показывает, что последние 250—300 лет наблюдались отдельные многолетние повышения и понижения уровня (в среднем $\pm 3-4$ см) приблизительно через каждые 33 года на общем фоне слабого неуклонного повышения уровневой поверхности, которое составило приблизительно 1 мм в год. Начиная с текущего столетия темп подъема морского уровня стал постепенно возрастать. Наиболее интенсивный подъем уровня Мирового океана наблюдается в период с 1924 по 1948 гг., когда его скорость достигала около 3 мм в год. После 40-х годов темп подъема уровня океана несколько снизился, но подъем неуклонно продолжается и в настоящее время со средней скоростью приблизительно 1,4 мм/год [4].

Существуют определенные различия в изменении уровня отдельных океанов как по их интенсивности, так и по величине, но несмотря на это, общий характер этих изменений все же близок между собой. Это дает возможность рассчитать обобщенные колебания уровня океана в целом (рис. 4).

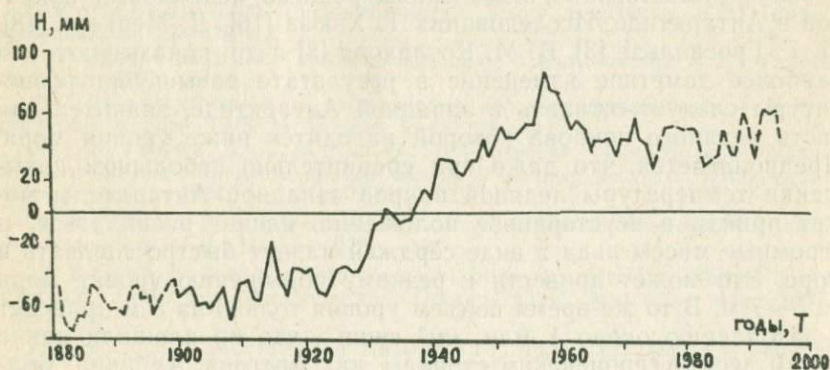


Рис. 4. Обобщенные изменения уровня океана

Крупные современные изменения в глобальном водообмене Земли вызывают перемещение значительных количеств водных масс из высоких северных широт, где происходило преимущественное таяние многолетних ледовых покровов, в низкие южные широты в результате увеличения водной массы океана.

Это обстоятельство должно было привести к замедлению вращения Земли, что достаточно хорошо подтверждают исследования по многолетней неравномерности планетарного вращения.

Так, Н. С. Сидоренко [10] показал, что скорость вращения Земли за последние 100 лет уменьшилась на 0,1 с, причем многолетний характер этих изменений достаточно хорошо согласуется с общими изменениями глобального водообмена в этот же период.

Снижение скорости вращения Земли привело, к свою очередь, к несколько большему повышению уровня океана в прилегающих к полюсам районах, что еще отмечалось И. В. Максимовым [9].

Одновременно происходило смещение Северного полюса приблизительно в сторону Гренландии, по данным Н. С. Сидоренко, со средней скоростью около 10 см в год, т. е. за последнее столетие почти на 10 м. Такое смещение полюса могло происходить, как показали исследования лаборатории гелиокосмических связей Гидрометцентра СССР, в случае значительной потери массы в результате таяния ледового покрова Гренландии и Антарктиды (в несколько большей степени).

Эти процессы сами, в свою очередь, оказывали влияние на характер развития циркуляционных процессов в атмосфере и на особенности глобального водообмена.

Исследования ряда ученых [1, 2, 20 и др.] показывают, что в ближайшем будущем можно ожидать в результате антропогенного воздействия дальнейшее повышение глобальной температуры на поверхности Земли до 1° и более, что может привести к более существенным изменениям режима ледниковых покровов в Антарктиде. Исследования Т. Хьюза [16], Д. Меркера [18], М. Г. Гросвальда [3], В. М. Котлякова [8] и др. показывают, что наиболее заметное изменение в результате повышения температуры следует ожидать в западной Антарктиде, значительная часть ледяного покрова которой находится ниже уровня моря. Предполагается, что даже при сравнительно небольшом повышении температуры ледяной покров западной Антарктиды может прийти в неустойчивое положение, начнет распадаться, и огромные массы льда в виде сёрджей начнут быстро сползать в море. Это может привести к резкому повышению уровня моря на 5—7 м. В то же время подъем уровня только на 5 м приведет к затоплению около 1 млн. км² суши, что по площади равно таким десяти европейским странам, как Австрия, Албания, Болгария, Бельгия, Венгрия, ГДР, ФРГ, Дания, Нидерланды и Польша.

В целом же при таянии всех ледовых покровов Земли, что не может быть исключено при нарастании потепления в будущем в результате антропогенного воздействия на климат планеты, повышение Мирового океана возможно до 70 м, что привело бы к затоплению порядка 13 млн. км², или почти 8%, суши, или территорию, равную по площади таким материкам, как Европа и Австралия.

Оценка возможных климатических изменений и их влияния на уровень океана показывает, что они могут быть весьма существенны даже в ближайшее время и привести даже к катастрофическим последствиям в прибрежных районах. Поэтому необходима организация комплексных исследований многолетних колебаний уровня океана и причин, их вызывающих, как в настоящее время, так и в геологическом прошлом с одновременным учетом изменений характера глобального водообмена на поверхности Земли с целью получения более точных оценок об изменениях в будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Современное изменение климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1977, — 47 с.
2. Болин Б. Критическая оценка моделей углеродного цикла. — В кн.: Физические основы теории климата и его моделирование. Л., Гидрометеоздат, 1977, с. 117—125.
3. Гросвальд М. Г., Котляков В. М. Предстоящие изменения климата и судьба ледников. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 6, с. 18—37.
4. Клиге Р. К. Современные изменения уровня Мирового океана: Уровень, берега и дно океана. — М.: Наука, 1978, — с. 243—252.
5. Клиге Р. К. Современные изменения некоторых компонентов глобального водообмена. — Водные ресурсы, 1979, № 2, с. 21—31.
6. Клиге Р. К. Уровень океана в геологическом прошлом. — М.: Наука, 1980. — 110 с.
7. Клиге Р. К. Оценка современных вертикальных движений морских берегов по изменению уровня океана. — В кн.: Береговая зона моря. М., Наука, 1981, с. 97—108.
8. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 479 с.
9. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 446 с.
10. Сидоренков Н. С. Неравномерность вращения Земли. — Астрономический журнал, 1975, № 52, вып. 5, с. 1108—1112.
11. Строкина Л. А., Хрол В. П. Испарение. Пресноводный баланс Мирового океана. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — с. 544—557.
12. Ходаков В. Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения. — М.: Наука, 1978, — 194 с.
13. Bauer A. Nouvelle estimation du bilan de mass de l'Inlandsis du Groenland. Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, N 1, 1967, p. 37—45.
14. Colvill J. Movement of Antarctic ice fronts measured from satellite imagery. Polar Rec., 1977, 18, N 115, p. 390—394.
15. Hammer S. V., Clausen H. B., Dansgaard W., Gundestrup N., Johnsen S. J., Reen N. Dating of Greenland ice cover by flow

models, isotopes, volcanic debris and continental dust. *J. Glaciol.* 1978, 20, N 82, p. 3—26.

16. Hughes T. The West Antarctic Ice sheet instability, desintegration and initiation of ice ages. *Review of Geophys and Space Phys.* Vol. 13, N 4, 1975, p. 502—526.

17. Mayewski P. A., Attig J. W. A recent decline in available moisture in northern Victoria Land. *Antarctic J., Glaciol.*, Vol. 20, N 84, 1978 p. 583—594.

18. Mercer J. H. West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster — *Nature (London)*, 1978, Vol. 271, p. 17—23.

19. Patzelt G. Statistik der Langmessungen an den Osterreichischen Gletschern 1960 bis 1975. *Z. Gletscher und Glazialgeol.*, Bd. 12, N 1, 1976, p. 91—94.

20. Pearman G. L. The carbon dioxide-climate problem. *Clear air*, 1977, Vol. 11, N 2, p. 21—26.

21. Weertman J. Glaciology's grand unsolved problem. *Nature*, 1976, 260, N 5549, p. 284—286.

УДК 550.34:551.352

Н. К. БУЛИН

СЕЙСМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ В ПРОБЛЕМЕ ОКЕАНИЗАЦИИ ЗЕМЛИ

Всесторонняя геологическая интерпретация сейсмических данных о строении литосферы океанов (сейсмический анализ) в аспекте рассматриваемой проблемы заняла бы много места, поэтому ниже обсуждаются лишь вопросы, непосредственно связанные с современной геодинамикой и сейсмической моделью земной коры океанов. В основу предлагаемой работы положены статьи автора [3, 4, 5 и др.], а также выступление на совещании «Континентальный и океанический рифтогенез» (Москва, МГУ, февраль 1982 г.).

К вопросу о современной геодинамике литосферы океанов. Геодинамический аспект развития литосферы является важным элементом любой современной концепции, трактующей проблемы океанизации Земли. Основное внимание уделяют обычно геодинамике срединных (срединно-океанические поднятия) и окраинных (зоны Заварицкого-Беньофа) участков океана. Большинство исследователей считает, что первые представляют собой области преобладающего растяжения, а вторые — преобладающего сжатия литосферы и более глубоких участков верхней мантии. По мнению автора, срединно-океанические поднятия формируются в обстановке преобладающего сжатия литосферы. Для обоснования этого тезиса рассмотрим прежде всего сейсмические данные об анизотропии скорости распространения упругих волн в океанической литосфере.

Проблема упругой анизотропии литосферы океанов стала обсуждаться в литературе после выхода в 1964 г. статьи Х. Хесса, который проанализировал данные Д. Ж. Шора и Р. В. Рейта

о величинах скорости продольных сейсмических волн (V_p) на нескольких участках Тихого океана и показал зависимость скорости от направления. Позднее аналогичные данные были получены на крестообразных и дуговых сейсмических профилях в пределах более чем 25 участков Тихого и Атлантического океанов. Кроме специально выполненных профилей, сведения о существовании анизотропии скорости получены на рядовых профилях глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Генеральная картина распределения V_p в зависимости от азимута сейсмических профилей повсеместно одна и та же: величина скорости в субширотном направлении в среднем больше, чем в субмеридиональном. Согласно Е. М. Чеснокову [13], величина

эффективного коэффициента анизотропии $\bar{\kappa} = \frac{V_{p \max} - V_{p \min}}{V_{p \max}} \times 100\%$ в большинстве случаев равна 3—6%.

При стандартной длине годографа сейсмических волн 30—40 км, обычно используемой при ГСЗ в океане, анизотропные свойства литосферы исследуются на глубинах 5—8 км ниже кровли твердой коры, т. е. на уровне третьего (океанического) слоя и его подошвы, отождествляемой большинством специалистов с верхней мантией океанов. В соответствии с такой стратификацией анизотропия скорости V_p объясняется, еще начиная с работы Х. Хесса, существованием в породах верхней мантии упорядоченной ориентации кристаллов оливина. Последняя связывается с действием сдвиговых тектонических напряжений, ориентированных вкрест простирания структур океанического дна (линейных магнитных аномалий). Согласно новой сейсмической модели твердой коры океанов [4] полученные к настоящему времени сведения об анизотропии относятся не к верхней мантии, а лишь к гранитно-метаморфическому слою, поэтому

связь параметра $\bar{\kappa}$ с ориентацией кристаллов оливина или других ультраосновных пород представляется по меньшей мере спорной. Однако основная идея Х. Хесса о возможной зависимости анизотропии V_p от напряженного состояния литосферы бесспорно продуктивна. Эта идея реализована Л. В. Никитиным и Е. М. Чесноковым [9], которые при упрощающих допущениях (одноосное напряженное состояние, связь анизотропии V_p с ориентацией кристаллов оливина и др.) рассчитали, что экспериментально наблюдаемые в океанах величины коэффициентов анизотропии $\bar{\kappa} \leq 8\%$ могут быть объяснены начальными избыточными напряжениями сжатия порядка 600—800 бар.

Предположение о связи между анизотропией скорости и избыточными (негидростатическими) напряжениями подтверждено на многочисленных примерах, относящихся к континентальным районам. Так, согласно данным В. Е. Хукера и Л. Ф. Джонсона [17], основанными на совместных наблюдениях скорости V_p

и естественных напряжений в подземных выработках Аппалачей (США), наблюдается устойчивая корреляция между анизотропией V_p и напряжениями в массивах горных пород: направления наибольших и наименьших значений скорости совпадают соответственно с направлениями действия наибольших и наименьших горизонтальных напряжений. Аналогичная зависимость скоростной анизотропии от напряженного состояния массивов горных пород по многочисленным прецизионным исследованиям установлена на нескольких рудниках Кольского полуострова и в других районах СССР (И. А. Турчанинов, В. И. Панин, Г. А. Марков и др.). Эти материалы дают основание по распределению скорости сейсмических волн прогнозировать направление, а также величину избыточных тектонических напряжений. По очень грубым оценкам, произведенным Л. Р. М. Дорманом для условий штата Джорджия (США), превышение скорости V_p на 0,6 км/с относительно фонового значения на глубинах 5—10 км может быть связано с избыточными напряжениями сжатия до 5000 бар [14].

Совершенно очевидно, что определение точных количественных соотношений между коэффициентами анизотропии упругих свойств горных пород в глубинных зонах литосферы и величинами избыточных напряжений является делом будущего. Тем не менее даже на основании имеющихся данных ГСЗ, свидетельствующих о преобладающем направлении максимальной скорости сейсмических волн вкрест простирания срединно-океанических поднятий, можно утверждать, что литосфера внутренних областей океанов находится в настоящее время в обстановке достаточно сильного горизонтального сжатия. Этот вывод справедлив по крайней мере для Тихого океана, поскольку, как отмечают многие исследователи (Л. Д. Байби, Д. Ж. Шор, Е. М. Чесноков и др.), анизотропия упругих свойств литосферы на глубинах 12—15 км ниже уровня моря присуща всей его акватории.

Японские сейсмологи Х. Шимамура и Т. Асада в северо-западных районах Тихого океана выявили анизотропию скорости V_p в более глубоких частях литосферы (40—60 км) [19]. По наблюдениям волн P взрывов с донными сейсмоприемниками на удалениях до 1000 км они установили, что в районе Идзу-Бонинского желоба максимальные значения $V_p=8,7$ км/с отмечены на профиле, ориентированном перпендикулярно к желобу, а минимальные ($V_p=8,0$ км/с) — вдоль его простирания. Такое же соотношение V_p в зависимости от ориентации профилей отмечено ими на смежных участках Тихого океана по данным волн землетрясений с очагами в районе острова Хонсю и Курильских островов. Таким образом, сейсмический анализ свидетельствует в пользу представления о существовании как во внутренних, так и в окраинных участках океанов обстановки преобладающего сжатия литосферы.

Имеются некоторые дополнительные данные, которые могут быть использованы для обоснования этой концепции.

1. По данным горно-инженерных измерений, методом разгрузки в пяти подземных выработках Исландии, в том числе в непосредственной близости от оси Срединно-Атлантического хребта, в самой верхней части литофсеры, установлено существенное преобладание горизонтальных сжимающих напряжений над растягивающими [16]. Аналогичный характер напряженного состояния в вулканических породах Исландии фиксирован в двух скважинах методом гидроразрыва пласта на удалении 20—25 км от оси рифтовой зоны и активного вулканизма [16].

2. Согласно сейсморазведочным данным в акватории Оманского залива, которая, в соответствии с гипотезой тектоники плит, рассматривается в качестве структуры «разрастания» дна, самая верхняя толща осадочного чехла мощностью 2,5 км испытала первоначальную складчатость, а в нижней — мощностью 2—3 км — проявлена лишь слабая тенденция к изгибанию осадочного слоя. Таким образом, здесь установлены «бескорневые» складки, аналогичные таковым во многих регионах СССР (М. А. Камалетдинов, Ю. В. Казанцев, Т. Т. Казанцева). Такое сочетание двух различно устроенных комплексов пород могло возникнуть лишь при господстве сжимающих напряжений. К изложенному необходимо добавить, что представление о преобладании в срединно-океанических хребтах сжимающих напряжений над растягивающими подкрепляется анализом геологических данных [18].

Известно, что в пределах континентальных и океанических рифтовых систем, в отличие от большинства других сейсмоактивных зон Земли, по данным о механизмах очагов тектонических землетрясений установлено преобладание растягивающих напряжений, ориентированных вкрест простирания тектонических структур. Такой характер поля напряжений, казалось бы, противоречит геодинамическим данным, основанным на анализе анизотропии скорости сейсмических волн и измерений естественных напряжений. В работе В. С. Хаймсона и В. Войта [15] преимущественное сжатие по горно-инженерным данным и преимущественное растяжение по данным о механизмах очагов землетрясений объясняется зависимостью напряженного состояния коры Исландии от расстояния до оси рифтовой системы. По мнению автора, наличие растягивающих напряжений, ориентированных вкрест простирания рифтовых зон, нельзя рассматривать как показатель длительно существующей геодинамической обстановки преобладающего растяжения (последнее представляет собой одну из акцептуальных основ тектоники плит). Можно предполагать, что аномальный характер динамики сейсмических волн землетрясений во многом предопределен наличием рифтовых впадин, которые, будучи заполненными неконсолидированными и нелитифицированными осадками, представляют

собой своеобразные «ослабленные полости» в консолидированном основании, являющиеся естественными зонами разгрузки напряжений. В пользу этого предположения свидетельствуют данные о том, что аномальные механизмы очагов как на континентах, так и в океанах обнаружены не на всем протяжении сейсмоактивных рифтовых систем, а лишь в непосредственной близости от рифтовых впадин.

Изучение генезиса сейсмичности в континентальных блоках литосферы показывает, что максимальная сейсмическая активность повсеместно приурочена к участкам развития самых прочных, весьма компетентных пород с высокими показателями модуля упругости, скорости сейсмических волн и добротности. Во многих местах (Хибины, Горная Шория, Гиссарский хребет и др.) области сильной коровой сейсмичности непосредственно совпадают с участками аномально высокой тектонической напряженности, где горизонтальные напряжения сжатия в несколько раз превосходят нагрузку от веса вышележащих толщ (Н. К. Булин). Устойчивая корреляция самой высокой сейсмичности с прочностными характеристиками массивов горных пород, которые в сейсмоактивных объемах литосферы повсеместно находятся в обстановке интенсивного сжатия, по-видимому, носит глобальный характер, и вряд ли имеются серьезные основания предполагать нарушение этой зависимости в рифтовых зонах Земли. С этих позиций механизм появления растягивающих напряжений в очагах рифтовых землетрясений в самом схематическом виде можно уподобить действию сильно сжатой пружины, получившей степень свободы, поэтому мгновенные (в масштабе геологического времени) импульсы расширения в очагах рифтовых землетрясений — суть реакция предельно напряженного сейсмоактивного объема литосферы на существование в ее верхних частях пород малой прочности, локализованных в узких и глубоких грабенах.

Можно предполагать, что интенсивность геодинамических, в том числе сейсмических, проявлений, в большой степени зависит от вещественного состава литосферы. Так, В. И. Кнауф и его коллеги по материалам изучения сейсмогенных структур Киргизии установили следующие зависимости сейсмического режима от типа геологических структур: 1) сильные и очень сильные землетрясения возникают в породах гранитно-гнейсового основания; 2) для очагов землетрясений в меланократовом догеосинклинальном основании систематически отмечается снижение энергетического класса; 3) повышенную жесткость и сейсмическую активность обнаруживают районы интенсивного проявления гранитообразования в геосинклинальных толщах [6]. Если допустить, что описанные зависимости применимы и для океанических сегментов Земли, тогда пониженная сейсмоактивность срединно-океанических хребтов по сравнению с континентальными и периокеаническими сейсмогенными поясами

можно объяснить повышенным содержанием в литосфере рифтовых зон на глубинах 10—60 км различных мафитов. И наоборот, исключительно высокая сейсмоактивность на глубинах 20—40 км в пределах верхних участков зон Заварицкого — Беньофа может быть связана с широким развитием упрочненных, весьма жестких пород лейкократового (?) состава.

Описанная схема современной геодинамики литосферы весьма фрагментарна, поскольку касается лишь некоторых элементов геодинамического процесса преимущественно в срединных участках океана. Она основана в значительной мере на сравнительном анализе данных по континентам и океанам, что предопределяет ее гипотетический характер.

О сейсмической модели земной коры океанов. Значение данных глубинных сейсмических исследований о строении литосферы Земли разными исследователями оценивается по-разному. Большинство специалистов считает, что результаты сейсмических наблюдений указывают на коренные различия состава и строения литосферы океанов и континентов. Эта идея реализована в виде известного постулата о существовании в геологическом прошлом и в настоящее время двух основных принципиально различных типов земной коры — континентальной и океанической. Согласно второй точке зрения [1, 3, 10, 11 и др.], сейсмические данные не дают оснований для выделения коры «океанического типа», а лишь указывают на некоторую специфику сейсмической расслоенности литосферы океанов по сравнению с континентами.

По мнению автора статьи [3, 4, 5], классические сейсмические модели земной коры океанов (Р. В. Рейт, Д. Ж. Шор, Юинги и др.), состоящие из трех тонких слоев суммарной мощностью 5—6 км, должна быть коренным образом пересмотрены. Основанием для этого являются новые данные ГСЗ, свидетельствующие о существовании в океанах обширных участков утолщенной коры (35—55 км) и широком развитии мощных слоев (2—6 км) пониженной скорости сейсмических волн на глубинах 2—50 км ниже дна океана. Особенно показательны данные ГСЗ о наличии в третьем океаническом слое и ниже его подошвы (интервал глубин 5—15 км от кровли твердой коры) вещественных комплексов, в которых величина скорости продольных сейсмических волн $V_p \approx 6,5$ км/с, т. е. такая же, как в «гранитно-метаморфическом» и «базальтовом» слоях земной коры континентов. Наиболее полная информация о таких низкоскоростных слоях получена по данным 40 сейсмических профилей в районе Северной Кокосовой плиты и на участке между Восточно-Тихоокеанским поднятием и Центрально-Американским желобом (В. Е. Снайдсман, Б. Т. Льюис и др.). В свете упомянутых и других сейсмических данных по Тихому и Атлантическому океанам основные коррективы классических сейсмических моделей земной коры океанов сводятся к следующему [4, 5]:

1. Граница М располагается не в подошве 3-го (океанического) слоя, а в более глубоких горизонтах литосферы (35—60 км от уровня моря).

2. Подошва 3-го слоя, относимая в настоящее время к границе М, представляет собой тонкий (1—1,5 км) высокоскоростной слой, ниже которого находятся породы с $V_p = 6,5 — 7,8$ (?) км/с;

3. Среднее значение интервальной скорости V_p в консолидированной коре океанов (слой 3 модели Рейта) по крайней мере на 20—30% меньше, чем это принималось ранее.

Большие уточнения необходимы и для величины V_p в подошве 3-го слоя. По сообщению Г. И. Аносова (1977 г.), на профилях ГСЗ 7—0 и 34 в районе Курило-Камчатского желоба значения $V_p = 9,0—11,0$ км/с существенно завышены в связи с построением преломляющих границ по критическим и докритическим отраженным волнам. По грубым прикидкам автора статьи, оптимальные значения V_p в подошве 3-го слоя на упомянутых профилях и на других участках океана достаточно близки к 6,5—6,9 км/с и редко достигают 7,5—8,0 км/с. Как показано в работе [5], подошву 3-го слоя во многих районах Мирового океана с большой долей вероятности можно сопоставить с границей преломления, отражения и обмена сейсмических волн, выделенной по данным ГСЗ и обменных волн землетрясений в гранитно-метаморфическом слое земной коры Северной Евразии на глубинах от 7 до 23 км и поименованной горизонтом А, Г, или границей K_2 . Преобладающее значение скорости V_p на уровне этой границы в пределах территории СССР равно 6,3—6,7 км/с.

Необходимость корректировки скоростных моделей литосферы океанов вытекает также из анализа новейших сейсмологических данных. Так, согласно С. А. Болдыреву и А. И. Спирину [2], которые использовали массовые наблюдения волн Р и S близких землетрясений с помощью донных сейсмических станций в районе подводной возвышенности Витязя (северо-западная часть Тихого океана), величина скорости волн Р в литосфере на глубинах 25—40 км равна 6,0—7,0 км/с, что намного меньше значения $V_p = 7,8$ км/с, вычисленного в этом же районе по наблюдениям ГСЗ. Необходимо учитывать, что оценки V_p по сейсмологическим наблюдениям отражают интегральные свойства достаточно толстых слоев, т. е. близки к значениям пластовой (интервальной) скорости, тогда как при ГСЗ по первым сейсмическим волнам вычисляются значения V_p , характерные для тонких прослоев литосферы. Высокоскоростные слои ($V_p = 8,6—9,0$ км/с) малой мощности на глубинах 10—20 км от уровня моря надежно установлены по наблюдениям ГСЗ профиля № 24 в смежном районе Тихого океана (~43 с. ш., ~153° в. д.). Согласно интерпретации Е. А. Старшиновой (1976 г.), толщина этих прослоев не превышает 1—2 км. В эк-

ваториальной зоне Атлантики по данным наблюдений на длинном широтном профиле ГСЗ на глубинах 15—20 км фиксированы тонкие слои с $V_p \approx 9,0$ км/с, ниже которых значение скорости быстро уменьшается (устное сообщение Н. И. Павленковой). Аналогичные тонкие высокоскоростные слои ($V_p = 8,0—9,2$ км/с) в верхней литосфере обнаружены и на других участках Атлантического, Индийского и Тихого океанов (Ю. П. Непрочнов, И. К. Косминская и др.). В некоторых случаях оценки V_p , по-видимому, несколько завышенные, однако даже из имеющихся неполных материалов видно, что тонкие высокоскоростные слои на глубинах 10—20 км в океанической литосфере распространены шире, чем в пределах континентов, где такие слои также отмечены (например, в Курильской впадине, где начиная с глубин ~ 20 км около 50% разреза консолидированной земной коры сложено породами с мантийными значениями скорости $V_p = 7,5—8,0$ км/с).

Одной из возможных причин существования в консолидированной литосфере океанов (на глубинах 10—20 км ниже уровня моря) тонких высокоскоростных прослоев могло бы явиться наличие пластовых интрузий ультраосновных пород. Однако никаких конкретных указаний по поводу существования таких интрузий пока не получено. Более того, имеющиеся данные количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, а также характеристики гравимагнитных полей позволяют говорить о том, что вещественный состав консолидированной части литосферы (по крайней мере в верхних 10—20 км) в океанах и на континентах не имеет принципиальных различий (В. В. Орленок, И. А. Прохорова, Т. Н. Симоненко и др.). Связь высокоскоростных прослоев с пластовыми интрузиями основных и ультраосновных пород пока не может быть исключена из рассмотрения, однако более вероятной представляется иная природа — преобразование физического состояния вещества литосферы и приобретение им анизотропных и высоких прочностных и упругих свойств вследствие геодинамических процессов, сопутствовавших океанизации. Характер этих процессов пока совершенно неясен. Наибольшее значение может иметь прогрессирующее сжатие океанических сегментов Земли, которые, согласно гипотезе В. В. Орленка [10], в наибольшей степени подвержены этому процессу. Нетрудно видеть, что такая трактовка данных о высокоскоростных прослоях полностью согласуется с выводами первого раздела статьи. Таким образом, некоторые специфические особенности скоростного разреза консолидированной литосферы океанов могут быть лучше увязаны с представлением о влиянии напряженного состояния на упругие параметры тонких слоев, нежели с идеей о связи высокоскоростных прослоев с вещественными комплексами пород, причинно связанными, например, с базификацией океанической литосферы.

Следует подчеркнуть, что, за исключением узких участков, непосредственно прилегающих к гребневым зонам срединных хребтов, базификация консолидированной коры океанов пока не доказана. Автор в основном разделяет представления В. В. Жданова о том, что «базификация есть эволюционный процесс... в зоне, расположенной выше зоны гранитного слоя земной коры» [7, с. 30]. С этих позиций процессы базификации литосферы океанических и континентальных сегментов Земли принципиально не различались, однако степень сохранности трапповых покровов в океанах оказалась несравненно большей, чем на континентах, на что справедливо обратил внимание И. А. Резанов в недавно вышедшей статье [12]. Последнее обстоятельство обычно во внимание не принимается, что и приводит к переоценке роли базификации в формировании океанической литосферы. Между тем глубоководным бурением установлено, что, например, в Атлантике огромные участки океанического дна сложены преимущественно терригенно-карбонатными формациями. Одна из самых крупных областей такого строения (около 1000 км шириной и свыше 2000 км длиной) территориально совпадает с Северо-Американской котловиной (западнее Бермудских островов). По данным Г. Л. Кирилловой [8], развитые здесь терригенно-карбонатные формации кайнозоя и мезозоя не отличаются сколько-либо существенно от одновозрастного (юрско-неогенового ряда) формаций, хорошо изученных в пределах Скифской плиты, и, таким образом, имеются все основания рассматривать разрез дна Северо-Американской котловины в качестве чехла эпигерцинской платформы. Заметим, что на этом участке Атлантики на основе старых наблюдений ГСЗ 1949—1957 гг. до сих пор рисуется тонкая кора «океанического типа». Приведенный далеко не единичный пример показывает следующее: 1) возможность широкого проявления карбонатной седиментации в фанерозое в пределах областей, занятых ныне водами Мирового океана, в современных исследованиях явно недооценивается; 2) сейсмические данные о существовании коры «океанического типа» вступают в противоречие с геолого-геофизическими данными о строении верхней части литосферы, имеющей, несомненно, «континентальный» характер разреза.

Кроме различия сейсмических моделей литосферы океанов и континентов, при решении проблемы океанизации Земли некоторое значение могут иметь: а) специфика дренажной оболочки литосферы океанов, обусловленная сложным взаимодействием мощной внешней гидросферы с ювенильными водами; б) более интенсивное развитие в океанах процессов кайнозойского и современного вулканизма, что, возможно, в некоторой степени предопределено повышенной проницаемостью литосферы.

Совершенно очевидно, что дальнейший прогресс в решении проблемы океанизации Земли будет определяться главным образом получением новых высококачественных геолого-геофизических данных о строении океанического дна. В области глубоководного бурения одной из самых главных задач является скорейшая проходка скважин глубиной 1,0—1,5 км, прежде всего, в пределах океанических поднятий. Не менее важное значение имеют геодинамические исследования, включающие определение напряженного состояния литосферы по динамическим параметрам очагов тектонических землетрясений методом разгрузки естественных напряжений, а также путем изучения степени анизотропности среды в отношении ее упругих и прочностных свойств. По мнению автора, главный путь познания природы океанизации Земли — это изучение геодинамики и сравнительный анализ структурно-вещественных комплексов литосферы и более глубоких оболочек в пределах океанических и континентальных сегментов.

Выражаю признательность Б. А. Петрушевскому, чьи советы во многом определили направленность настоящей статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Г. Д. Строение и состав земной коры в связи с проблемами геологической петрологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11, с. 3—25.
2. Болдырев С. А., Спирин А. И. Изучение южнокурильских землетрясений с помощью автономных донных сейсмических станций. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 5, с. 48—60.
3. Булин Н. К. Глубинное строение дна океанов. — Сов. геология, 1979, № 11, с. 30—42.
4. Булин Н. К. К обоснованию новой сейсмической модели земной коры океанов. — В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, Издание ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 87—101.
5. Булин Н. К. Слои пониженной скорости сейсмических волн в литосфере океанов. — Обзор ВИЭМС, Сер. Морская геология и геофизика, 1982, 55 с.
6. Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии/В. И. Кнауф, М. П. Кузнецов, К. Нурманбетов и др. — Фрунзе: Илим, 1981. — 76 с.
7. Жданов В. В. Базификация и океанизация земной коры. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50(3), с. 28—35.
8. Кириллова Г. Л. Принципы сравнительного анализа формаций континентальных и океанических платформ. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазность. М., Изд-во МГУ, 1981, с. 105—106.
9. Никитин Л. В., Чесноков Е. М. Влияние напряженного состояния на анизотропию упругих свойств среды. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 3, с. 20—33.
10. Орленок В. В. Физические основы эволюции перисферы Земли. — Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1980. — 248 с.
11. Пронин А. А. Геологические проблемы современных и древних океанов. — Л.: Наука, 1977. — 215 с.
12. Резанов И. А. О сходстве континентальной и океанической тектоносферы. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1982, № 2, с. 18—26.

13. Чесноков Е. М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. — М.: Наука, 1977. — 144 с.
14. Dogman L. R. M. Seismic crustal anisotropy in Northern Georgia. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1972, vol. 62, N 1, p. 39—45.
15. Haimson B. C., Voight B. Crustal stress in Iceland. — Pure and Appl. Geophys., 1977, vol. 115, N 1—2, p. 153—190.
16. Hast N. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust. — Tectonophysics, 1969, vol. 8, N 3, p. 169—211.
17. Hooker V. E., Johnson L. F. Near-surface horizontal stresses including the effects of rock anisotropy. — U. S. Bureau Mines. Rep. Invest., 1969, N 7224, 29 p.
18. Meyerhoff H. A. Discussion on the paper A reappraisal of the structure of the Earth (with special reference to the African craton and its bordering orogens) by A. J. Vroman. — Isr. J. Earth Sci., 1977, vol. 26, N 1, p. 34—36.
19. Shimamura H., Asada T. Evidence for the probable existence of anisotropy extending over the entire depth of the oceanic lithosphere. — Trans. AGU, 1978, vol. 59, N 2, p. 1133.

УДК 551.1:530.834.32

Е. А. СТАРШИНОВА

О НАЛИЧИИ ВОЛНОВОДОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ РАЗНЫХ РАЙОНОВ ОКЕАНА

Для современного этапа сейсмических исследований характерным является переход от структурных задач к изучению детальных законов изменения скорости распространения сейсмических волн с глубиной. Сейсмические исследования из-за отсутствия глубоких скважин в земле под океанами до сих пор являются наиболее информативными для прогностических оценок о составе вещества внутри Земли. Внедрение ЭВМ и развитие вычислительных методов показали неоднозначность решения обратной задачи (определение глубинного строения по сейсмическим волнам, зарегистрированным на поверхности Земли) [1, 3]. В настоящее время сформировался вероятностно-статистический подход к оценке решения обратной задачи, в рамках которого осуществляется поиск разрезов, удовлетворяющих наблюдаемым данным, причем каждый разрез является вероятностным из множества других допустимых с определенной степенью вероятности и в определенном доверительном интервале.

Несмотря на то, что эти методы подхода к решению обратной задачи используются с 60-х годов, многие исследователи, занимающиеся разработкой геотектонических гипотез, не учитывают неоднозначность скоростных разрезов, полученных традиционными методами обработки, и до сих пор пользуются сейсмическими построениями, корректность которых критически рассмотрена в работах [5, 10].

Особенно остро в настоящее время обсуждается проблема о правомерности существования контрастных различий глубинного строения Земли под океанами и континентами, установленных еще в 1956 г. [17]. Основанием для столь фундаментального заключения послужили материалы морских точечных исследований ГСЗ, большинство из которых были выполнены на коротких базах (до 50—60 км) с большой дискретностью (3—5 км) и неполной системой наблюдений [10, 11, 13, 14, 19]. По сравнению с исследованиями ГСЗ на континентах — длинные профили (200—300 км), большая детальность наблюдений (100—200 м) и полная система встречных и нагоняющих годографов — точечные зондирования в океане носят рекогносцировочный характер. Из опыта сейсмических исследований известно, что глубина проникания в значительной мере связана с расстоянием взрыв — прибор. И действительно, уже первые исследования с большими взрывами на длинных профилях показали существование скоростных неоднородностей в Земле под океанами вплоть до глубин 150—200 км [15, 18], что свидетельствует о неправомочности распространения скоростей, полученных на коротких профилях на большие глубины. Хотя эти работы мало-детальны и пока не выходят за рамки рекогносцировочных, они более представительны по дальности регистрации, чем короткие профили, для сопоставления с результатами для континентов.

В настоящей статье вопросы сходства или различия скоростного строения Земли под океанами и континентами рассмотрены с позиции неоднозначности решения обратной задачи. С помощью τ -метода рассмотрена неоднозначность решения обратной задачи для материалов ГСЗ разной точности, полученных в северо-западной части Тихого океана для одиночных годографов [6, 15, 19] и для встречной системы годографов [8, 12]. Результаты были сопоставлены с оценками τ -области, рассчитанной для материалов высокого качества на континенте (на примере Туркмении [4] и Америки [3]). Автор выражает благодарность сотрудникам ИФЗ АН СССР Э. Н. Бессоновой, Г. А. Ситниковой, В. М. Фишману, с помощью которых были выполнены расчеты τ -методом для океана.

Так как основной объем морских сейсмических исследований прошлых лет составляют наблюдения с одиночными годографами, рассмотрим неоднозначность решения обратной задачи на примере трех выборочных годографов [6, 19]. Длина годографов 50—70 км. Расчеты на ЭВМ были выполнены с помощью τ -метода, разработанного в ИФЗ АН СССР, который позволяет достаточно объективно оценить границы области, содержащей все скоростные разрезы (τ -область), согласующиеся с экспериментальными точками годографа с заданной точностью [3, 4]. Следует подчеркнуть, что сами τ -границы не являются пре-

дельными скоростными разрезами, а лишь оконтуривают τ -область.

Результаты определения τ -области свидетельствуют о невысокой информативности одиночных годографов при точечном зондировании (рис. 1). Вариации скоростей на дискретных

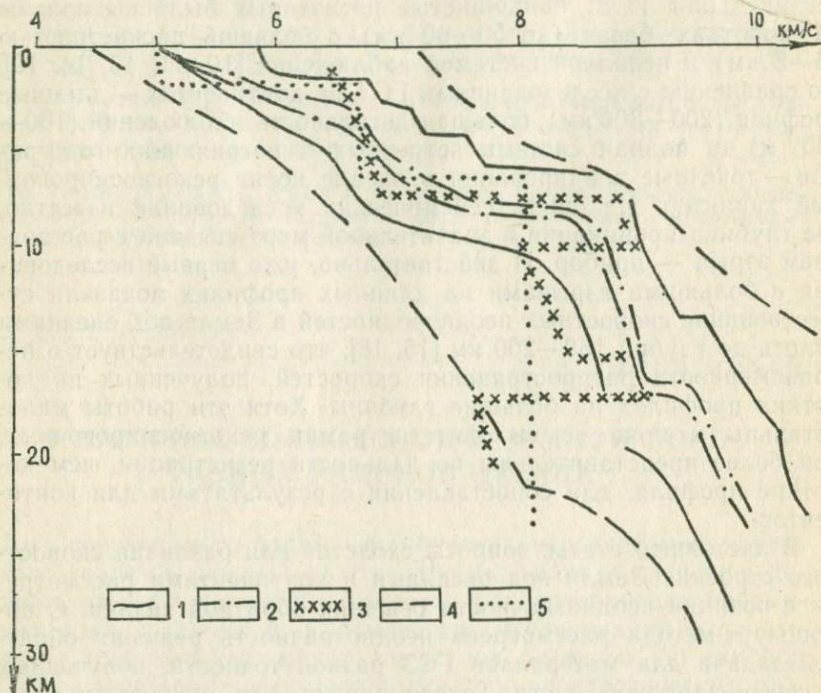


Рис. 1. Оценка неоднозначности решения обратной задачи данных ГСЗ в океане:

1 — τ -область для встречной системы годографов, пр. 24; 2 — разрезы, полученные τ -методом для пр. 24; 3 — разрез, полученный с учетом спектральных характеристик волн; 4 — τ -область для одиночных годографов в океане; 5 — разрез статистической модели Рейта

глубинах в среднем не менее 2—2,5 км/с. Перебор скоростных разрезов в пределах τ -области показал, что в случае использования только времен волн в первых вступлениях с экспериментальными данными (с заданной точностью $\pm 0,2$ с) согласуются разрезы как с положительными, так и с отрицательными градиентами, а также разрезы со скоростями на кровле коры — 5,0—7,0 км/с; у подошвы коры — 6,0—7,2 км/с; над традиционной границей М — 6,0—8,2 км/с; под границей М — 7,0—9,2 км/с. Вариации глубин и разброс скоростей на них показывают, что скоростные разрезы, полученные в разных тектонических зонах

(на одиночных коротких профилях) [9, 13], не выходя за рамки неоднозначности решения обратной задачи (в пределах точных данных) и использование их в гипотезах для обоснования различий в глубинном строении требует учета основных параметров коры. Традиционная трехслойная модель Р. Рейта [19] и статистические модели других исследователей, различающиеся фактически набором слоев различных мощностей и скоростей, также не выходя за рамки неоднозначности решения обратной задачи (см. рис. 1), что вполне естественно, так как при обобщении использованы в основном материалы точечных зондирований.

Неоднозначность определения скоростного разреза значительно уменьшается при использовании материалов более высокого качества. Рассмотрим результаты анализа τ -методом материалов, полученных в северо-западной части Тихого океана на профиле 24 [8, 12]. Вариации скоростей на дискретных глубинах не выше 0,5—1,2 км/с, т. е. в 2—3 раза меньше, чем при использовании одиночных коротких годографов (см. рис. 1). Границы τ -области имеют разный характер — верхняя характеризуется как бы набором дискретных слабоградиентных слоев небольшой мощности (1,0—1,5 км) с увеличивающимися скоростями: 5,9—6,7—7,2—7,6—8,6 км/с. Нижняя граница τ -области представлена в виде градиентнопеременной плавной кривой. На глубинах 6—9 км τ -область расширяется до 1,5—2,0 км/с, показывая увеличение неоднозначности решения обратной задачи в области традиционной границы М. Глубины варьируют от 6 до 9 км, скорость резко возрастает от 7,6 до 8,8 км/с по верхней границе τ -области и от 6,7 до 8,2 км/с по нижней. Разрез, построенный τ -методом, показывает наличие резкого градиента в верхах коры (0,5 с⁻¹), что превышает средние (на континенте) градиенты, полученные той же методикой, в 5—6 раз [4]. На больших глубинах градиент скорости резко уменьшается и составляет 0,2—0,3 с⁻¹. По перебору разрезов здесь могут существовать и отрицательные градиенты, а скорость может уменьшаться от 7,0 до 6,6 км/с.

Исследования с помощью τ -метода подтвердили возможность существования дискретных слоев с повышенной скоростью 8,8—9,0 и 9,0—9,2 км/с, разделенных слоем относительно пониженной (8,0—8,2 км/с) скорости, полученных в [12] при переборе разрезов с учетом спектрального анализа динамических характеристик (см. рис. 1). Слои с повышенными скоростями хотя и более плавно, но достаточно четко подчеркиваются и τ -областью. Разрывы τ -разреза и области на глубинах 10—14 и 18—20 км соответствуют интервалам, где по спектральным данным и кинематическим характеристикам были выделены волноводы. Следует заметить, что τ -метод имеет ограничения при наличии в разрезе зон инверсий, для доказательства существования которых приходится делать перебор альтернативных разрезов

с учетом динамических характеристик. Как видно из анализа, повышение дальности регистрации до 145 км позволило исследовать распределение скоростей до больших глубин (17—18 км) по сравнению с короткими профилями (6—10 км), а повышение детальности показало наличие скоростных неоднородностей ниже традиционной границы М (см. рис. 1). В целом можно отметить, что информативность τ -метода достаточно высока при наличии экспериментального материала хорошего качества. Особенно наглядно это видно при сопоставлении с данными по океану τ -области и разрезов, полученных при анализе экспериментального материала высокого качества работ ГСЗ на профиле Копет-Даг — Аральское море (длина годографов 615 км, сейсмоприемники через 100 м), где была получена плотная система встречных и нагоняющих годографов (рис. 2). Глубина исследований не менее 120—140 км. Ширина τ -области в верхах коры значительно уже, чем в океане и не превышает 0,4—0,2 км/с. Введение низкоскоростных слоев в низах коры расширяет область допустимых разрезов до 0,6—0,7 км/с. Границы τ -области показывают резкое возрастание скорости (5,5—6,3 км/с) в интервале глубин 2—10 км. Тем не менее градиенты скорости (0,08—0,1 с⁻¹) в 5—6 раз меньше, чем в верхах коры под океанами. Ниже, до глубин 16—18 км, наблюдается второй слой — практически однородный, вертикальный градиент уменьшается в 10 раз и не более 0,01 с⁻¹. На глубинах 25—28 км скорость увеличивается от 6,45 до 6,75 км/с и затем медленно возрастает до подошвы коры, где резко увеличивается до 8,1 км/с на глубине 36 км. Глубже границы М, в верхней мантии, наблюдается плавное возрастание скорости от 8,4 км/с на 40 км до 9 км/с на 120 км, градиент не превышает 0,01—0,008 с⁻¹ [4]. В верхней мантии волновод выделен на глубинах 55—70 км, с понижением скорости на 0,4 км/с по сравнению с разрезом τ -метода.

Сопоставление τ -областей в пределах изученных областей континента и океана показывает их сходство в верхних 5—6 км. Хотя τ -области рассмотренных параметров скорости перекрываются на нижней границе, τ -разрезы различаются на дискретных глубинах не более 0,5—0,6 км/с. Данные ГСЗ в других районах континента (например оз. Верхнее (Казахстан), Балтийский щит и др.) показывают наличие в верхних слоях коры пород с большими скоростями (6,0—6,5 км/с), чем в рассмотренном районе, и прослоек, имеющих скорости свыше 7 км/с. Среднестатистическая взвешенная скорость для верхних слоев коры под океанами составляет $6,2 \pm 0,2$ км/с. Все это позволяет заключить об отсутствии каких-либо принципиальных различий состава вещества верхней 5—6-километровой толщи коры разных районов океана и континента.

Наиболее резкие различия глубинного строения континента и океана наблюдаются в интервале глубин 6—7 до 16—18 км.

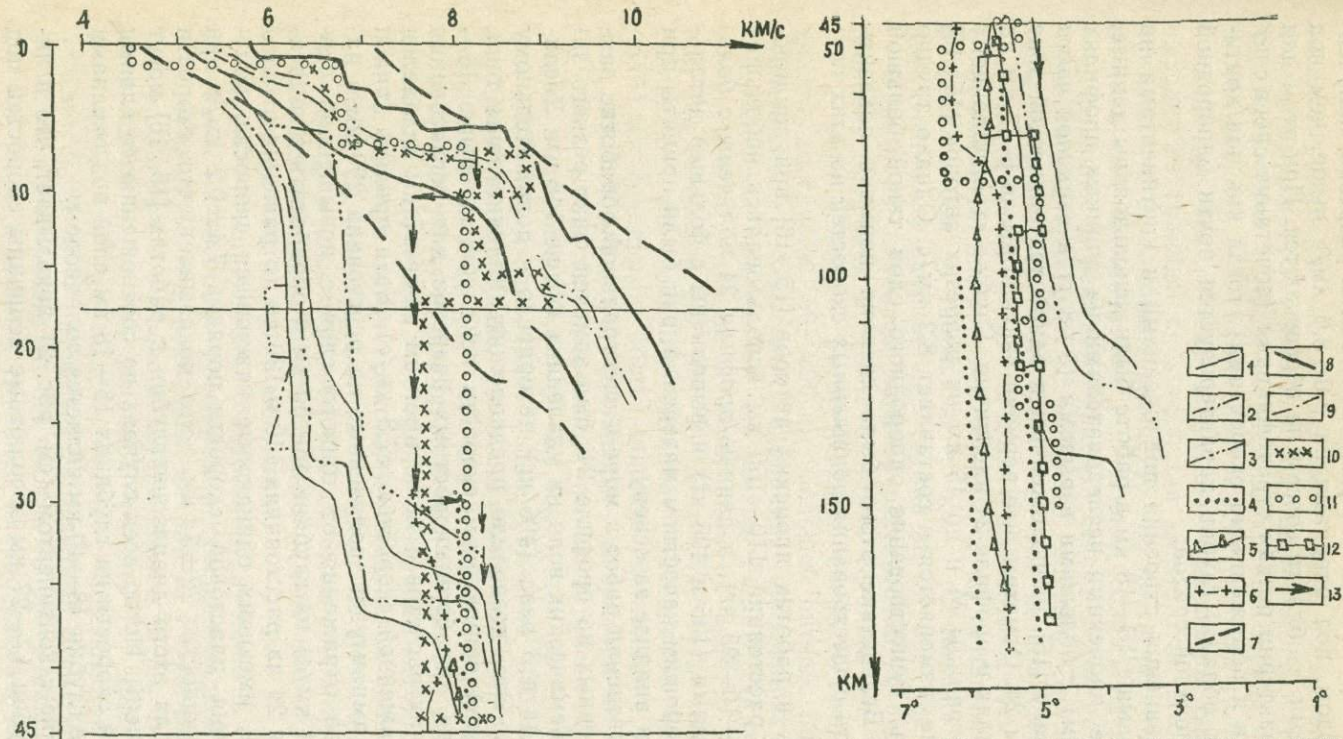


Рис. 2. Сопоставление неоднозначности решения обратной задачи (τ -области и разрезов) данных ГСЗ, полученных на континенте и в океане: 1 — τ -области для континента, профиль в Туркмении; 2 — разрезы, полученные τ -методом для континента; 3 — разрезы и τ -области при наличии в низах коры континента волноводов; 4 — τ -области для верхней мантии по данным землетрясений (с доверительным интервалом 0,98) для Америки; 5 — разрез по Гертглотцу — Вихерту по данным землетрясений для Америки; 6 — разрез по τ -методу для Америки; 7 — τ -область морских наблюдений при одиночных годографах; 8 — τ -область по встречной системе пр. 24; 9 — скоростные разрезы по τ -методу для океана пр. 24; 10 — разрез пр. 24 с учетом спектральных характеристик; 11 — скоростной разрез для Марианской котловины; 12 — скоростной разрез для западной части Тихого океана [16]; 13 — скоростной разрез для Атлантического океана вблизи Срединного хребта [18]

Величины скоростей на дискретных глубинах разрезов, полученных τ -методом, под океанами на 2,0—3,0 км/с выше, чем под континентами τ -области совсем не пересекаются. При этом для океана характерна резкая стратификация (сочетание слоев с повышенными и пониженными скоростями), тогда как под континентом эта область глубин характеризуется почти однородной слабоградиентной средой.

Для сравнения строения под океанами и континентами на глубинах свыше 16—18 км в работе были использованы данные, полученные японскими исследователями на длинных профилях (до 1300 км) с большими взрывами (3—8 т) в западной части Тихого океана [15], расположенных в одной тектонической зоне с профилем 24. Отметим, что верхняя часть коры до 6—7 км на этих профилях и профиле 24 идентична. Глубже «традиционной» в океанах границы М и до 45 км на разрезах авторов [15, 16] скорость не изменяется и составляет 8,2 км/с. Однако трудно представить существование однородного слоя такой большой мощности. Вследствие этого была сделана попытка показать возможность существования пониженных скоростей на этих глубинах.

Так как в работах японских авторов [15, 16] при зондировании до расстояний 110—150 км использовались небольшие заряды (2—10—25 кг), а данные профиля 24 получены с большими зарядами (135 и 405 кг) и выполнены с большей детальностью и хорошим качеством материала, они были приняты при дальнейшем анализе за основу.

При проведении работ в море и спектральной обработке данных, полученных на профиле 24, был замечен факт резкого затухания сейсмических волн на удалениях свыше 145 км. Увеличение заряда в 3 раза (405 кг) не привело к положительному результату. Это позволило предположить наличие зоны тени, обусловленной понижением скорости на глубинах свыше 16—18 км. При переборе скоростных разрезов для согласования теоретических расчетов с экспериментом ниже 17 км задавался слой с пониженной скоростью (7,8 км/с). Если принять записи с большой амплитудой, полученные на расстоянии 290 км в работе [16], за отражения от тонкого слоя с повышенной скоростью (8,4 км/с) на глубине 45—50 км и обработать с записями профиля 24 на расстояниях 110 и 130 км (отражения от слоя 16—18 км), имеющих одинаковые кажущиеся скорости, получим значения пластовой скорости порядка $7,4 \pm 0,2$ км/с при средней мощности 22 ± 3 км. Это показывает, что скорости 8,2 км/с для этого диапазона глубин в работах [15, 16] могут быть завышены. Но во всех случаях по соотношению со слоями повышенной скорости на глубинах 16—18 км слой под океанами в интервале глубин 18—40 км является волноводом.

Сравнение с континентом (см. рис. 2) показывает, что в интервале глубин 17—27 км абсолютные величины скоростей под

океанами примерно на 1,0—1,2 км/с выше, а сходство с континентом выражается в небольших градиентах нарастания с глубиной. Начиная с 28 км скоростные кривые океана и континента сближаются и с глубин 35—37 км (глубина границы М на континенте) практически совпадают — вариации скоростей не выходят за границы τ -области для континента. Это позволяет считать, что на глубинах свыше 35—38 км скоростные характеристики под континентами и океанами совпадают в пределах неоднозначности решения обратной сейсмической задачи, полученной по материалам ГСЗ высокого качества. Сходные результаты глубинного строения были получены на длинных профилях в Атлантическом океане вблизи рифтового хребта [17]. Слой с повышенными скоростями (8,3 км/с) на глубинах 9 и 30 км разделен слоем со скоростью 7,6 км/с, совпадение с данными для континента начинается с глубин 36 км (см. рис. 2).

Одним из наиболее важных результатов исследований на длинных профилях в океане является установление неоднородности вертикального распределения скорости под океанами вплоть до глубин 150—200 км. Большой интерес представляет сопоставление скоростных вариаций, полученных в океане, с τ -областью, полученной, по данным ГСЗ, в Туркмении [4], и τ -областью, полученной В. Фишманом по анализу землетрясений под Америкой (см. рис. 2). До глубин 40 км обе τ -области совпадают, на больших глубинах расходятся, соприкасаясь крайними границами; общая ширина составляет 1,0—1,2 км/с, для каждого района в отдельности — в среднем не более 0,5—0,7 км/с. Скорости, предельные по землетрясениям под Америкой, в среднем ниже (7,9—8,4 км/с), чем по большим взрывам (8,5—9,2 км/с). Наибольшие различия наблюдаются на глубинах свыше 120 км, где под Туркменией выделена высоко-скоростная граница (8,5—9,5 км/с), по землетрясениям такие скорости получены на глубинах более 400 км. По разрезам, полученным с помощью τ -метода, в интервале глубин в среднем 50—70 км под этими районами выделяется волновод (7,7—7,9 км/с). Землетрясения, обработанные по методике Гертглотца — Вихерта дают волновод (7,9 км/с) на глубинах 70—90 км, показывая неоднозначность решения задачи при анализе одних и тех же данных разными методами.

Данные распределения скорости с глубиной в мантии, полученные на длинных профилях в северо-западной части Тихого океана [15, 16], приведены на рис. 2. Результаты этих работ различаются в области глубин свыше 45 км. В работе [15] слой 8,2 км/с (от традиционной границы М) простирается до глубин 70 км, где выделен слой с повышенной скоростью (8,6 км/с) до 90 км. Мощный волноводный слой ($V=8,4$ км/с) от 90 км простирается до 120 км, где скорость вновь возрастает до 8,6 км/с и далее с глубиной плавно увеличивается. Более слоистое строение получено в Марианской котловине [16]. Слой

с повышенной скоростью (8,4 км/с), мощностью не более 5 км подстилается мощным волноводом (50—85 км), скорость которого понижается до 7,6 км/с. На глубинах 95—110 км скорость вновь повышается до 8,6 км/с. Глубже устанавливается другой волновод (110—125 км), скорость в слое понижается до 8,3 км/с. Повышение скорости до 8,7 км/с наблюдается с глубин от 125 до 140 км.

Такое различие в стратификации верхней мантии под океаном по наблюдениям в зонах, близких по тектонике, может быть следствием не только пространственных изменений, но и неоднозначности решения обратной задачи. Действительно, как показывает сопоставление с расчетами по континенту, выявленные под океанами вариации скорости с глубиной не выходят за пределы τ -области и занимают в целом промежуточное положение между разрезами, полученными τ -методом под Туркменией и под Америкой (см. рис. 2). Наиболее стабильно выделяется волновод на глубинах 50—70 км с понижением скорости на 0,5—0,7 км/с в среднем. Этот волновод получен по перебору разрезов с учетом амплитуд по Туркмении, по τ -разрезу под Америкой, под северо-западной частью Тихого океана, под Атлантическим океаном, Средиземным морем и в других районах. Флуктуации скоростей на больших глубинах в целом не выходят за пределы неоднозначности решения обратной задачи сейсмологии. Поэтому при геологическом истолковании этих результатов необходимо учитывать точность построений и рассматривать весь диапазон возможных решений.

Анализ и сопоставление сейсмических исследований в разных регионах показывает, что традиционная граница М, «устанавливаемая» в океанах, не является разделом кора — мантия как аналога этого понятия под континентами, а представляет собой набор ограниченных по мощности пропластков с повышенными скоростями, разделенных слоями пониженных скоростей. Вероятность существования такой структуры для северо-западной части Тихого океана не меньше 70%. Исследования на длинных профилях показали, что наличие пропластков с повышенными скоростями и в других районах океана явилось причиной заблуждений о небольшой глубине залегания раздела кора — мантия под океанами.

Слои с повышенными скоростями, разделяющие волноводы, наблюдаются и на более глубоких уровнях в земле. Именно с ними связано распространение сейсмических волн, регистрируемых от взрывов на поверхности, и в то же время они являются экранирующими для мощных толщ с относительно пониженными скоростями [7, 10, 12]. Вне зависимости от гипотез, объясняющих наличие слоев с повышенной скоростью [2, 5, 10] (серпентизации при процессах гидратации и разной степени, внедрения глубинного вещества более основного состава, многократный базальтовый вулканизм и т. д.), исследование их

структуры требует применения более точных методов (ОП, ГСП, ОГТ), чем ГСЗ, проводимые в океанах.

Несмотря на то, что наблюдения на длинных профилях в океане ввиду малой детальности пока не выходят за рамки рекогносцировочных, сопоставление их результатов с ГСЗ на континентах показывает, что на глубинах свыше 35—45 км различия скоростных характеристик не выходят за рамки неоднозначности решения обратной задачи сейсмологии. Это позволяет полагать, что скоростные неоднородности вышележащей толщи континентов и океанов в среднем скомпенсированы на глубинах 40—50 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азбель И. Я., Кейлис-Борок В. И. Яновская Т. Б. Методика совместной интерпретации годографов и амплитудных кривых при изучении верхней мантии.— В кн.: Вычислительная сейсмология. М., Наука, 1966, Вып. 2, с. 3—45.

2. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов.— М.: Наука, 1968.— 255 с.

3. Бессонова Э. Н., Фишман В. М. Решение обратной задачи в сейсмологии с помощью τ -метода.— ДАН СССР, 1973, 211, № 4, с. 836—839.

4. Фишман В. М., Бессонова Э. Н., Ситникова Г. А. τ -метод и его применение к обращению годографа ГСЗ.— В кн.: Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. М., Наука, 1979, с. 32—63.

5. Булин Н. К. К вопросу о границе Мохоровичича под океанами.— Геология и геофизика, 1979, № 2, с. 52—63.

6. Кучериненко В. А., Старшинова Е. А., Бессонова Э. Н. и др. Комплексные геофизические исследования плотностных неоднородностей верхней мантии Тихого океана: Тезисы докладов на XIV Тихоокеанском научном конгрессе (Хабаровск).— М., 1979, с. 14.

7. Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.— 502 с.

8. Зверев С. М., Капустян К. Н. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана.— М.: Наука, 1980.— 207 с.

9. Исследования литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ.— М.: Наука, 1980.— 250 с.

10. Орленок В. В. Физические основы эволюции перисферы Земли.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1980.— 248 с.

11. Резанов И. А. Происхождение океанов.— М.: Наука, 1979.— 200 с.

12. Старшинова Е. А. О возможности существования волновода в области перехода от коры к мантии в океане.— ДАН СССР, 1976, т. 228, № 4, с. 821—824.

13. Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов.— М.: Наука, 1973.— 111 с.

14. Юинг М., Пресс Ф. Геофизические различия между континентами и океаническими областями.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 13—18.

15. Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the Bottom of the Western Pacific Structure of oceanic Lithosphere revealed by Longshot experiment. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr., 1976, 19, p. 135—154.

16. Nagumo S., Ouchi T., Kasahare I. et al. Sub-Moho seismic profile in the Mariana basin by ocean bottom seismograph Long range explosion experiment, AGU Fall Meeting, 1978, p. 1—25.

17. Steinmetz L., Whitmarsh R. B., Moreira V. S. Upper mantle structure beneath the Mid-Atlantic Ridge north of the Azores based on observations of compressional waves, 1977, 50, p. 353—380.

18. Hirn A., Steinmetz L. and Sapin M. A long range seismic profile in the western Mediterranean Basin Annales de Geophysique, 1977, vol. 33, N 3, p. 373—384.

19. Raitt R. M. Crustal rocks. In. The Sea. 1963, v. 3, p. 48—54.

УДК 550.83

*В. В. ОРЛЕНОК, М. И. ЛИНДИН, Е. Е. ЛОПУХОВА,
В. В. ПОЛЕЖАЕВ*

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РЕЛЬЕФЕ И МАГНИТНОМ ПОЛЕ ГРЕНЛАНДСКОЙ КОТЛОВИНЫ И ЗЮЙДКАПСКОГО ЖЕЛОБА

В августе — октябре 1980 г. Полярной геолого-геофизической экспедицией Калининградского университета * были выполнены детальные геологические и гидромагнитные исследования в Гренландском и Баренцевом морях (рис. 1). Эхолотный промер проведен на профилях общей протяженностью 20 тыс. км, магнитная съемка — 16 тыс. км. Межгалсовое расстояние составляло 5 км, координация осуществлялась с помощью спутниковой навигационной системы. Зюйдкапский желоб был пересечен четырьмя галсами общей протяженностью 540 км (рис. 2). Одной из целей выполненных работ являлось сравнительное изучение магнитоактивной структуры коры различных геологических форм в океанических и заведомо континентальных областях. Полученные результаты сравнивались с данными аналогичных исследований в других районах.

Большой вклад в изучение рельефа дна Норвежско-Гренландского бассейна сделан сотрудниками НИИГА, ПИНРО, Институтом океанологии АН СССР, а также зарубежными исследователями (Юингом, Джонсоном, Хизеном, Остенсо, Экхоффом и др.). Рельеф Зюйдкапского желоба был изучен еще М. В. Кленовой [3], позднее исследовался В. Д. Дибнером [2], Сандвором и Эльдхольмом [9] и др. Геофизические данные по Гренландскому морю и Зюйдкапскому желобу более скудные. В частности, магнитометрические исследования, выполненные на «Виме» в 23, 27 и 28-м рейсах [7], проводились южнее и не охватывали районов наших работ. Сейсмические работы в юго — юго-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна и западной

* Начальник экспедиции — В. В. Орленок.

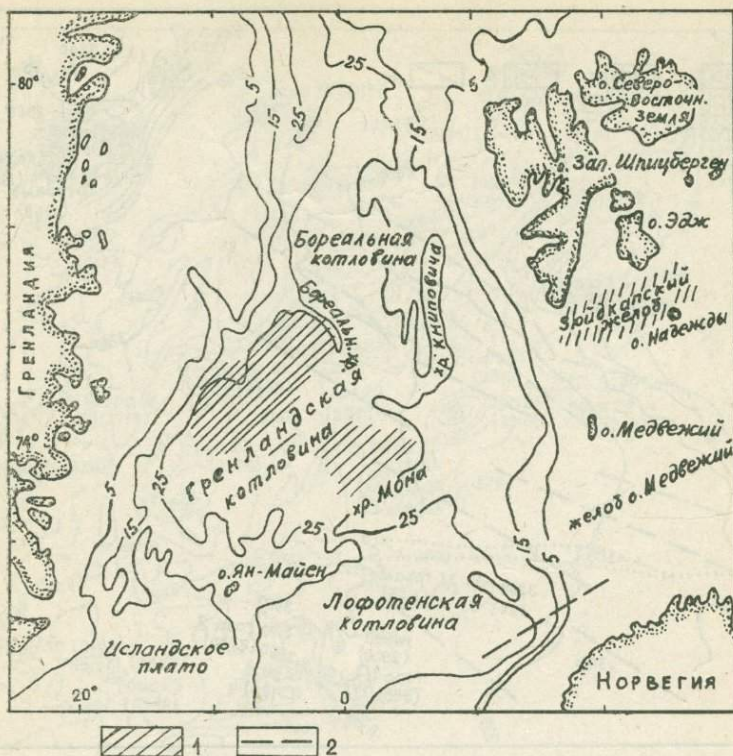


Рис. 1. Обзорная карта района исследований:
1 — магнитная съемка; 2 — магнитный профиль

части Зюйдкапского желоба [7, 9] показали, что осадочный чехол мощностью 1—2 км покрывает большую часть дна глубоководных котловин, увеличиваясь до 3—4 км в основании склонов Гренландии и Баренцева моря. На срединном хребте Книповича и Мона он сокращается до 200—300 м и менее [7]. Осадки подстилаются базальтовым акустическим фундаментом, характеризующимся сейсмической скоростью порядка 5,0 км/с. В районе Зюйдкапского желоба акустический фундамент (5,7—6,4 км/с), отождествляемый с додевонской осадочно-метаморфической формацией Хекла-Хук, лежит на глубине 1,5—2,0 км от уровня дна [8] и перекрыт третичными осадками (1,7—2,8 км). Важно отметить, что мощность формации здесь достигает 8—12 км. Скважина 344 «Гломар Челленджера» на хребте Книповича под толщей современных позднемиоценовых турбидитных осадков мощностью 377,5 м вскрыла базальтовый силл возраста 3 млн. лет [10]. Сейсмическая скорость в нем не превысила 5,0 км/с.

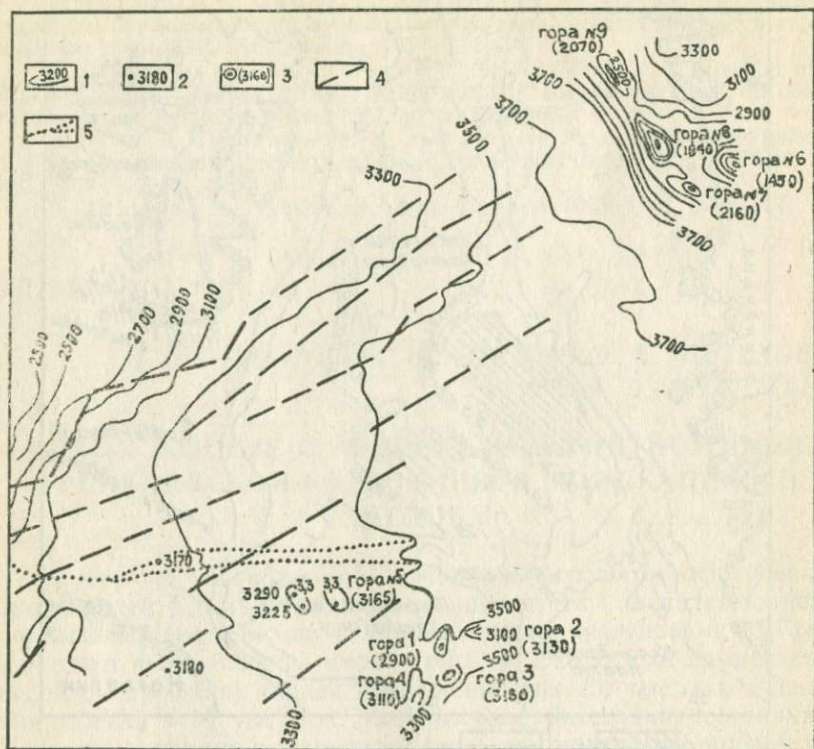


Рис. 2. Батиметрическая карта западной части Гренландской котловины: 1 — изобаты; 2 — отметки глубин, м; 3 — глубина над подводными горами, м; 4 — оси погребенных хребтов по магнитным данным; 5 — каньон

Анализ результатов наших исследований начнем с Гренландской котловины. Съёмка здесь была проведена в двух районах: первый охватывал центральную и западную часть котловины, прилегающей к Гренландскому подводному склону, второй — к флангу хребтов Мона и Книповича (см. рис. 1). Ближе к Гренландии и севернее параллели $76^{\circ}40'$ пройти не удалось из-за сплошных ледяных полей.

До наших работ рельеф дна здесь был изучен на очень редких галсах, дающих лишь самое общее представление о морфологии Гренландской котловины. Согласно полученным нами данным (рис. 2, 3), дно западной части котловины представляет собой плоскую равнину с глубинами 3000—3500 м, погружающуюся в сторону флангов рифтовых хребтов Мона и Книповича до 3600—3700 м. Материковый склон Гренландии удалось исследовать лишь до глубины 2700 м (на одном галсе до изобаты 1400 м). В районе $74^{\circ}30'$ обнаружен подводный каньон, начи-

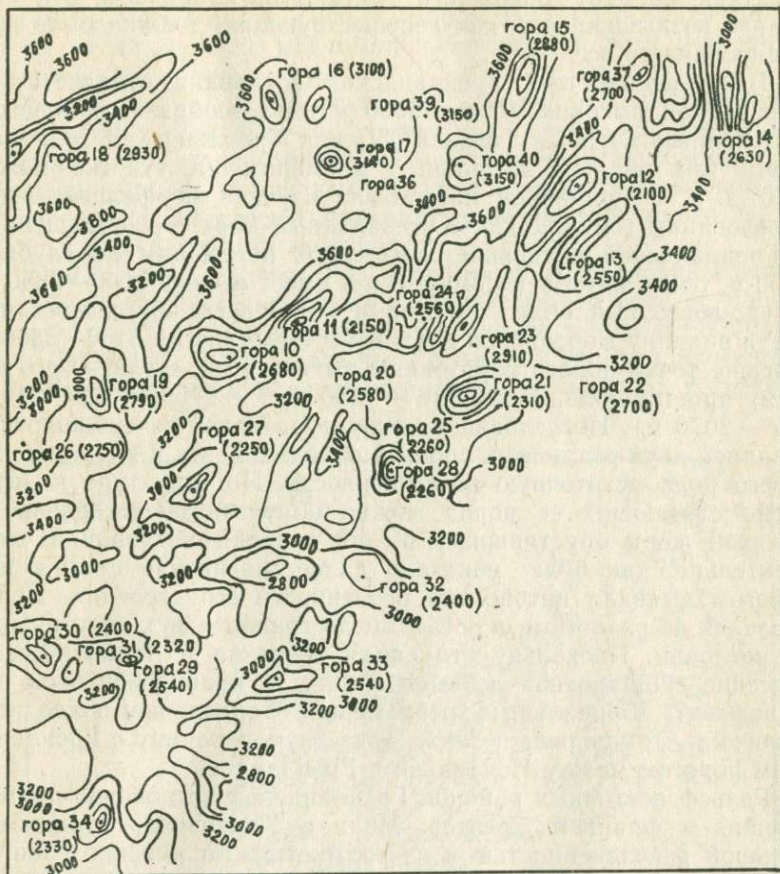


Рис. 3. Батиметрическая карта восточной части Гренландской котловины (обозначения те же, что и на рис. 2)

нающийся в основании материкового склона с глубины 2680 м. Глубина вреза У-образной долины — 30—50 м и прослеживается на расстоянии 120 миль. В юго-восточной части района исследований над плоской равниной дна поднимаются несколько крупных сложной конфигурации холмов высотой 400—500 м, являющихся дальними отрогами хребта Мона. Показанная на всех батиметрических картах Атлантического океана в районе с координатами $74^{\circ}30'$ с. ш. и 10° з. д. крупная подводная гора высотой около 1000 м нами здесь не была обнаружена. Гора была нанесена по единичному галсу, вероятно, ошибочно, из-за невязок в числении места судна. Возможно, за нее был принят выступ материкового склона Гренландии, начинающийся в двух

десятках миль от указанного места. Таким образом, эта подводная возвышенность, как несуществующая, должна быть ликвидирована со всех карт.

На северо-востоке Гренландская котловина отделяется от Бореальной высоким (более 2000 м) куэстообразным порогом, выделенным впервые Тальван [11] как Гренландская зона разломов (см. рис. 2). Детальным промером на участке между $4^{\circ}30'$ з. д. и Гринвичем нами была изучена морфология этого образования (см. рис. 2). Юго-западный борт его, обращенный к Гренландской котловине, опущенной перед ним до глубины 3700 м, очень крутой (до $30-40^{\circ}$) и имеет высоту 2000—2350 м, северо-восточный более пологий и постепенно понижается, образуя впадину Бореальной котловины с глубинами 3100—3300 м. Высшие точки порога образованы вытянутыми, согласно его общему простиранию, горами (6—1450 м, 7—2160 м, 8—1840 м и 9—2070 м). Исследованная структура является субширотной границей двух различных уровней опускания дна и представляет своего рода остаточную возвышенность. По структуре и литологии слагающих ее пород можно получить представление о строении коры опустившихся по обе стороны котловин. И действительно, как будет показано далее, магнитная съемка над порогом выявила интересные особенности его строения. Порог оказался не разломом, а останцом по границе двух опустившихся котловин. Поскольку это самая северная в Атлантическом бассейне субширотная возвышенность, то правильнее было бы ее называть «Бореальным хребтом» или «Бореальным подводным порогом», что исключает также известную путаницу с Гренландским порогом между Исландией и Гренландией.

Рельеф восточных районов Гренландской котловины, примыкающих к флангам хребтов Мона и Книповича, отличается большой расчлененностью и из холмистого на нижних флангах переходит в высокогорный — близ гребневой зоны (см. рис. 3). Котловина испытывает наибольшее погружение близ основания хребтов (до 3600—3700 м и более). Высота холмов 300—500 м. Они чаще всего имеют неправильную форму и преобладающее субмеридиональное простирание, согласное с простиранием рифтовых хребтов.

Прежде всего следует отметить нерегулярность рельефа хребтов. Массивы вытянутых на 25—30 км хребтов шириной 6—8 км, возвышающиеся на 1000 м и более над дном котловин, по простиранию прерываются широкими выровненными осадками — депрессиями. Непрерывной системы хребтов не прослеживается. Много изометрических вулканического облика гор высотой 1000—1200 м, площадью 40—50 км². Южнее 74 параллели хребет представляет собой приподнятое на 3000 м, сильно расчлененное горное плато. Среди 32 обнаруженных и обследованных крупных гор выделяется массив из двух вытянутых хребтов на северо-востоке (12 и 13) с отметками 2100 и 2550

соответственно и горы 15 и 14 (2880 и 2630 м). Последняя интересна тем, что представляет узкий гребень с почти отвесными бортами высотой около 1000 м. Вдоль западного борта фиксируется узкий желоб с максимальной глубиной 3520 м и шириной дна не более 2 миль.

Исследованные на 16 станциях донные осадки котловины представляют алеврито-пелитовые илы светло-коричневого и палевого цвета с включением большого количества современных фораминифер. На подводных горах и холмах содержание песчаной и грубообломочной фракций увеличивается, много гальки базальтовых и гранитных пород.

Аномальное магнитное поле Гренландской котловины характеризуется сильной дифференцированностью по всей ее площади (рис. 4—7). Интенсивность поля меняется от $- (150-300)$ НТл до $+ (300-450)$ НТл. Изодинамы аномалий имеют преимущественное субмеридиональное простирание с юго-запада на северо-

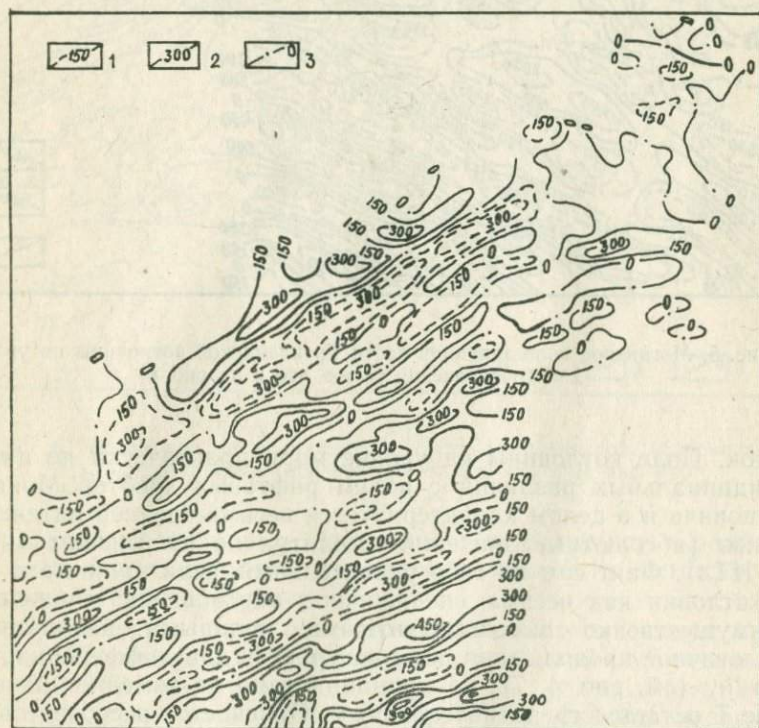


Рис. 4. Магнитное поле западной части Гренландской котловины на уровне моря:

1 — отрицательные значения магнитного поля в нТл; 2 — положительные значения; 3 — нулевые значения

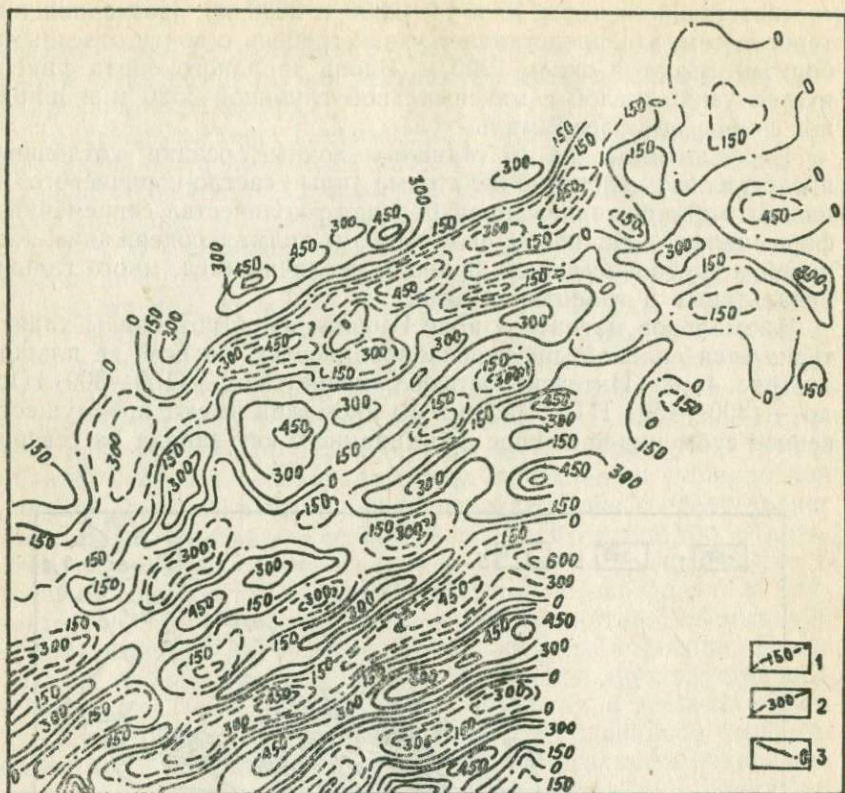


Рис. 5. Магнитное поле западной части Гренландской котловины на уровне дна (обозначения те же, что и на рис. 4)

восток. Поле котловины на уровне моря практически не имеет принципиальных различий с полем рифтовых хребтов Мона и Книповича и в целом характеризуется весьма средней интенсивностью (абсолютные значения амплитуд не превышают 400—600 НТл). Факт сам по себе удивительный, если принимать кору котловин как весьма специфичное образование, сложенное преимущественно высокомагнитными молодыми базальтами. Аналогичное продолжение поля на уровень дна дифференцирует картину (см. рис. 4, 7), но принципиально не изменяет ничего. Поле T остается среднеинтенсивным. Отмечается несоответствие в простирации аномалий восточной части Гренландской котловины с аномалиями рифтовых хребтов (см. рис. 6). Первые имеют широтное простираение, вторые субмеридиональное, т. е. как бы наложены на поле котловин. Глубина залегания верхних кромок меняется от 0—0,5 км на хребтах до 3—4 км в районе

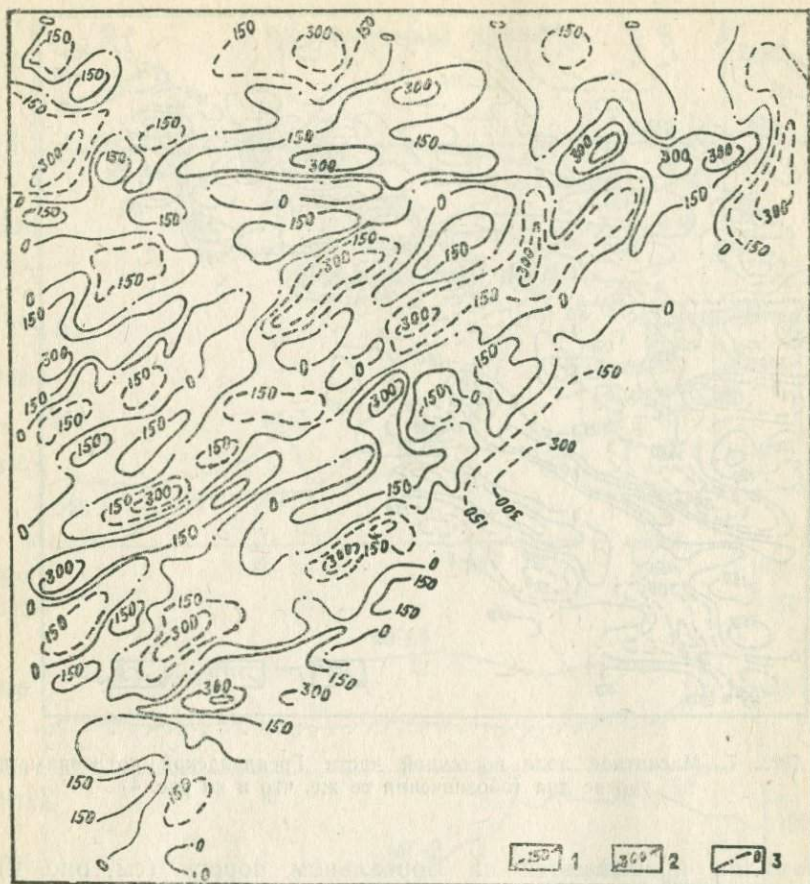


Рис. 6. Магнитное поле восточной части Гренландской котловины на уровне моря (обозначения те же, что и на рис. 4)

Гренландского подножия. Это полностью совпадает с рассмотренными выше данными сейсмоки о мощности немагнитной осадочной толщи в регионе.

Обнаруженная близ основания материкового склона Гренландии система узких положительных аномалий со значениями 300—450 НТл на уровне дна позволяет предположить здесь либо конформную аномалиям систему глубинных разломов, либо, что более вероятно, учитывая данные сейсμοпрофилеирования южнее [7], систему прогребенных под осадками хребтов. На уровне их верхних кромок аномалии возрастают до 600 НТл. В рельефе дна по простираанию некоторых аномалий фиксируются отдельные невысокие холмы (200—300 м). Отмеченные

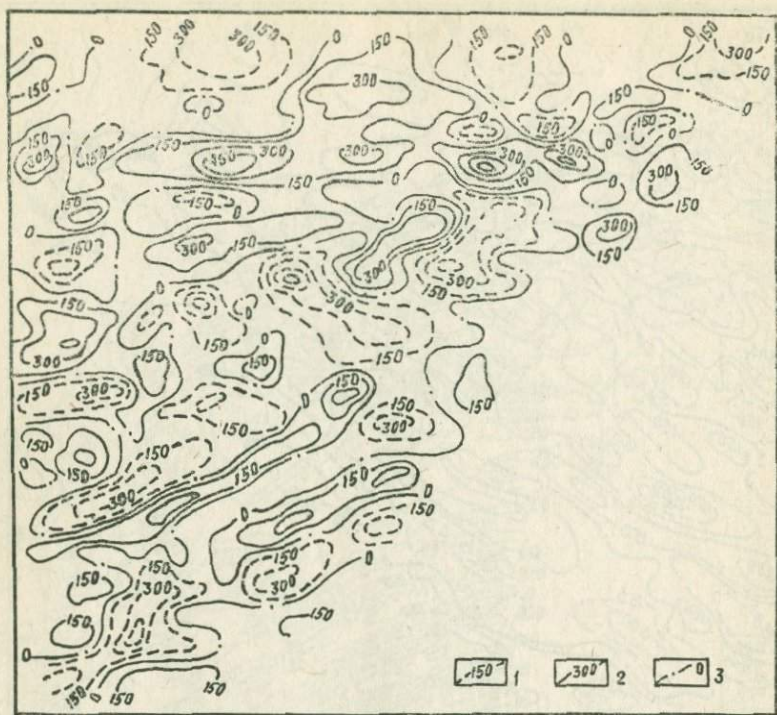


Рис. 7. Магнитное поле восточной части Гренландской котловины на уровне дна (обозначения те же, что и на рис. 4)

аномалии прерываются на Бореальном пороге (см. рис. 4). Поле T над порогом распадается на слабые положительные и отрицательные аномалии и остается таковым в поле трансформаций (см. рис. 5). Этот неожиданный резкий контраст строения дна и аномального магнитного поля (рис. 8), несмотря на значительный подъем дна, ясно свидетельствует о немагнитности пород, слагающих массив Бореального хребта. Сравнительно невысокая аномальность поля Гренландской котловины и срединных хребтов должна быть объяснена аналогичным строением опустившегося фундамента, инъецированного при этом по зонам разломов базальтовыми телами, обладающими более высокой намагниченностью. Рассчитанная по линейным аномалиям и по подводным горам намагниченность пород составляет $300-1500 \cdot 10^{-3}$ А/м (см. таблицу).

Региональный профиль, обработанный нами в Лофотенской котловине, по другую сторону хребта Мона (рис. 9), обнаруживает ту же структуру поля ΔT , что и в Гренландской котловине. Правда, в основании материкового склона Норвегии вслед-

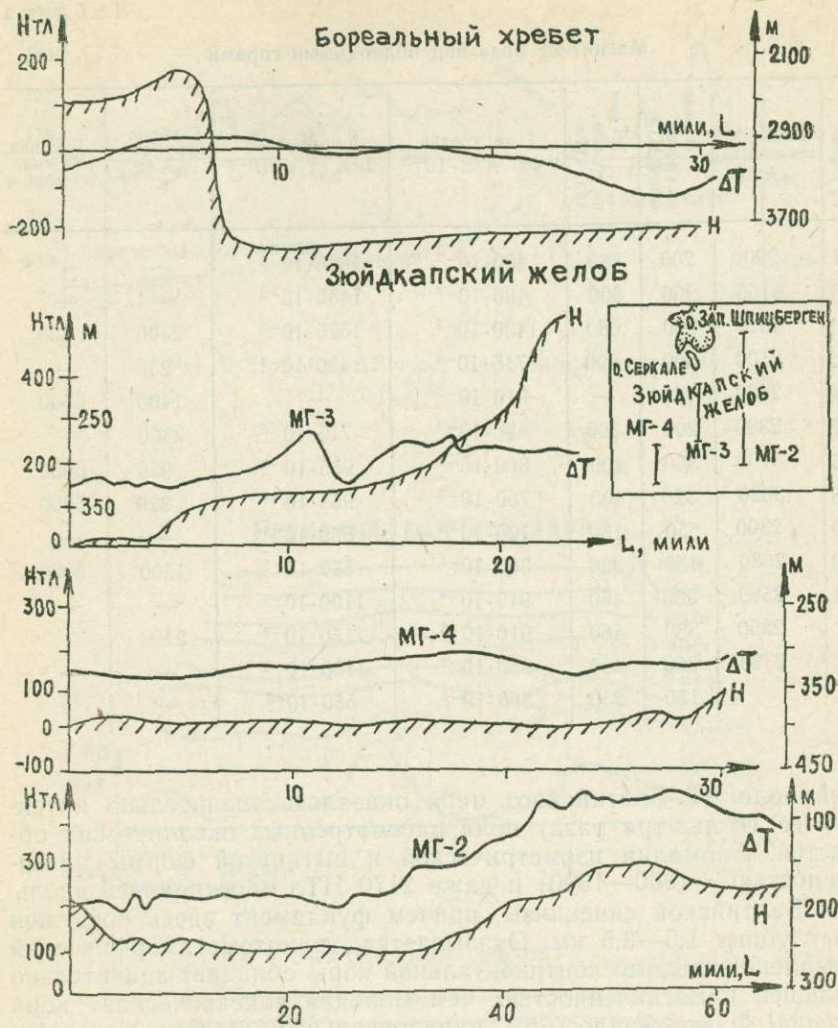


Рис. 8. Профили магнитных аномалий ΔT над Бореальным хребтом и Зюйдкапским желобом

ствие глубокого погружения фундамента и большой мощности осадков формируется слабоаномальная зона.

В 1982 г. мы провели детальную гидромагнитную съемку в Балтийском море, явившуюся продолжением работ, начатых в 1973—1975 гг. на локальных структурах фундамента Балтийской синеклизы [1—6]. При общем линейном характере анома-

Магнитное поле над подводными горами

№ горы	Глубина вершины, м	ΔT_{\max} на уровне моря, НТл	ΔT_{\max} на уровне дна, НТл	J на уровне моря, А/м·10 ⁻³	J на уровне дна, А/м·10 ⁻³	Глубина верхних кромок, м	Глубина нижних кромок, м
1	2900	200	780	480·10 ⁻³	1860·10 ⁻³	—	—
5	3165	200	600	480·10 ⁻³	1430·10 ⁻³	—	—
11	2150	600	680	1430·10 ⁻³	1625·10 ⁻³	2400	11 650
12	2100	300	600	716·10 ⁻³	1430·10 ⁻³	230	—
14	2630	480	—	910·10 ⁻³	—	1400	6500
15	2880	200	300	480·10 ⁻³	716·10 ⁻³	3300	—
16	3100	360	400	860·10 ⁻³	955·10 ⁻³	920	6000
18	3020	320	400	760·10 ⁻³	955·10 ⁻³	820	5000
19	2300	50	150	120·10 ⁻³	360·10 ⁻³	—	—
20	2580	150	220	360·10 ⁻³	530·10 ⁻³	1500	5000
24	2560	380	460	910·10 ⁻³	1100·10 ⁻³	—	—
27	2250	380	480	910·10 ⁻³	1150·10 ⁻³	2100	—
31	2320	360	460	860·10 ⁻³	1100·10 ⁻³	—	—
35		150	230	360·10 ⁻³	550·10 ⁻³	—	—

лий поле ΔT Балтийского моря оказалось значительно интенсивнее (в два-три раза) поля рассмотренных океанических областей. Аномалии изометрической и вытянутой формы интенсивностью + (800—1300) и даже 2170 НТл простирались вдоль оси Балтийской синеклизы, причем фундамент здесь погружен на глубину 1,5—3,5 км. Оказывается, гранитометаморфический комплекс заведомо континентальной коры обладает значительно большей намагниченностью, чем молодая «океаническая» кора океана! Факт, казалось бы, парадоксальный. Однако, это лишь на первый взгляд. Дело в том, что океанологи практически не сравнивали морские наблюдения с сухопутными и строили свои выводы лишь на основании собственных материалов. Расчеты верхних и нижних кромок для Балтийской синеклизы показали, что мощность магнитоактивного слоя здесь почти такая же, как и в Гренландской котловине (5—7 км), но выше намагниченность пород — 2000—2700·10⁻³ А/м. При трансформации вверх поле выполаживается на тех же уровнях (рис. 10).

Таким образом, приведенные данные о структуре магнитного поля различных регионов не обнаруживают принципиального различия в строении и мощности магнитоактивного слоя, а сле-

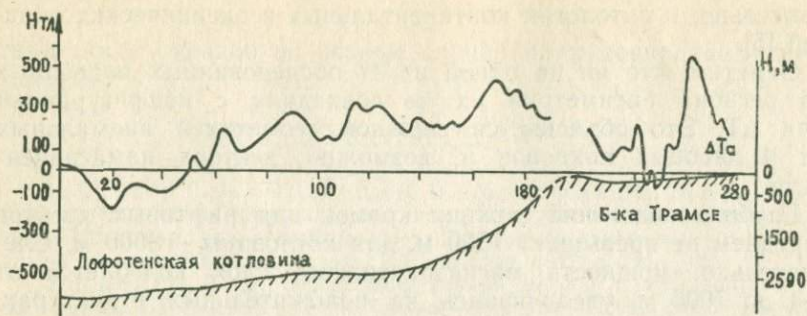


Рис. 9. Профили ΔT через Лофотенскую котловину



Рис. 10. Поле ΔT , трансформированное вверх для Гренландской котловины и Балтийского моря

довательно, и литологии континентальных и океанических областей [5].

Отметим, что ни на одной из 37 обследованных подводных гор региона батиметрия их не совпадала с конфигурацией поля ΔT . Это объясняется сложной геометрией аномальных тел и лавовых покровов и, возможно, вектора намагниченности.

Глубина залегания нижних кромок для рифтовых хребтов в среднем не превышает 7500 м, для котловины — 8000 м. Следовательно, мощность магнитоактивного слоя колеблется от 3—4 до 7000 м, увеличиваясь на положительных структурах. Анализ данных расчета намагниченности показал, что породы хребта Мона в основном слабомагнитные, а на хребте Книповича, наоборот, сильномагнитные.

Магнитная съемка над Зюйдкапским желобом, образование которого ряд исследователей связывает с разломной тектоникой [2], показала, что поле ΔT над ним практически безаномально (см. рис. 8). Оно во многом сходно с полем Бореального порога. Но ранее мы сообщали, что фундамент желоба сложен мощной толщей метаморфических и осадочных пород формации Хекла-Хук, достигающей здесь 10—12 км и практически немагнитной. Отсюда можно заключить, что Бореальный порог сложен аналогичными породами близкой мощности. Интересно, что трансформация поля ΔT Гренландской котловины в верхнее полупространство дает структуру поля, аналогичную полю над Зюйдкапским желобом и над Бореальным хребтом на высотах порядка 10—12 км (6—8 миль). Иными словами, штоки и сравнительно маломощные покровы базальтов при трансформации поля вверх не маскируют интегральную структуру материнского фундамента, который обнаруживает в магнитометрии сходный состав с фундаментом заведомо континентальных платформ. Безаномальный характер поля Зюйдкапского желоба свидетельствует о его не тектонической, а эрозионной природе. Он был выпахан деградировавшими с Баренцевоморского шельфа ледниками четырех последовательно сменявших друг друга оледенений Северного полушария. К аналогичному выводу на основании геоморфологических материалов пришел и Г. Г. Матишов [4].

Постулируемые в литературе различия лишь кажущиеся и обусловлены методическим подходом. Сравниваются материалы наблюдений, полученные на существенно разных уровнях съемки от верхней кромки магнитоактивного фундамента. Устранение этого недостатка путем приведения всех наблюдений к уровню фундамента унифицирует разновысотные наблюдения. Выявляемые же при этом изменения в структуре полей будут отражать вариации состава фундамента. Последние же, как мы видели на конкретных примерах, не столь уж велики, чтобы делать вывод о принципиальном различии в составе коры кон-

тинентов и океанов во всяком случае на материалах магнитометрии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альтер С. М., Орленок В. В., Макарова Л. А. и др. Результаты интерпретации гравимагнитных полей под локальными нижнепалеозойскими поднятиями юго-восточного борта Балтийской синеклизы.— В кн.: Проблемы освоения Мирового океана. Калининград, 1977, с. 121—132.
2. Дибнер В. Д. Эпиконтинентальные желоба и зоны континентального склона Баренцевой континентальной окраины.— В кн.: Проблемы освоения Мирового океана. Калининград, 1977, с. 87—107.
3. Кленова М. В. Геология Баренцева моря.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 368 с.
4. Матишов Г. Г. Гляциальный и перигляциальный рельеф дна океана. Автореф. на соиск. учен. степени д-ра геогр. наук. М., 1980.— 22 с.
5. Орленок В. В. Физические основы эволюции периферы Земли.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1980.— 248 с.
6. Орленок В. В., Феськов В. В. Сравнительная интерпретация потенциальных полей с целью поиска новых и детализации разведанных локальных структур Балтийской синеклизы.— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Калининград, 1978, с. 96—107.
7. Eldholm O., Windich S. Sediment distribution in the Norwegian-Greenland Sea, Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, p. 1661—1676.
8. Schluter H. U., Hinz K. The Continental Margin of West Spitsbergen. Polarforschung, 1978, vol. 48, p. 151—169.
9. Sundvor E., Eldholm O. Marine Geophysical Survey on the Continental Margin from Bear Island to Hornsund, Spitsbergen. Scientific Report of University of Bergen Seismological Observatory, 1976, vol. 3, p. 17.
10. Talwani M. Survey at site 344, rift mountains east of Knipovich Rift. Initial Reports of the DSDP. Washington, 1978, vol. 38—41, p. 461—464.
11. Talwani M., Eldholm O. Continental Margin of Norway: A Geophysical Study. Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 82, p. 3575—3606.

УДК 551.24.266

О. И. СУПРУНЕНКО, Б. А. МАРКОВСКИЙ

О ПРОИСХОЖДЕНИИ И ЭВОЛЮЦИИ ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ОБРУЧЕВА

Вопросы соотношения структурных элементов континентов и океанов являются чрезвычайно важными для обоснования современных концепций строения и эволюции Земли. В связи с широким распространением в последние десятилетия идей «новой глобальной тектоники» особый интерес представляет изучение примеров структурных связей континентов и океанов в пределах континентальных окраин активного, тихоокеанского типа. Доказанные примеры подобных связей для активных окраин — это серьезнейший аргумент против идеи субдукционного поглощения гигантских площадей океанического дна в глубоководных желобах, т. е. одного из основных постулатов плитной тектоники.

Одним из относительно хорошо изученных районов, где по комплексу геолого-геофизических признаков намечается непосредственная связь между континентальной и океанической структурами, является изображенный на рисунке район, включающий Кроноцкий п-ов Восточной Камчатки, подводную возвышенность Обручева и расположенный между ними участок дна Тихого океана.

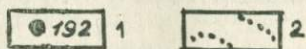
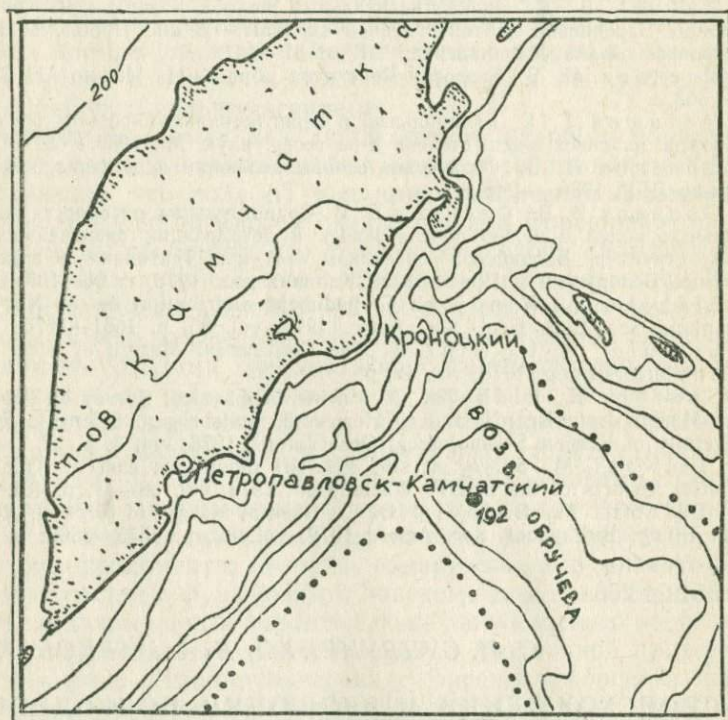


Рис. Обзорная схема региона:
1 — скважина 192; 2 — примерный контур поля мощных неогеновых осадков

Подводная возвышенность Обручева, открытая в 1953 г. и впервые достаточно детально описанная Г. Б. Удинцевым, напоминает крупный горст, ограниченный сбросовыми уступами. Над ее вершинной платообразной поверхностью, расположенной на глубине около 3500 м, возвышаются отдельные подводные холмы с отметками 2287—2889 м ниже уровня моря [11]. Уже

первые геофизические исследования МОВ—ГСЗ по профилю 8—0, выполненному по программе Международного геофизического года, показали, что подводная возвышенность Обручева характеризуется своеобразным строением, в частности, аномально большими мощностями осадков (до 2,3—2,5 км). Кровля подстилающего осадки «базальтового» слоя на профиле 8—0 залегает на глубине 5—6 км, а мощность его составляет 5,5—8,0 км [6]. По мнению Г. Б. Удинцева, возвышенность Обручева представляет собой блок материковой коры, вовлеченный в развитие геофизических признаков своей первоначальной материковой структуры. По-видимому, в некоторых случаях складчато-геосинклинальное обрамление Тихоокеанского талассократона развивается не только с ростом материковых платформ, но и с их разрушением, с отступлением и наступлением океана [12, с. 217].

Предположение о существовании структурных связей между подводной возвышенностью Обручева и Кроноцким п-овом впервые было высказано нами в 1968 г. на основании батиметрических данных и результатов анализа остаточных гравитационных аномалий Восточной Камчатки [10]. Согласно этим результатам на Кроноцком п-ове находится остаточный гравитационный максимум субширотной ориентировки, расположенный на суше лишь своей западной частью и продолжающийся под водами Тихого океана к востоку на расстояние, по крайней мере, в несколько десятков километров. Весьма существенно, что к западу от Кроноцкого п-ова распространены общекамчатские северо-восточные простираения, и Кроноцкий п-ов выглядит довольно аномальным «включением» в Камчатской геосинклинально-складчатой области.

Решающим доводом в пользу существования структурных связей Кроноцкого п-ова и подводной возвышенности Обручева явились результаты гидромагнитной съемки (1968 г.) СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Было установлено, что ориентированные в северо-западном направлении магнитные аномалии ΔT_a , приуроченные преимущественно к юго-западной части подводной возвышенности Обручева, не меняя существенно своей морфологии и интенсивности, пересекают Курило-Камчатский глубоководный желоб и прослеживаются к восточному побережью Кроноцкого п-ова [1].

На Кроноцком п-ове наиболее интенсивные магнитные аномалии ΔT_a обусловлены существенно эффузивными образованиями Козловской свиты, а также интрузиями габбро, имеющими олигоценый возраст, и телами ультрамафитов позднемелового возраста. Нами было высказано предположение, что тот же (мел-палеогеновый) возраст имеют и магнитоактивные тела в пределах подводной возвышенности Обручева, приуроченные, судя по их линейности, к зоне разлома на юго-западном склоне возвышенности [8]. Это предположение, в свою очередь, явилось

основанием считать, что, по крайней мере, в мел-палеогеновое время Кроноцкий п-ов и подводная возвышенность Обручева входили в состав единого морфоструктурного элемента — крупного валообразного поднятия океанического дна*, а Кроноцкий п-ов одновременно являлся и частью Камчатской геосинклинальной области [7, 8]. Поэтому анализ строения и условий формирования мел-палеогенового комплекса Кроноцкого п-ова (кроноцкий комплекс) позволяет высказать достаточно обоснованные суждения об условиях осадконакопления в пределах упомянутого крупного поднятия океанического дна, объединявшего Кроноцкий п-ов и подводную возвышенность Обручева.

Кроноцкий комплекс включает каменистовскую свиту предположительно позднемелового возраста и палеогеновую кроноцкую серию, в составе кубовской и перекрывающей ее козловской свит [3, 4]. Нижняя часть комплекса — каменистовская свита — представлена чередованием вулканических брекчий, туфоконгломератов, вулканомиктовых гравелитов и песчаников, массивных и шаровых лав, а также в различной степени окремененных пелитовых и собственно кремнистых пород с радиоляриями. Для этой части разреза характерны: фациальная невыдержанность пород по простиранию; залегание на одном стратиграфическом уровне линз кластических пород с обломками резко различной размерности или в различной степени обработанными — от угловатых обломков лав до прекрасно окатанных валунов и галек тех же лав; наличие глубоких промоин в кровле слоев, а иногда почти полный размыв слоев и захоронение их «останцов» в вышележащих породах; переходы как по разрезу, так и латерально вулканических пород в вулканогенно-осадочные с характерной градационной слоистостью; присутствие прослоев магнетитовых песчаников в ассоциации с кислыми вулканокластическими породами, достигающими значительной мощности.

Средняя часть вулканогенно-осадочного комплекса Кроноцкого п-ова (кубовская свита) представлена чередованием, имеющим иногда ритмичный характер, разнозернистых вулканомиктовых песчаников и гравелитов, среди которых в подчиненном количестве присутствуют вулканические брекчии, кремнистые породы и редко лавы. Характерно сочетание грубообломочных и кремнистых пород с радиоляриями и фораминиферами; градационная слоистость пород и ритмичное чередование сложно построенных многослоев с многочисленными размывами в их подошве; нередко линзовидная и косоволнистая слоистость, а также присутствие в вулканомиктовых породах обломков тол-

* В качестве возможного продолжения этого поднятия к югу, сформировавшегося позднее, чем подводная возвышенность Обручева, нами рассматривались подводные Императорские горы [2, 8]. Недавно к такому же выводу, по материалам 55-го рейса «Гломара Челленджера», пришел Г. П. Авдейко [15].

стенных раковин и появление в верхах этой части разреза углистых аргиллитов, тонких прослоев растительного детрита, кислого пирокластического материала.

М. Я. Серова предполагает, что отложения низов разреза кубовской свиты, в которых обнаружены фораминиферовые комплексы, формировались в открытом, сравнительно глубоководном бассейне в условиях сублиторали, причем большая численность фораминифер свидетельствует о том, что поступление терригенного вулканогенного материала в это время в бассейн было ограничено [5, с. 11].

Переход от кубовской к козловской свите происходит постепенно и выражен увеличением количества грубых вулканокластических пород и лав, преимущественно шаровых и подушечных. Для этого интервала разреза характерна грубая ритмичность и плохая сортировка материала с постоянным присутствием пелитовой фракции в грубозернистых вулканомиктовых породах и цементе вулканических брекчий, иногда косая и линзовидная слоистость вулканомиктовых пород. Наряду с лавами, межшаровые пространства в которых выполнены кремнистым материалом с обломками вулканического стекла, у кровли разреза присутствуют лавы с «пляжным» материалом в промежутках между шарами (песчано-гравийные обломки лав в сочетании с ракушечным и растительным детритом). В северном направлении грубообломочные вулканические породы, вулканомиктовые гравелиты и песчаники с грубой косою разнонаправленной слоистостью постепенно сменяются более тонкозернистыми разностями с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью. Параллельно с этим к северу возрастают и мощности слоев.

Общая мощность геосинклинальных образований Кроноцкого п-ова составляет около 5000 м.

Большинство грубых вулканокластических пород, участвующих в строении вулканогенно-осадочного комплекса Кроноцкого п-ова (вулканические брекчии и конгломерато-брекчии), по видимому, представляют собой отложения лавин подводных склонов. Для комплекса в целом характерно сочетание пород, сформировавшихся в условиях мелководья (присутствие туфо-конгломератов; иногда относительно разнородный состав обломков в вулканомиктовых породах и их грубая косая слоистость; наличие растительного и ракушечного детрита; внутриформационные размывы; резкие изменения фациального состава и мощности слоев) и в относительно глубоководных условиях (чередование шаровых лав с пелитовыми и кремнистыми породами, содержащими реликты радиолярий и фораминифер; присутствие сложнопостроенных многослоев с хорошо выраженной градационной слоистостью пород и пачек тонкослоистых вулканомиктовых пород).

Таким образом, анализ истории осадконакопления позволяет предполагать, что уже со времени формирования пород каменистовской свиты в районе Кроноцкого п-ова существовало подводное поднятие, которое, очевидно, в дальнейшем выходило на поверхность моря в виде отдельных вулканических островов. Из общих палеогеографических реконструкций переходной зоны от континента к океану в поздне меловое время следует, что это поднятие сформировалось на океаническом дне [2]. Данный вывод подтверждается и материалами М. Ю. Хотина [13] о глубоководных (не менее 4 км) океанических условиях накопления пород африканской серии п-ова Камчатский мыс, с верхней частью которого коррелируются отложения каменистовской свиты Кроноцкого п-ова. Вывод об условиях океанического дна не предполагает, однако, безусловного признания первично-океанического типа земной коры, на которой происходило формирование пород кроноцкого комплекса. В последнее время появляются данные, согласно которым в фундаменте подводной возвышенности Обручева, возможно, присутствуют метаморфические породы (материалы драгирования в 15-м рейсе НИС «Каллисто», Б. И. Васильев, Г. Б. Удинцев, устное сообщение).

Лавы и обломки кластических пород вулканогенно-осадочного комплекса Кроноцкого п-ова представлены толеитовыми базальтами, причем в нижней части разреза присутствуют базальты с гиперстеном и оливином в норме, а в верхней части комплекса преобладают высокоглиноземистые кварцевые толеиты. Характерен существенно порфиновый тип базальтов, содержащих преимущественно вкрапленники авгита и плагиоклаза, или плавгиоклаза, к которым в отдельных разновидностях пород присоединяются вкрапленники оливина, ортопироксена или амфибола. Афировые базальты и долериты присутствуют в резко подчиненном количестве. Андезиты, дациты и липариты «наследуют» геохимические и минеральные особенности базальтов и являются, за исключением липаритов, членами единых дифференционных серий с последними. Вулканомиктовые породы с обломками липаритов приурочены к нижней части разреза, где они слагают пачку мощностью около 200 м. Липариты обломков содержат вкрапленники плагиоклаза (иногда андезина и лабрадора), авгита, кварца (до 20%), а также единичные фенокристаллы амфибола и биотита. Кстати, можно предполагать, что кислые вулканические породы (дациты и липариты) кроноцкого комплекса были существенным источником кварца, поступавшего с востока в неогеновые осадочные отложения Кроноцкого перешейка [14].

Изменены вулканисты кроноцкого комплекса в целом незначительно, однако среди них присутствуют и в высокой степени преобразованные преимущественно вулканокластические породы. Наиболее распространенными вторичными минералами яв-

ляются хлорит, к которому иногда присоединяются эпидот, карбонат или цеолиты.

Как было показано ранее, вулканы Кронцоцкого комплекса отличаются от соответствующих пород внутренних частей Камчатской геосинклинали, в частности, их пониженной общей щелочностью и существенно натриевым типом. Базальты нижних частей разреза Кронцоцкого п-ова характеризуются некоторой общностью составов с океаническими базальтами, главным образом, с базальтами Восточно-Тихоокеанского поднятия [3]. Базальты верхних частей разреза приближаются по особенностям минерального состава (присутствие ортопироксена, амфибола), а также специфике химизма (существенно высокоглиноземистый характер) к базальтам следующего этапа тектономагматического развития региона — этапа зарождения и развития островных дуг.

Подобная специфика состава геосинклинальных базальтов Кронцоцкого п-ова и эволюция их особенностей во времени связана, очевидно, с их формированием в условиях развивающегося палеоподнятия океанического дна, что обеспечивало и благоприятные условия для дифференциации базальтовой магмы, определившей появление андезитов, дацитов и липаритов.

Вывод о существовании в мел-палеогеновое время крупного поднятия океанического дна, объединявшего Кронцоцкий п-ов и подводную возвышенность Обручева, нашел отличное подтверждение в результатах глубоководного бурения на гайоте Мейдзи, где скважина 192 (см. рисунок) вскрыла под осадочным чехлом (верхний мел-голоцен) на глубине 1044 м базальты маастрихтского возраста [16, 17]. «Наличие микрофауны, обычно встречающейся в мелководных осадках, и турбидитовых слоев, сложенных продуктами размыва вулканитов, в средне-позднеэоценовых отложениях указывает на то, что отдельные участки гайота Мейдзи не были полностью погружены еще 38 млн. лет назад» [16, с. 900]. Сравнение разрезов мел-палеогеновых отложений Кронцоцкого п-ова и подводной возвышенности Обручева показывает, что они существенно отличаются и мощностью, и составом слагающих их пород. Иными словами, обстановка мел-палеогенового осадконакопления в пределах упомянутого крупного поднятия океанического дна была достаточно разнообразной. Наибольшей интенсивности вулканизм достигал в районе Кронцоцкого п-ова, характеризовавшегося, по-видимому, повышенной проницаемостью земной коры. Здесь накопился мощный разрез верхнемеловых — палеогеновых существенно вулканогенных отложений. Напротив, на подводной возвышенности Обручева в течение маастрихтского — эоценового времени вулканическая активность была достаточно слабой; вследствие размыва накапливавшихся осадков мощность меловых-эоценовых отложений была незначительной.

По-видимому, 38 млн. лет назад (граница эоцена и олигоцена) — последний рубеж, когда Кронцовкий п-ов и подводная возвышенность Обручева входили в состав единой морфоструктуры океанического дна. Их последующая история существенно отлична, очевидно, в связи с зарождением Курило-Камчатского глубоководного желоба [9]. На Кронцовком п-ове интенсивная вулканическая деятельность продолжалась до конца палеогена, после чего практически вся территория п-ова вышла из-под уровня моря. Напротив, судя по разрезу гайота Мейдзи на подводной возвышенности Обручева в постэоценовое время начинает формироваться мощный чехол аргиллитов (нижний олигоцен — средний миоцен). Резкое изменение скорости и характера осадконакопления произошло примерно в начале среднего миоцена (около 16 млн. лет назад), после чего накопилось более 80% терригенного материала, слагающего разрез скважины 192. Обильное поступление обломочного материала в пределы подводной возвышенности Обручева в неогеновое время хорошо увязывается с интенсивным проявлением синхронных горообразовательных процессов в Корякском нагорье и на Камчатке [16, 17]. Наибольших значений (до 100 м/млн. лет в расчете на неуплотненные осадки) скорость осадконакопления на возвышенности Обручева достигла в конце позднего миоцена — начале плиоцена, когда после алеутской фазы складчатости почти вся территория современной Камчатки была выведена из-под уровня моря*. Эти данные, на наш взгляд, однозначно свидетельствуют о том, что и в неогеновое время Камчатка и подводная возвышенность Обручева находились в непосредственной близости друг к другу (и геологические события в их пределах происходили взаимозависимо), а не были разделены гигантским пространством, как это предполагается построениями сторонников плитной тектоники.

Таким образом, приведенные доводы в пользу существования в мел-палеогеновое время единого поднятия океанического дна, объединявшего современный Кронцовкий п-ов и подводную возвышенность Обручева, а также наличие громадного «языка» неогеновых осадков над возвышенностью, явно снесенных с территории Камчатки и, возможно, Корякского нагорья [16, 17], недавнее (около 3 млн. лет назад) оформление глубоководного желоба заставляют нас высказаться против существенных горизонтальных взаимоперемещений Азиатской и Тихоокеанской плит. Эти перемещения за неогеновое время не превышали, по нашим данным, десятков километров.

* Снижение скорости осадконакопления в начале позднелиоценового времени (3 млн. лет назад) на возвышенности Обручева связано, по нашему мнению, с морфологическим оформлением Курило-Камчатского желоба, превратившегося к этому времени в ловушку для сносимых с Камчатки осадков [9].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев В. М. Магнитное поле западной части Алеутской островной дуги и прилегающих акваторий. — В кн.: Сборник тезисов докладов VIII конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магматизма, горных пород и палеомагнетизма. 4.1. Постоянное геомагнитное поле. М., 1970, с. 162—165.
2. Марковский Б. А., Ротман В. К. О поздне меловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихого океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 18—33.
3. Марковский Б. А., Ротман В. К., Тарасов Б. М. Эволюция геосинклинального вулканизма Восточной Камчатки. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., Наука, 1973, с. 130—132.
4. Садреев А. М., Долматов Б. К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 122—126.
5. Серова М. Я. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. — М.: Наука, 1964. — 95 с.
6. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — М.: Наука, 1964. — 306 с.
7. Супруненко О. И. О связи структурных элементов Восточной Камчатки и ложа Тихого океана. — ДАН СССР, 1972, т. 206, № 1, с. 186—188.
8. Супруненко О. И. О структурной связи Восточной Камчатки и ложа Тихого океана. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР. Л., с. 21—29. (Труды ВНИГРИ, вып. 309).
9. Супруненко О. И. О времени заложения и оформления Курило-Камчатского глубоководного желоба. — ДАН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1207—1208.
10. Супруненко О. И., Декин Г. П. Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки. — ДАН СССР, 1968, т. 181, № 4, с. 956—959.
11. Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1955, т. 12, с. 16—61.
12. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. — М.: Наука, 1972. — 259 с.
13. Хотин М. Ю. Кремнистые породы верхнемеловой эффузивно-туфовокремнистой формации полуострова Камчатский мыс. — Литология и полезные ископаемые, 1972, № 3, с. 97—111.
14. Шапиро М. И. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. — М.: Наука, 1976. — 123 с.
15. Avdeiko G. P. On possible continuation of the Hawaiian-Emperor chain in Kamchatka. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", vol. 55, Washington, 1980, p. 851—854.
16. Scholl D. W., Creager J. C. Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) results, Far North Pacific, and Aleutian Ridge, and Bering Sea. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", v. XIX, Washington, 1973, p. 897—913.
17. Scholl D. W., Hein J. R., Marlow M., Buffington E. C. Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates. Bull. Geol. Soc. America, 1977, vol. 88, No 11, p. 1567—1576.

К КРИТИКЕ ГИПОТЕЗЫ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ («НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ»)

Победоносное шествие «новой глобальной тектоники» по страницам научных и научно-популярных журналов и книг и даже газет у неискушенного читателя может создать впечатление, что наконец-то заложены основы фундаментальной геологической теории, связывающей ранее разобщенные представления о геологическом строении материков и океанов, об их происхождении, о геосинклиналях и платформах, об орогенезе и эпейрогенезе, эмпирический материал и наиболее общие теоретические обобщения.

А. С. Монин и О. Г. Сорохтин так и пишут: «До конца 60-х годов геология... во многом носила описательный характер и... не была объединена единой научной теорией» [9, с. 5]; причем, дело не в том, что было недостаточно фактических данных вообще, а в том, что не хватало «принципиально новой информации о строении и развитии океанического дна, а также новых конструктивных идей, способных объединить все (разрядка наша. — О. Л.) накопленные прежде геологические знания в единую и стройную теоретическую картину» (там же).

Далее названные авторы отмечают, что полученные за последние 15—20 лет новые данные о геологическом строении дна Мирового океана заставили «отказаться от старых представлений о происхождении земной коры и о природе геодинамических процессов» (там же), позволили выдвинуть новые идеи о причинах, определяющих развитие земной коры и всей Земли в целом, и создать на этой базе «новую теорию глобальной тектоники или, как ее лучше называть, теорию тектоники литосферных плит», которая «...произвела революцию в науках о Земле. Значение этой теории для геологии без всяких преувеличений можно сравнить лишь со значением квантовой механики для физики, молекулярной генетики для биологии и кибернетики для техники» [9, с. 6].

Автор этой статьи предпочитает называть рассматриваемую здесь систему взглядов гипотезой тектоники литосферных плит (ГТП), а не теорией, поскольку, как это будет показано, имеется немало оснований подвергать сомнению и опровергать даже ее главные положения.

Заметим, что в последнее десятилетие все чаще появляются работы, в которых мы встречаемся с довольно жесткой критикой этой гипотезы как с геологической, так и с методологической позиций [3, 13, 22, 18, 21, 17, 26, 27]. Поэтому утверждение об «отказе от старых представлений» кажется нам преждевременным.

Первый и кардинальный вопрос — вопрос о количестве и границах литосферных плит. Первоначально в работах сторонников ГТП речь шла о шести крупных и нескольких более мелких плитах. Границами плит, согласно основной идее гипотезы тектоники литосферных плит, являются рифтовые зоны срединных океанических хребтов и глубоководные желоба, а также зоны столкновения плит (обдукции). Если в рифтовых зонах происходит зарождение океанической коры и отсюда плиты расползаются в направлении к глубоководным желобам, где они испытывают субдукцию, или к зонам обдукции, то должны выдерживаться следующие условия: 1) все плиты должны быть ограничены рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов и глубоководными желобами, или зонами предполагаемой обдукции; 2) все они должны двигаться от рифтовых зон к глубоководным желобам; 3) должно существовать какое-то приблизительное соотношение, близкое к равенству, между суммарной протяженностью срединных хребтов и суммарной протяженностью глубоководных желобов и зон обдукции, обеспечивающее «пропускную способность» последних.

Легко убедиться, что как в первоначальных, так и в более поздних реконструкциях границ литосферных плит перечисленные условия во многих случаях не выдерживаются. Прежде всего бросается в глаза Антарктическая плита, которая со всех сторон окружена только рифтовыми зонами. Иначе говоря, в Антарктической плите, если верить «теории», все движения центростремительны, но тем самым главные каноны этой «теории» не удовлетворяются. В противоположность Антарктике, Филиппинская плита, напротив, со всех сторон окружена только глубоководными желобами, т. е. условия для субдукции здесь прекрасные, а условия для воспроизводства океанической коры отсутствуют! Своеобразно положение Африканской плиты. На ее границах также нет ни одного глубоководного желоба. Правда, северная граница Африканской плиты по схеме Л. П. Зонненшайна, приведенной в «Геофизике океанов» [9], соответствует зоне столкновения (обдукции), но по той же схеме господствующее направление Африканской плиты — на запад и на восток, к срединной линии плиты. Однако примерно по срединной линии плиты проходит континентальная рифтовая зона, где следует ожидать противоположного направления движения литосферных плит, так как иначе здесь рифты не могли бы образоваться. Из этих противоречий здесь выпутаться не легче, чем из противоречий, свойственных «движению» Антарктической плиты, а практически невозможно. Апелляции к геометрии, математике, ЭВМ, которые очень обычны для работ сторонников ГТП, здесь не выручают. Один из наименее ясных вопросов — где проходит граница между Северо-Американской и Евразийской плитами в районе Северо-Востока СССР? Если в пределах Северного Ледовитого океана эту

границу можно было бы провести по хребту Гаккеля, то к югу от последнего она теряется. Момский рифт, описанный А. Ф. Грачевым [10], не может претендовать на положение границы между Северо-Американской и Евразийской плитами, и смелое продолжение линии Момского рифта до Охотского моря (рис. 1)

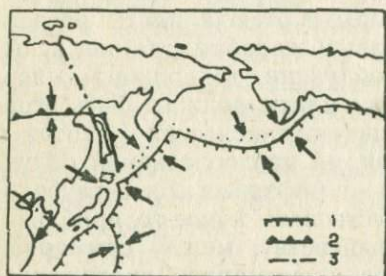


Рис. 1. Границы плит в северной части Тихого океана и прилегающей части Евразии и Северной Америки (фрагмент из рис. 4 на стр. 153, «Геофизика океана», 2, 1979):

1 — глубоководные желоба (зоны субдукции); 2 — зоны обдукции; 3 — зоны скольжения

нанесено исходя из умозрительных соображений, но не на основе фактического материала. Еще более гипотетично и еще менее обоснованно продолжать эту границу в Охотском море до пересечения с Курильской островной дугой, как это показано на том же рисунке.

Между тем насколько важно провести и обосновать границу между Евразийской и Северо-Американской плитами, видно из следующего замечания Е. В. Артюшкова [2]: «Области уничтожения коры (т. е. субдукции. — О. Л.) существуют здесь только к югу от Алеутских островов, — пишет этот автор, — а севернее они неизвестны. Другими словами,

Азия и Америка там сближаются, а куда при этом исчезают расположенные между ними участки земной коры, неизвестно» [2]. И далее: «Очевидно, линия уничтожения (или сжатия) земной коры может располагаться на Северо-Востоке СССР или на Северо-Западе Северной Америки... Поиск структур описанного типа представляет своего рода критический эксперимент для всей концепции «тектоники плит». Если же ничего такого найти не удастся, это будет означать, что вся концепция неверна» (там же).

«Ничего такого» до сих пор найти не удалось и вряд ли удастся, так как геологическая структура этого региона не позволяет объективно провести такую границу (рис. 2).

Не будем приводить здесь другие примеры того же рода. Посмотрим, в какой степени удовлетворяется третье условие — сопоставимость длины срединных хребтов и зон предполагаемых субдукции и обдукции.

Общая длина рифтовых зон срединно-океанических хребтов, которую можно считать общей длиной планетарной системы срединно-океанических хребтов, по нашим измерениям, 63 900 км, а суммарная длина глубоководных желобов — 46 300 км. Если к последней цифре прибавить протяженность Альпийского складчатого пояса, которому в гипотезе тектоники плит отводится

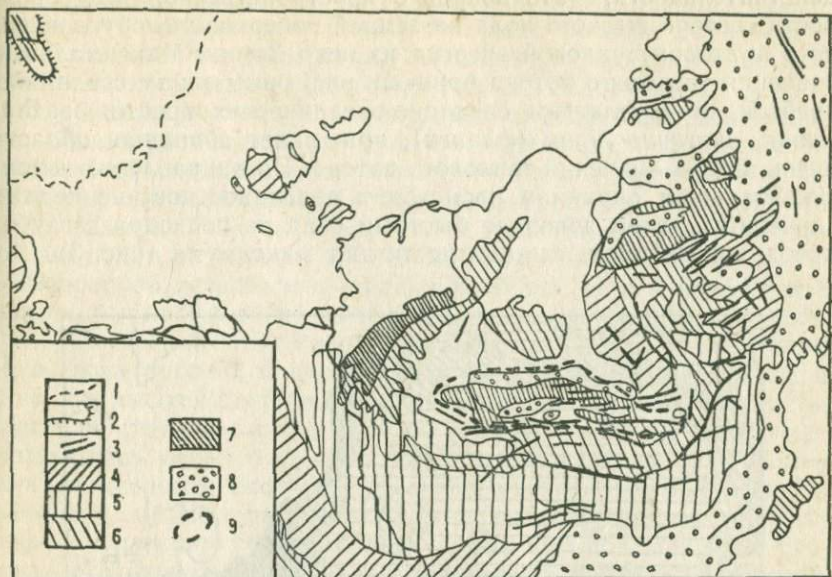


Рис. 2. Схема геологического строения части Северо-Востока СССР (по «Геологической карте СССР», 1974):

1 — граница шельфа; 2 — хребет Гаккеля; 3 — разломы. Области преимущественного распространения: 4 — докембрийских отложений; 5 — триасовых; 6 — нижнеюрских, 7 — верхнеюрских, 8 — меловых и отчасти палеогеновых отложений; 9 — Моиско-Зырянский прогиб

роль зоны обдукции, от Андалузии до Бирмы включительно (15 300 км), то общая длина зон обдукции и субдукции составит 60 900 км, т. е. только на 3 тыс. км меньше, чем длина срединно-океанических хребтов. Но некоторые желоба, в особенности внутренние, следует исключить из общей суммы. Это относится, например, к желобам Филиппинскому и Нансей, поскольку Филиппинская плита не может одновременно испытывать субдукцию и в эти желоба, и в Марианскую систему желобов. Если сделать такие исключения, то мы получим, что длина общего фронта субдукции и обдукции плит, зарождающихся в рифтовых зонах, примерно на 10 тыс. км меньше, чем длина рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Иначе говоря, 10 000 км фронта литосферных плит негде испытывать поглощение или сжатие. Из сказанного следует, что приведенные выше условия, которые должны соблюдаться в случае, если гипотеза тектоники плит отражает объективную реальность, в действительности или соблюдаются далеко не полностью, или же вообще не удовлетворяются.

Следующий вопрос, который необходимо рассмотреть для выяснения соответствия главных положений ГТП объективной

действительности, — это вопрос о пространственной неоднородности геотермического поля на земной поверхности, обусловленного притоком тепловой энергии из недр Земли. Максимальные значения теплового потока присущи рифтовым зонам срединных хребтов, но к флангам срединно-океанических хребтов, захватывая частично и их (фланги), примыкает обширная область очень низких значений теплового потока. По направлению к континентальным окраинам происходит медленное повышение этих значений и затем довольно быстрый спад на подходах к глубоководным желобам, где они достигают максимума (рис. 3).

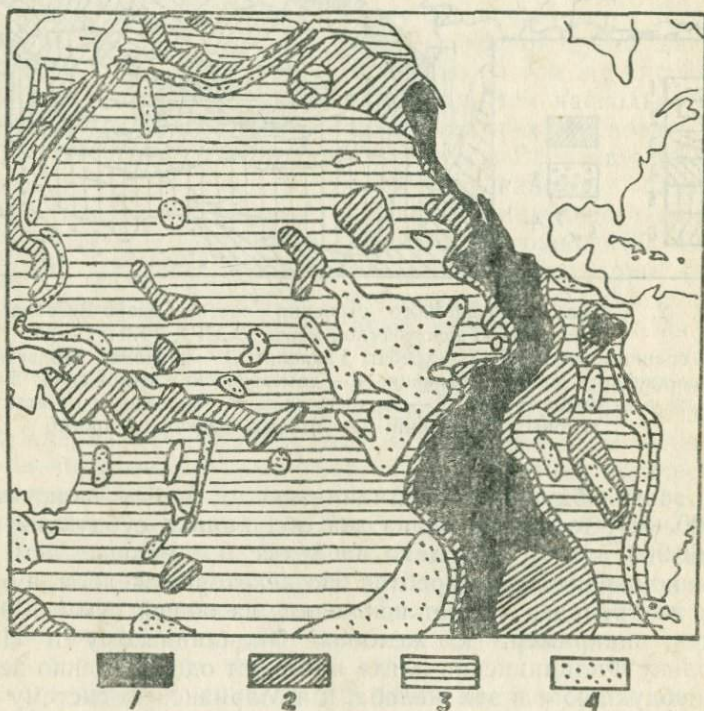


Рис. 3. Схема неоднородности значений теплового потока на дне Тихого океана (по «Физической географии Мирового океана», 1980):

1 — более 2 мк кал/см²; 2 — от 2 до 1,5; 3 — от 1,5 до 1; 4 — менее 1,0

Отмеченные особенности пространственного распределения теплового потока никак не соответствуют конвекционным движениям, которые приняты в качестве источника перемещения литосферных плит в гипотезе тектоники плит. Но если движение платформенных плит происходит не по закону конвекции,

то оно в постулируемой этой гипотезой форме вообще невозможно. О невозможности увязки теплового режима Земли с горизонтальными перемещениями литосферных плит в более широком аспекте убедительно говорит В. В. Белоусов [4].

В обосновании гипотезы тектоники литосферных плит важную роль играет признание существования астеносферы — слоя земных недр, находящегося в разуплотненном состоянии и залегающего непосредственно под литосферными плитами. По С. А. Ушакову [19], остывание плит остается основной причиной эволюции литосферы и, следовательно, движения плит.

Вопрос об астеносфере далеко не прост. Здесь наибольшее доверие вызывают работы специалистов по глубинной геологии. А. С. Алексеев и В. З. Рябой [1], так же как и Н. А. Белявский [5], в своих работах подчеркивают, прежде всего, что и коре и мантии в высшей степени присуща латеральная неоднородность, блоковая структура, что, как это вполне очевидно, исключает возможность конвективных явлений, охватывающих крупнейшие ячеи диаметром в тысячи километров, постулируемые гипотезой тектоники литосферных плит. При этом безразлично, идет ли речь о конвекции тепловой или гравитационной, так как блоковая структура исключает возможность и той и другой в масштабах, необходимых для перемещения литосферных плит. В соответствии с общей латеральной неоднородностью верхней мантии астеносфера также не имеет сплошного распространения, т. е. не образует сплошного слоя, по которому могли бы перемещаться литосферные плиты. «Под океаническими плитами и платформами слой астеносферы слабо выражен или вообще отсутствует» [1], он обнаруживается лишь под подвижными поясами, причем в геосинклинальных областях выявляется не один, а несколько астеносферных слоев, по-видимому, латерально выклинивающихся. Эти выводы подтверждает также Ф. С. Моисеенко [15], который показывает отсутствие астеносферного слоя под Русской и Турнской плитами и выраженность астеносферы под окраинной Тихоокеанской и Альпийской геосинклинальными зонами, а также под рифтовой зоной Байкала (рис. 4).



Рис. 4. Распространение астеносферы в северной части Евразии (по Ф. С. Моисеенко, 1981):

1 — астеносфера имеется; 2 — астеносфера отсутствует; 3 — районы, относительно которых вопрос о присутствии или отсутствии астеносферы не выяснен

Таим образом, согласно авторитетам в области глубинной геологии, астеносфера именно там, где она должна обеспечивать движение литосферных плит, т. е. в области ложа океана и подматериковы-

ми платформами, либо отсутствуют, либо слабо выражена. Фактические данные о распространении астеносфер не оправдывают тех надежд, которые возлагали на них сторонники ГПТ.

Одним из важнейших элементов рассматриваемой гипотезы является представление о линейных магнитных аномалиях и о палеомагнитной геохронологии. На этой основе определяется возраст пород и возраст земной коры; скорость разрастания океанического дна («спрединг»); история «раскрытия» океанов и многое другое. Именно на базе линейных магнитных аномалий Ф. Вайн и Д. Мэтьюз [28] обосновали идею разрастания океанического дна, постулированную ранее Г. Хессом [24] и Р. Дитцем [23].

Поговорим, прежде всего, о реальности существования линейных магнитных аномалий в том виде, в каком они фигурируют в гипотезе тектоники литосферных плит. Данные мелкомасштабных (главным образом, аэромагнитных) съемок достаточно просто могут быть проинтерпретированы как свидетельствующие о существовании линейных магнитных аномалий, положительных и отрицательных, регулярно сменяющих друг друга. Однако непосредственные крупномасштабные магнитные съемки на морских полигонах, как это видно из рис. 5, дают гораздо менее правильную картину распределения прямых и обратных магнитных аномалий, довольно далекую от тех, которыми обычно оперирует гипотеза тектоники литосферных плит.

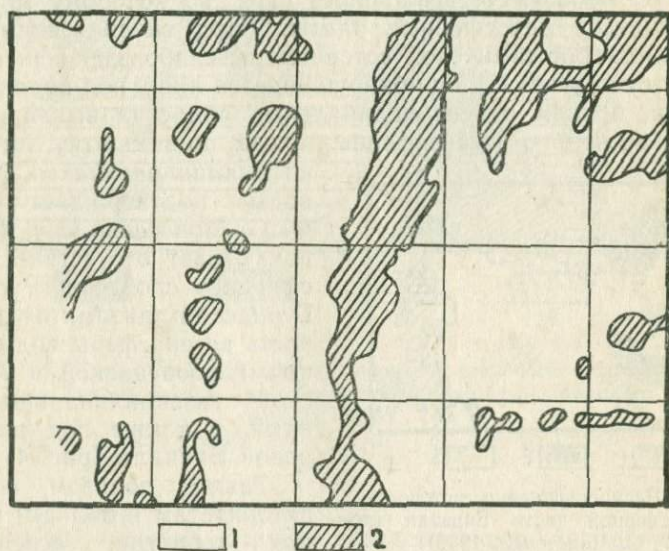


Рис. 5. Положительные (1) и отрицательные (2) магнитные аномалии по данным детальной съемки на полигоне на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта (по «Геофизике океанов», т. 1, 1979)

Вряд ли можно считать корректным распространение закономерности, установленной для отрезка времени длительностью в 4,5 млн. лет, на 160 млн. лет. Обычно к столь далеким экстраполяциям не прибегают. Но отвлечемся от этого и будем считать, что геохронологическая шкала, представленная на рис. 6, достаточно объективно отражает действительные изменения магнитных аномалий в ходе палеозойско-кайнозойской истории Земли.

Анализируя эту шкалу, мы не можем не заметить две ее особенности, которые ставят под сомнение возможность ее использования для геохронологических целей. Во-первых, здесь нет ритмических смен прямых и обратных аномалий. Они сменяют одна другую достаточно случайно. Во-вторых, бросается в глаза явное преобладание «прямых» аномалий, которые из всего отрезка времени продолжительностью 160 млн. лет охватывают по длительности 94 млн. лет, или 60%, тогда как на «обратные» аномалии приходится всего лишь 66 млн. лет, или 40%. Обращает на себя внимание также огромная длительность некоторых магнитных эпох: так, например, одна из них начинается в апте и кончается в коньякское время, имея продолжительность около 27 млн. лет, другая, охватывающая оксфорд — киммеридж — 12 млн. лет. По нашему мнению, эти особенности делают палеомагнитную шкалу весьма ненадежным инструментом при решении палеогеографических задач.

Но на этой зыбкой основе, как уже упоминалось, построены важнейшие положения гипотезы тектоники литосферных плит, по которым сторонники ее судят о скорости разрастания дна океана, о скорости перемещения литосферных плит, «раскрытия» рифтовых зон и т. д., строят сложные палеогеографические реконструкции.

С линейными магнитными аномалиями в ГТП есть еще одна неувязка. Как известно, в ГТП принято, что возраст земной коры увеличивается по мере удаления от рифтовой зоны и приближения к глубоководному желобу. Однако к югу от Алеутского желоба это условие не соблюдается. Здесь, наоборот, чем ближе к Алеутскому желобу, тем моложе аномалия, т. е. тем моложе возраст земной коры.

Из этого затруднительного положения сторонники ГТП находят выход в виде очередной гипотезы, трактующей о том, что в этом районе существовало в прошлом тройное соединение срединных хребтов и что две плиты (им даже даны имена — Кула и Форролон) уже погрузились в желоб. Отсюда, мол, впечатлительное того, что обычное условие удрежнения возраста земной коры здесь не соблюдается [7]. Нельзя не заметить, что подобные построения довольно обычны в практике неомобилистов. У В. Вакье [7, с. 82] мы видим сейсмоакустический профиль, который, по его мнению, непосредственно указывает на поддвижение (субдукцию) литосферы под восточную окраину Антиль-

ской островной дуги. При этом совершенно упускается из виду, что такое пододвигание должно происходить в зоне Бениоффа — Заварицкого, и наклон пододвигаемой плиты должен составлять около 60° , тогда как на сейсмоакустическом профиле граничная поверхность, трактуемая В. Вакье как поверхность пододвигаемой литосферной плиты, наклонена всего лишь на 10° и уже только в силу этого не совпадает с зоной Бениоффа — Заварицкого (рис. 6).

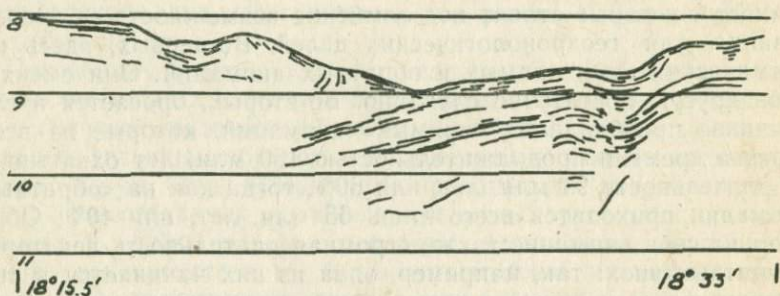


Рис. 6. Сейсмоакустический профиль через вогнутую часть Алеутского желоба, неправильно истолкованный В. Вакье как свидетельство субдукции литосферной плиты

Важнейшими положениями гипотезы литосферных плит являются положения об увеличении возраста земной коры по мере удаления от рифтовых зон к материкам. При этом утверждается, что под Мировым океаном нет отложений, возраст которых был бы древнее юрского. Подтверждение обоих этих положений неомобилисты видят в результатах глубоководного океанского бурения, выполняемого с 1968 г. со специально сконструированного для этого корабля «Гломар Челленджер». Иллюстрацией такого толкования данных глубоководного бурения может служить рис. 7.

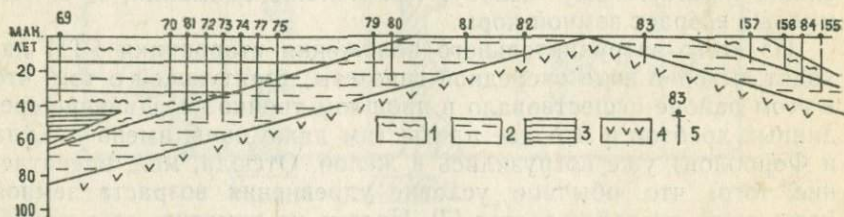


Рис. 7. Литолого-геохронологический разрез дна приэкваториальной части Тихого океана (по «Init. Rep. ...», 20, 1973):
1 — кремнистый ил; 2 — известковый ил; 3 — глубоководная красная глина; 4 — базальт; 5 — скважины «Гломар Челленджера»

Однако в первые годы глубоководного бурения проходка скважин прекращалась, как только забой скважин достигал базальта. Считалось, что базальт — это начало океанической земной коры и что возраст ее, следовательно, определяется возрастом тех пород, которые непосредственно залегают на базальте. Позднее было осознано, что бурение в базальтах также представляет интерес. В некоторых скважинах базальты были пройдены на десятки и даже на сотню метров, причем другие породы так и не были встречены (например, скважина 238 в Индийском океане). Но в других скважинах под базальтами вскрывались вновь осадочные породы. Часто обнаруживалось переслаивание базальтов и брекчий с осадочным цементом, базальтов и известковых илов и т. д. (например, в скважинах 412, 414, 474, 482, 483 и др.).

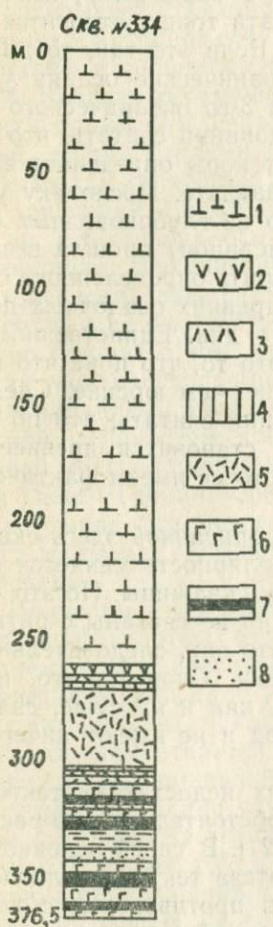


Рис. 8. Разрез по скважине № 334 (по «Init. Reports...», v. 37, 1977):

1 — наннопланктонно-фораминиферовый ил; 2 — базальт с вкраплениями плагиоклаза, оливина и пироксена; 3 — афировый (стекловидный) базальт; 4 — мел из остатков наннопланктона и фораминифер; 5 — габбро; 6 — серпантинизированный перидотит; 7 — брекчия из обломков габбро, перидотита, кристаллов плагиоклаза с цементом из наннопланктона; 8 — частое чередование серпантинизированного перидотита, габбро и брекчин

Один из интереснейших разрезов был вскрыт в скважине 334, пробуренной на Северо-Атлантическом срединном хребте в 400 км к юго-западу от Азорских о-вов (рис. 8). Здесь под толщей известковых илов мощностью более 260 м был вскрыт базальт с вкраплениями плагиоклаза и оливина мощностью около 10 м, сменившийся глубже стекловидным базальтом. Еще на 10 м глубже по скважине базальт сменился слоем мела из остатков наннопланктона, а еще ниже скважина вновь углубилась в базальт. На глубине 305 м был снова вскрыт слой мела мощностью до 1 м, под которым опять залегают базальты.

С глубины 310 м состав пород существенно меняется. Здесь и до самого забоя скважины (376,5 м) вскрываются неправильно чередующиеся оливиновые габбро, серпентинизированные перидотиты и брекчии из обломков габбро и перидотитов, сцементированных известковым биогенным (т. е. осадочным) цементом [25, 11]. По мнению Л. В. Дмитриева, эта толща относится уже к третьему слою океанической коры. Если это так, то данный разрез свидетельствует о том, что океанические осадки участвуют в строении не только 2-го, но и 3-го океанического слоя (см. рис. 8). Поэтому нет никаких оснований считать, что если скважина вошла в базальт, то возраст коры определяется возрастом осадков, лежащих на этом базальте. Поскольку у нас нет уверенности в том, что какая-либо из глубоководных скважин (кроме, возможно, только что описанной) прошла весь 2-й слой, мы вообще не можем ничего говорить определенного о возрасте земной коры и возрасте самых древних осадочных пород, участвующих в строении океанического дна. Единственное, что мы можем сказать с уверенностью, — это то, что пока что бурением не вскрыты породы, более древние, чем юрские. Следовательно, по существу, у нас нет оснований считать, что по мере удаления от оси хребта земная кора становится древнее или моложе — для таких суждений мы просто не имеем фактических данных.

Крайне интересно, что при бурении описанной здесь скважины было обнаружено, что магнитная полярность меняется неоднократно по вертикали, т. е. по разрезу скважины. Но это означает, что полосовые магнитные аномалии не связаны с ритмической сменой магнитной полярности и что они, следовательно, не могут служить средством геохронологии. Скорее всего, имеющиеся магнитные аномалии в океане, как и на суше, связаны с магнитными свойствами горных пород и не имеют ничего общего с геохронологией.

Несколько слов о методологических недостатках тектоники литосферных плит. Они с наибольшей обстоятельностью рассмотрены в работах И. И. Чебаненко [20, 21]. В своей основной работе [20] этот автор отмечает, что гипотеза тектоники литосферных плит находится, прежде всего, в противоречии с такими особенностями разломной тектоники земной коры, как: а) пре-

имущественно линейный характер строения и закономерное размещение планетарных трещин земной коры; б) выдержанность простираний планетарных разломов на большие расстояния; в) одинаковое расположение планетарных разломов как в океанах, так и на материках, и их подчиненность четырем направлениям: двум ортогональным и двум диагональным [12]. Отмечается также большая проблематичность подкорových течений — главного движителя литосферных плит. В итоге автор приходит к выводу о полном несоответствии ГТП теории геосинклиналей, которую она и не заменяет, и не включает в себя (если не говорить об очень механистической картине «обдукции», которая в ГТП призвана «заменить» представление о геосинклинальном процессе). И. И. Чебаненко совершенно прав, говоря, что в ГТП «метод историко-геологического анализа в полной мере не только не используется, но зачастую просто игнорируется» [21], на что указывает также и В. В. Белоусов [4], подчеркивая, что огромный материал по континентальной геологии остается вне внимания сторонников гипотезы тектоники литосферных плит. И. И. Чебаненко отмечает также, что построение ГТП противоречит принципам диалектического материализма, поскольку в ней, говоря словами Н. И. Николаева [16], «отсутствует диалектическая концепция развития, заключающаяся в необходимости признания и исследования всех явлений и процессов природы, на что обращалось внимание В. И. Лениным» [16]. В ГТП преобладает механистический подход к пониманию сущности тектонических движений и форм их проявления [21, 6, 17].

Нельзя не согласиться с В. В. Белоусовым, который с горечью говорит о том, что многие геологи — специалисты по геологии континентов приняли новые концепции под «гипнотическим влиянием» «математических знаков и безжалостной, основанной на простом контрасте между «да» и «нет» машинной логики новых пришельцев [4]. Заметим также, что рассмотренная ранее «Геодинамическая карта мира» как нельзя более полно отразила все недостатки гипотезы тектоники литосферных плит, включая и игнорирование геологических данных по континентам.

Подведем некоторые итоги нашего критического рассмотрения основ гипотезы тектоники литосферных плит. Границы выделяемых плит неясны и противоречивы. Постулируемое направление движения плит не выдерживает критики, так как многие из плит должны, исходя из постулатов гипотезы, перемещаться вопреки элементарным законам физики (Антарктическая, Африканская, Филиппинская плиты). Протяженность рифтовых зон и суммарная длина глубоководных желобов находятся в значительном несоответствии. Парадоксально отсутствие границы между Евразийской и Северо-Американской плитами на мысленном продолжении хребта Гаккеля. Картина геотермического поля в океане не соответствует канонам гипотезы тектоники

плит. Астеносфера, необходимая как «подстилка» для движущихся литосферных плит, в действительности, по-видимому, не образует сплошного слоя под литосферой и, в частности, отсутствует под платформами и океаническим ложем. Палеомагнитная геохронология, на которой зиждятся важнейшие выводы гипотезы о скоростях движения плит и скоростях «спрединга», о возрасте структур срединно-океанических хребтов и ложа океана, оказывается весьма сомнительной и ненадежной. Данные глубоководного бурения в действительности не подтверждают, а чаще ставят под сомнение различные положения гипотезы. Геодинамическая карта мира, предназначенная стать картографическим синтезом гипотезы, в действительности отразила многочисленные ее недостатки со всей яркостью, свойственной картографическим произведениям. Методологические основы ГТП, по крайней мере, сомнительны.

Все это позволяет еще раз повторить, что гипотеза тектоники литосферных плит по степени своей обоснованности весьма далека от того состояния, которое позволило бы ее «перевести» в ранг теории и что она не только не имеет никаких объективных преимуществ перед конкурирующими с ней гипотезами первичности океанов и океанизации, но во многом уступает им. Создание современной геологической теории, видимо, дело будущего, но вряд ли оно возможно на базе ГТП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А. С., Рябой В. З. Новая модель строения верхней мантии Земли. — Природа, 1976, № 7, с. 64—77.
2. Артюшков Е. В. Что приводит в движение земную кору? Природа, 1973, № 10, с. 28—37.
3. Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., Наука, 1973, с. 60—69.
4. Белоусов В. В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1975. — 262 с.
5. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. — М.: Недра, 1974. — 280 с.
6. Булин Н. К. Некоторые аспекты критики «Новой глобальной тектоники». — Геологический журнал, 1980, № 1, с. 135—139.
7. Вакье В. Геомagnetизм в морской геологии. — Л.: Недра, 1976. — 192 с.
8. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. — М.: ГУГК, 1975.
9. Геофизика океана. 2. Геодинамика (Сер. Океанология). — М.: Наука, 1979. — 416 с.
10. Грачев А. Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР). Геофизические методы разведки в Арктике. (Сб. статей). — Л.: НИИГА, 1973, Вып. 9, с. 56—75.
11. Дмитриев Л. В. Глубоководное бурение в фундаменте океанической коры. — Природа, 1975, № 5, с. 48—53.
12. Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Проблемная трещиноватость Земли и других планет. — Геотектоника, 1970, № 6, с. 3—18.
13. Леонтьев О. К. К проблеме происхождения океанов (о гипотезе «глобальной тектоники»). — Вестник Моск. ун-та, Сер. геогр., 1973, № 6, с. 21—29.

14. Леонтьев О. К. Об одной особенности распределения значений глубинного теплового потока в океанах. — Вестник Моск. ун-та, Сер. геогр., 1975, № 1, с. 42—47.
15. Моисеенко Ф. С. Основы глубинной геологии. — Л.: Недра, 1981. — 280 с.
16. Николаев Н. И. Геоморфологические и неотектонические аспекты новой концепции тектоники плит. — Изв. вузов. «Геология и разведка», 1977, № 4, с. 3—14.
17. Орленок В. В. Физические основы эволюции периферы Земли. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. — 248 с.
18. Соловьев В. А., Кириллова Г. Л. Геология дна океанов и проблемы теоретической тектоники. — Геология и геофизика, 1978, № 7, с. 130—134.
19. Ушаков С. И., Галушкин Ю. И., Иванов О. П. Остывание как основная причина эволюции литосферы и рельефа дна Мирового океана. Комплексные исследования природы океана. — М.; Изд-во Моск. ун-та, 1980, Вып. 7, с. 129—136.
20. Чебаненко И. И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. — Киев: Наукова думка, 1977. — 84 с.
21. Чебаненко И. И. О методологических недостатках «новой глобальной тектоники». — Геологический журнал, 1978, № 5, с. 40—50.
22. Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. Статья 2-я. — Бюл. МОИП, отд. геол. 1974, т. 49, № 1, с. 5—26.
23. Dietz R. S. Ocean basin evolution by sea-floor spreading. "Continental Drift", N.-Y., 1962, p. 209—216.
24. Hess H. M. History of Ocean basins. Geol. Soc. Amer. N.-Y., 1962, p. 599—620.
25. Initial Reports of DSDP, v. 18, 19, 24, 37. Wash., 1973—1977.
26. Meyerhoff A. Crustal structure of North Atlantic Ocean. "Plate tectonics—assessments and reassessments". Tulsa, 1974, p. 17—28.
27. Meyerhoff H. A., Meyerhoff A. A. Test of Plate Tectonics. Amer. ass. Petrol. geol. Mem., 1974, vol. 24, p. 43—145.
28. Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over ocean ridges. "Nature", v. 199, 1963, p. 947—949.

УДК 551.24

И. А. РЕЗАНОВ, И. А. ЗОТОВ

МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ КАК МЕХАНИЗМ ОКЕАНИЗАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Результаты глубоководного бурения последних лет свидетельствуют о крупных опусканиях дна океанов. Эти новые факты подтверждают высказанные более 50 лет назад идеи Э. Зюсса, Э. Ога, М. М. Тетяева, А. Д. Архангельского, Г. Штилле и др. об образовании океанов на месте былых континентов.

К настоящему времени пробурено более 500 скважин в глубоководных областях океанов, и многие из них, пройдя лежащие на дне глубоководные осадки, вскрыли залегающие ниже мелководные и даже континентальные отложения. Эти факты свидетельствуют о том, что в относительно недавнее геологическое время на месте этих участков океанов была суша или же существовали мелководные моря материкового типа. Посмотрим, где же обнаружены в океанах мелководные и континентальные

отложения? Наиболее широко мелководные отложения распространены в северной части Атлантического океана. Опускания начались там в позднемеловую эпоху и продолжались в палеогене и неогене. В некоторых случаях удалось обнаружить сильно выветренные пористые базальты раннемелового возраста, которые изливались на существовавшую тогда сушу, а затем погрузились на 1—2 км. Крупные опускания океанов установлены в южной части Атлантического океана. Они тяготеют к западному и восточному его берегам. Складывается впечатление, что с начала позднемеловой эпохи, т. е. за 100 млн. лет, Атлантический океан сильно расширил свои границы, увеличившись по площади более чем в два раза.

Еще большие по площади опускания установлены в пределах Индийского океана, где прежде всего опускались его окраинные части. Широкая полоса, прилегающая к Африканскому берегу, начала опускаться в палеогеновую эпоху. Вся восточная половина Индийского океана погружалась отдельными блоками в позднемеловую, палеогеновую и неогеновую эпохи. Некоторые участки дна Индийского океана опускались за это время более чем на 5000 м [3].

Обширные области опускания известны и в западной части Тихого океана. Опустилась суша между Австралией и Новой Зеландией. Пространства, занятые Филиппинским, Японским, Охотским морями, еще в палеогене, т. е. 50 млн. лет назад, были свободны от морских бассейнов.

В других участках Мирового океана мелководные отложения встречаются эпизодически на вершинах подводных гор. Этот факт свидетельствует, что наряду с опусканием участков континентов, расположенных по окраинам океанов, имело место и общее погружение всего или значительной части дна Мирового океана. Лишь в этом случае удастся объяснить наличие континентальных и мелководных отложений на подводных возвышенностях, вершины которых опущены сейчас на 1000—3000 м ниже уровня моря.

Отмеченные явления опускания суши под воду и превращение ее в дно океана выдвигают перед исследователями два главных вопроса: о причинах такого опускания и типе коры, которая была в этих участках до и после их опускания под воду.

При обсуждении вопросов образования океанов, формирующихся на месте бывших континентов, необходимо, прежде всего, учитывать принцип изостазии. Огромное число сейсмических профилей, пройденных как на суше, так и на акваториях, показало, что изостазия осуществляется в основном на уровне границы Мохоровичича: более легкая земная кора подобно айсбергу плавает на более плотной мантии Земли [7]. Если опираться на принцип изостазии, то есть только два способа погрузить континентальную кору на несколько (2—5) километров ниже уровня океана. Первый — это приложить к континен-

тальной коре дополнительный вес, вследствие чего она опускается. Второй — утоньшить континентальную кору снизу. Вследствие механизма изостазии утоненная кора должна опускаться. В данной статье обсуждается лишь первый вариант.

Чтобы выявить характер процессов, происходящих в континентальной земной коре во время ее океанизации, обратимся к районам траппового магматизма. В нашей стране наиболее крупным полем являются пермо-триасовые траппы Сибирской платформы. Сейсмические исследования земной коры, проведенные в пределах Сибирского траппового поля, выявили одну интересную особенность коры, в других местах обычно отсутствующую. Обнаружено, что под траппами в земной коре распространены относительно тонкие слои, характеризующиеся высокой скоростью сейсмических волн. Так, по данным В. А. Деткова и др., высокодетальные сейсмические исследования, проведенные методом КМПВ, установили в пределах Туринской впадины (Тунгусская синеклиза) несколько высокоскоростных слоев. Они обнаружены на глубинах 2—5 км в толще нижнепалеозойского осадочного чехла (кембрий-силур) и характеризуются граничной скоростью 6,9—7,1 км/с (рис. 1, а).

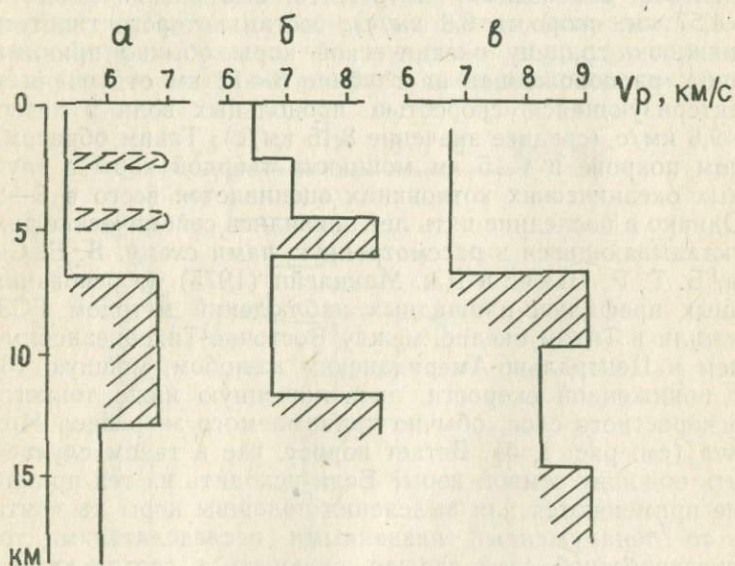


Рис. 1. Сейсмические разрезы земной коры в областях траппового магматизма (заштрихованы слои с повышенными скоростями): а — континент, Тунгусская синеклиза Сибирской платформы [5]; б — Тихий океан, северная Кокосовая плита (к востоку от Калифорнии) [1]; в — Тихий океан к востоку от Курильского жёлоба [6] (для океанов разрезы даны от уровня дна)

Глубинное сейсмическое зондирование, проведенное через ту же Тунгусскую синеклизу по профилю Богучаны — Тунгуска, установило в верхней части земной коры на глубинах 7—12 км один или несколько слоев, характеризующихся аномально высокой для таких глубин скоростью (6,8 км/с). Ниже этого слоя, вплоть до глубины 25 км, скорость резко понижена (5,9 км/с). Исследования показали, что под наиболее глубоко опущенной частью впадины наблюдается уплотнение пород фундамента и увеличение сейсмических скоростей [5].

Таким образом, особенностью земной коры трапповых провинций служит появление в ее верхней и средней частях относительно тонких высокоскоростных горизонтов. Заметим, что в коре хорошо изученной Восточно-Европейской платформы такие высокоскоростные горизонты на указанных глубинах не обнаружены.

Обратимся к земной коре океанов. Согласно общепринятой модели океанической коры, обобщенной Г. Г. Шором, Г. У. Менардом и Р. В. Райттом (1970), кора океанов состоит из тонкого осадочного слоя (мощность $h=0,34$ км, скорость волны $P=2,1$ км/с); второго слоя ($h=1,21$ км, скорость 5,15 км/с), сложенного базальтами; и третьего, или океанического, слоя ($h=4,57$ км, скорость 6,8 км/с), состав которого гипотетичен. За нижнюю границу океанической коры обычно принимается граница, расположенная на глубине 8—12 км от уровня моря, характеризующаяся скоростью продольных волн в интервале 7,0—9,6 км/с (среднее значение 8,15 км/с). Таким образом, при водном покрове в 4—5 км мощность твердой коры в глубоководных океанических котловинах оценивается всего в 5—8 км.

Однако в последние пять лет появились сейсмические данные, не укладывающиеся в рассмотренную нами схему. В. Е. Снайдсман, Б. Т. Р. Льюис и Дж. Макклейн (1975) на основании детальных профильно-площадных наблюдений методом ГСЗ обнаружили в Тихом океане, между Восточно-Тихоокеанским поднятием и Централно-Американским желобом, мощную (6 км) зону пониженной скорости, расположенную ниже тонкого высокоскоростного слоя, обычно принимаемого за раздел Мохорвичича (см. рис. 1, б). Встает вопрос, где в таком случае проводить подошву земной коры? Если исходить из тех принципов, какие применяются для выделения подошвы коры на континентах, то обнаруженный названными исследователями тонкий высокоскоростной слой следует включать в состав коры и ее подошву проводить ниже зоны малых скоростей. Но в этом случае толщина океанической коры без слоя воды достигается уже 16 км. Авторы отмечают, что такое строение океанической коры имеет место в пределах значительной части подводной Кокосовой плиты восточнее оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Аналогичное строение океанической коры (глубина моря 5 км) установлено Е. А. Старшиновой [6] в северо-западной

части Тихого океана. На глубинах 7—10 км от дна моря обнаружено высокоскоростное тело, где скорость продольных волн достигает 9,0 км/с. Ниже имеется волновод, а новый рост скорости до 9,0 км/с фиксирован на глубине 15 км от дна.

В некоторых случаях высокоскоростные горизонты обнаружены на еще больших глубинах.

Новые данные о том, что в океанической литосфере под сравнительно тонкими высокоскоростными прослоями неоднократно обнаружены слои с пониженными скоростями, привели Н. К. Булина [1] к представлению о том, что за границу Моховичича в океанах, принимаемую за подошвы коры, следует принимать основание слоя с пониженными скоростями. Следовательно, океаническая кора соизмерима по толщине с континентальной корой. Но в океанической коре сравнительно с континентальной скорости сейсмических волн относительно повышены.

Сказанное позволяет рассматривать слои с повышенной скоростью, обнаруженные в коре Сибирской платформы под базальтами, как начальную стадию океанизации континентальной коры. Об этом красноречиво свидетельствует рис. 2, где сопоставлены на одном графике характер изменения с глубиной скорости в коре под траппами Тунгусской синеклизы (Сибирская платформа) и в пределах Кораллового моря (юго-запад Тихого океана). Нетрудно видеть, что и в том и в другом случае до глубины 40—50 км преобладающие значения скорости состав-

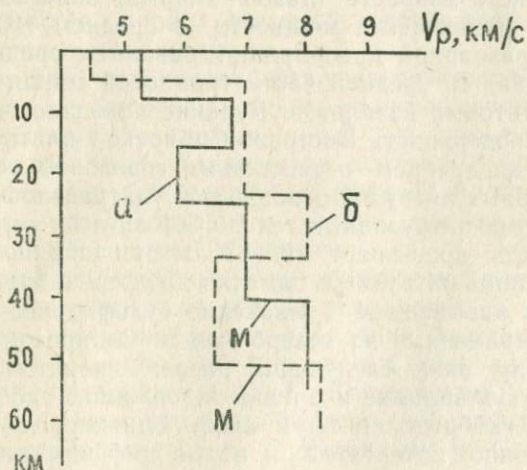


Рис. 2. Сравнение верхних 50 км литосферы континента и океанов области траппового магматизма:

а — континент, Тунгусская синеклиза Сибирской платформы; *б* — океан, Коралловое море близ п-ва Папуа (ю.-з. Тихого океана); *М* — граница Моховичича

ляют около 7 км/с. Но в коре Сибирской платформы высокоскоростной слой в верхней части коры еще только формируется и его мощность не превышает 10 км. В коре же Кораллового моря вплоть до глубины 23 км скорости достигли 7,0 км/с, а в интервале 23—33 км возник слой с еще более высокими (до 8,0) скоростями сейсмических волн.

Приведенные нами данные свидетельствуют, на наш взгляд, о том, что одним из возможных механизмов океанизации континентальной коры является процесс появления в ее верхней и средней частях высокоскоростных горизонтов. Начало этого процесса сейсмическое зондирование установило под залитой базальтами Сибирской платформой, а его дальнейшее развитие — в литосфере океанических котловин.

Обратимся теперь к выяснению петрологического механизма, приводящего к появлению в континентальной коре слоев с повышенными скоростями, что рассматривается нами как начальная стадия ее океанизации. Поскольку мы считаем, что океанообразование вызвано тем же процессом, который формирует трапповые поля на континентах, наше внимание привлекли петрологические процессы, сопровождающие излияние траппов. В пределах самого крупного Тунгусско-Западно-Сибирского траппового поля наиболее детально исследован Талнахский район, расположенный на северо-западе Восточно-Сибирской платформы. В этом районе на платформенном чехле средне- и верхнепалеозойского возраста (девон — пермь) залегают туфо-лавовая толща меняющейся мощности (в среднем 1100 м). Среди лавовых образований преобладают базальты среднего химического состава. В средней части трапповой толщи встречаются потоки пикритовых базальтов. Бурение показало, что излияния траппов на поверхность Восточно-Сибирской платформы сопровождалось внедрением в различные горизонты ее осадочного чехла пластовых интрузий основного и ультраосновного состава. Мощность этих интрузивных тел до 500 м, а их горизонтальная протяженность превышает 10—15 км при ширине 0,5—1,0 км. Некоторые типы интрузивов заметно дифференцированы по вертикали. Так называемые Талнахские сульфидоносные интрузивы, распространенные на северо-западе Сибирской платформы, имеют сверху вниз следующий разрез: диориты и кварцевые диориты; безоливиновые и оливин-содержащие габбродолериты; пикритовые габбродолериты и вновь оливиновые габбро-долериты. Особенно интенсивно и полно дифференцированы продуктивные на сульфидные медно-никелевые руды Верхнеталнахские интрузивы. Эти интрузивы неоднократно и подробно списывались В. В. Золотухиным, Д. А. Додином, А. П. Лихачевым, А. В. Тарасовым и одним из авторов этой статьи, И. А. Зотовым [2].

Указанные статиформные интрузии в большинстве своем на дневной поверхности не обнажаются, но вскрыты скважинами.

Поскольку они широко распространены в осадочном чехле платформ, есть основание предполагать такие же внедрившиеся интрузии и в более глубоких горизонтах коры платформ.

Изучение вещественного состава и условий образования Талнахских интрузивов показало, что значительная часть (до 75%) разреза этих, главным образом Верхнеталнахских интрузивов сформировалась на месте вмещающих пород путем их магматического замещения. На переднем фронте этих интрузивов в результате замещения различных по литологическому составу пород образовались магматические псевдобрекчии. Матрица их представлена метасоматитами магматической стадии и неизохимически метаморфизованными породами. Формирование метасоматитов магматической стадии происходило в результате привноса из расплавов во вмещающие породы различных компонентов посредством выходящих из магм флюидов, просачивающихся сквозь расплавы.

О значительных масштабах этого процесса свидетельствует образование путем магматического замещения горизонта такситовых габбро-долеридов мощностью до 40 м или тел магматических псевдобрекчий мощностью до 180 м. Такая масса флюидов не могла быть внесена расплавами. Следовательно, приходится допустить, что флюиды поступали в магматические массы из глубоко залегающих частей интрузивной системы. Источником просачивающихся через магму трансмагматических флюидов (термин Д. С. Коржинского) была скорее всего верхняя мантия. Мантийная природа флюидов подтверждается их высоковосстановительным характером.

Таким образом, устанавливается, что трапповый магматизм на платформах не ограничивается только формированием мощных поверхностных трапповых полей. Он также выражается образованием под этими трапповыми полями (в пределах земной коры путем магматического замещения) пластовых интрузий основного и ультраосновного состава, отдельные горизонты которых сильно обогащены сульфидами.

Сульфидизацию базитовых и интербазитовых расплавов в результате их сульфуризации предполагал ранее Д. С. Коржинский. Заметим, что причину сульфуризации базитов Д. С. Коржинский видит в ином типе процессов, чем рассмотренный здесь. Процесс, предлагаемый Д. С. Коржинским, также проявлен на Талнахе. Сульфуризация базитов с образованием колчеданных руд предполагается А. Г. Жабиным, В. С. Гладких на геологическом материале.

Поскольку океаническая кора почти повсеместно перекрыта плащом базальтов, которые по химическому составу близки наземным траппам платформ, есть все основания считать, что и в океанах под плащом базальтов имел место процесс основного метасоматоза, сопровождавшегося формированием в коре пластовых интрузивных тел, обогащенных сульфидами. Если

этот процесс достигал достаточной интенсивности, то он должен был привести к двум следствиям: 1) общему утяжелению коры и верхов мантии, подвергшихся магматической и метасоматической переработке и вследствие этого их погружению; 2) появлению в коре, а возможно, и в верхних горизонтах мантии, слоев и прослоев, характеризующихся аномально высокими значениями скорости распространения сейсмических волн.

Итак, мы приходим к выводу о том, что один из возможных механизмов океанизации континентальной коры проявляется в ее базификации. Последняя, насколько можно судить по немногочисленным еще сейсмическим данным и результатам бурения в трапповой провинции, выражается в магматическом замещении осадочных и метаморфических пород коры. Названный процесс начинается с образования относительно тонких высокоскоростных горизонтов, что обнаружено под траппами Сибирской платформы. В случае более сильного проявления этого процесса толщина базифицированных горизонтов возрастает. Возрастают также и значения скорости, что свидетельствует об увеличении основности пород. В конечном счете в бывшей континентальной коре формируются мощные слои, в пределах которых граничная скорость достигает 7,0—8,5 км/с. Кровля этих слоев обычно и принималась за границу Мохоровичича в океанах. В действительности же граница Мохоровичича расположена много ниже, т. е. на тех же глубинах, что и под континентами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булин Н. К. Глубинное строение дна океанов. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 30—42.
2. Зотов И. А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. — М.: Наука, 1979. — 156 с.
3. Резанов И. А. Происхождение океанов. — М.: Наука, 1979. — 200 с.
4. Резанов И. А., Зотов И. А. Об одном из возможных механизмов океанизации континентальной коры. — ДАН, 1981, т. 257, № 5, с. 1200—1204.
5. Сейсмические модели литосферы территории СССР/Ред. С. М. Зверев и И. П. Косминская. — М.: Наука, 1980. — 184 с.
6. Старшинова Е. А. О возможности существования волновода в области перехода от коры к мантии. — ДАН, 1976, т. 228, № 4, с. 821—824.
7. Файтельсон А. Ш. Архимедово равновесие земной коры. — В кн.: Изостазия. М., Наука, 1973, с. 44—48.

*В. И. ВИТЯЗЬ, Г. Н. КАТТЕРФЕЛЬД,
В. В. БОГАЦКИЙ, В. Я. ЕРОМЕНКО*

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛИНЕЙНЫХ (СТРУКТУР (И ПОЛЕЙ ИХ ПЛОТНОСТИ) ЗЕМЛИ, ЛУНЫ И ФОБОСА

В последние два десятилетия появилось большое количество информации о строении поверхности небесных тел Солнечной системы [6, 8, 9, 11—13, 16—18 и др.]. Выяснение общности распадается на несколько самостоятельных задач, а именно, общности строения: а) подмножества планет; б) подмножества спутников и в) множества планет и спутников. Сравнение и анализ больших статистических совокупностей тектонических нарушений отчетливо убеждает в наличии четырех ведущих направлений их размещения на Земле и на других планетах [8, 9], двух взаимоперпендикулярных (широтно-меридиональной и диагональной) сопряженных линейных структур.

Земля. Систему дизъюнктивов Земли образует свыше 400 линейных структур протяженностью от 11 до 71°. Левоасимметричное полимодальное их распределение выявляет три доминантные группы дизъюнктивов протяженностью в 15, 37 и 67° (среднеарифметическое значение 23°). Преобладают дизъюнктивы субширотной и субмеридиональной ориентировки, доля которых >80%. Заметно преобладание крупнейших межрегиональных и планетарных структур меридионально-широтной (полярно-экваториальной) ориентировки над диагональными (северо-восточной и северо-западной). Вместе с тем наибольшую среднюю протяженность имеют северо-западные дизъюнктивы. Иными словами, если среди полярно-экваториальной группы дизъюнктивов преобладают (по числу и средней длине) субширотные, то среди диагональных северо-западные представители. В рангах крупных (11—20° и 21—34°) межрегиональных дизъюнктивов большая средняя длина характерна для северо-восточных представителей; это отличает их не только от диагональных, но и от полярно-экваториальных дизъюнктивов. Наиболее протяженные дизъюнктивы Земли приходятся на крупнейшие ее морфоструктуры: океанические впадины южного полушария и север Евразийского материка. Крупные межрегиональные и планетарные дизъюнктивы расположены веерообразно по восточной и южной центриклиналям впадины Тихого океана, а также по северной, западной и южной окраине Евразии. Крупные межрегиональные и планетарные морфоструктуры (срединно-океанические хребты, глубоководные желоба, материковые рифы), как правило, территориально не совпадают с крупнейшими дизъюнктивами.

Карта плотности крупных и крупнейших дизъюнктивов, составленная по сети ячеек-трапеций $10 \times 10^\circ$ (длина дизъюнктивов в градусах, приходящаяся на площадь ячейки в квадратных градусах), фиксирует зонально-региональную (или поясово-ареальную) структуру поля плотности дизъюнктивов. Крупнейшие по размерам ($51-150^\circ$) пояса повышенной плотности дизъюнктивов ориентированы вдоль параллелей и меридианов, характеризуются плотностью $0,2-0,5 \text{ град}^{-1}$. Межрегиональные ареалы, достигая значений плотности $0,7-1,0 \text{ град}^{-1}$, фиксируются цепочками северо-западного и северо-восточного, реже восточно-западного простирания. Наибольшая средняя плотность дизъюнктивов отмечена вдоль меридиана $245 \pm 15^\circ$ в. д. и параллели $45 \pm 15^\circ$ с. ш. Интересно отметить, что опознанные на лике Земли критические круги параллелей $\pm 35^\circ$, меридианов $60-240^\circ$, $105-285^\circ$, $150-330^\circ$ Западный (вокруг Тихого океана) и Восточный (вокруг Африки) [10] четко фиксируются как в пространственном размещении дизъюнктивов, так и в структуре поля их плотности (рис. 1 и 2), ранга и размещения по краям морфоструктур и т. п., типичны как для отдельных, ранее исследованных крупных регионов СССР, так и отдельных нефтегазоносных и рудных областей [4, 7, 9, 14]. Все это свидетельствует не только о формально-геометрическом единстве структурного узо-

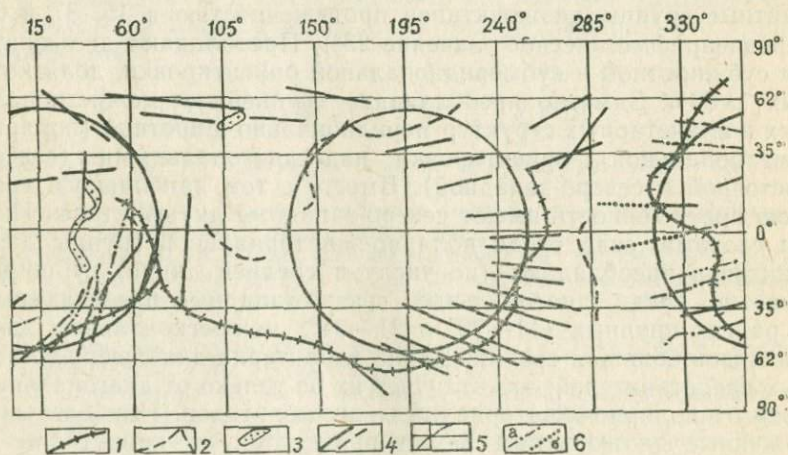


Рис. 1. Схема крупнейших ($>34^\circ$ дуги) срединно-океанических хребтов, глубоководных желобов, материковых рифтов и дизъюнктивов Земли (составили В. И. Витязь и Г. Н. Каттерфельд по материалам [1, 9, 10, 12, 15, 16]):

1 — оси океанических рифтовых систем; 2 — оси глубоководных желобов; 3 — материковые рифты; 4 — дизъюнктивы материков и океанического ложа; 5 — экстремальные и критические круги трехосновного земного эллипсоида [по 10]; 6 — крупнейшие глубинные разломы, установленные (а) и предполагаемые (б)

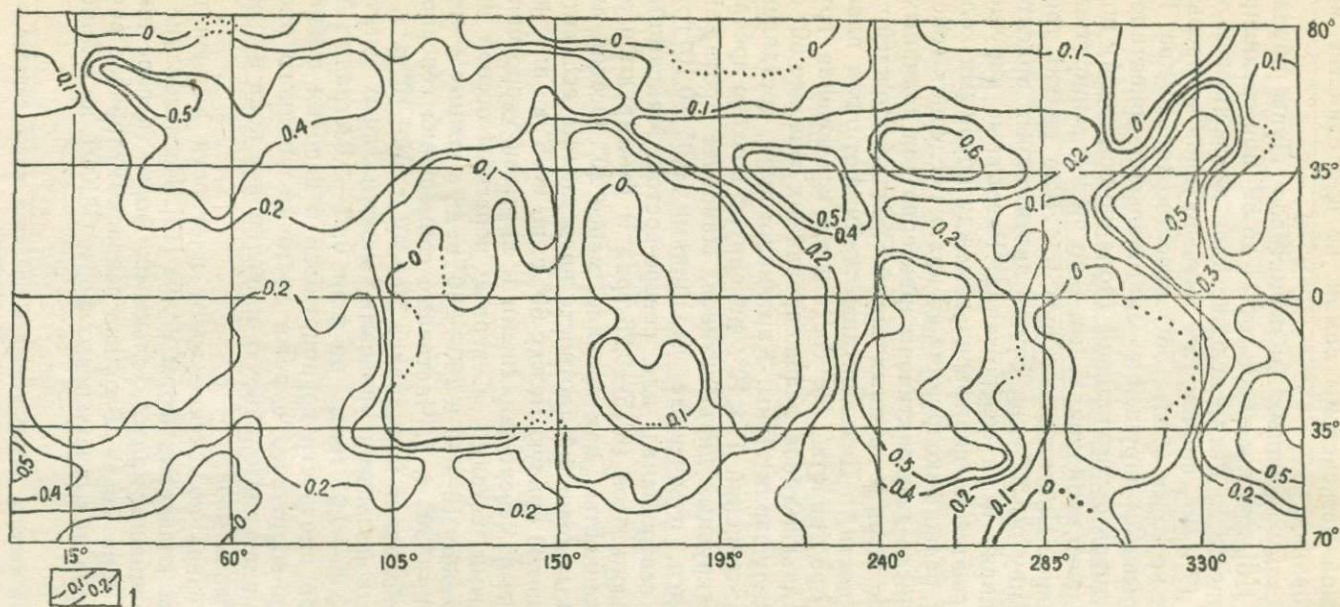


Рис. 2. Плотность межрегиональных (протяженность $>10^\circ$ дуги) и планетарных ($>50^\circ$) дизъюнктивов Земли (составили В. И. Витязь, Г. А. Витязь, Н. С. Сидорова):
 1 — ареалы (протяженность $>34^\circ$ дуги) плотности дизъюнктивов. Изолинии плотности в дуговых градусах на 1 квадратный градус для ячеек-трапеций $10 \times 10^\circ$

ра дизъюнктивной метасистемы Земли, но и о единстве механизма ее образования.

Луна. Систему крупных дизъюнктивов Луны образуют 122 нарушения [13], протяженность от 11 до 59° при среднеарифметической длине $18,9^\circ$. Распределение длин дизъюнктивов имеет две моды, в 17 и 38° , причем 75% дизъюнктивов не превышает 20° , а самых крупных (более 50°) известно только два. Преобладают разрывные нарушения диагональной ориентировки. Среди дизъюнктивов ортогональной (полярно-широтной) подсистемы преобладают меридиональные — по числу, а широтные — по средней длине. Протяженные рвы на Луне редки: три из пяти имеют длину до 20° , два самых протяженных ориентированы по меридиану и на северо-запад. Разрывные нарушения и рвы располагаются по периферии и между крупными кольцевыми формами, редко фиксируются на краях последних (рис. 3). Минимальное число дизъюнктивов характерно для полярных областей, Океана Бурь и крупных морей: Холода, Дождей, Восточного, Влажности*. Дизъюнктивы окаймляют края плоских океанических пространств. Не составляет исключения группа субширотных дизъюнктивов, зафиксированных севернее 60° с. ш. на обратном полушарии Луны. Карта плотности, составленная для сети ячеек-трапеций $10 \times 10^\circ$, фиксирует поясово-ареальное строение поля крупных дизъюнктивов. Наиболее протяженные ($51-125^\circ$) пояса, очерченные изолиниями $0,05-0,10$ град $^{-1}$, вытянуты на северо-запад или северо-восток. Максимальные плотности дизъюнктивов ($0,15-0,26$ град $^{-1}$) фиксируются ареалами с протяженностью, как правило, менее 20° . Осевая линия поля повышенных значений плотности представляет ассиметричную волнообразную кривую между 60° с. ш. и 75° ю. ш. с пологими удлиненными северо-западными и крутыми укороченными северо-восточными ветвями. Северные перегибы осевой линии фиксируются между $10 \div 60^\circ$ и $200 \div 280^\circ$ в. д., а южные — между $100 \div 180^\circ$ и $260 \div 330^\circ$ в. д. Частичные совмещения северного и южного перегиба вдоль меридианов $50+10^\circ$ и $270+10^\circ$ в. д. проявлены меридиональными поясами максимальных значений плотности до $0,05-0,07$ град $^{-1}$ на фоне $0,01-0,03$ град $^{-1}$. Ареалы повышенной плотности группируются в цепочки северо-западного, северо-восточного и реже восточно-западного простирания, подчеркивая диагональную ориентировку поля плотности линейных дизъюнктивов.

Сравним теперь положение узлов плотности дизъюнктивов с размещением кольцевых форм Луны [13]. Исследование размеров и размещения малых кольцевых форм (поперечник от 15 до 500 км) показывает не только левоасимметричное распределение размеров малых кольцевых форм (МКФ), но и линейно-

* Пониженная частота дизъюнктивов в пределах морей связана с перекрытием доморских разломов морскими базальтами.

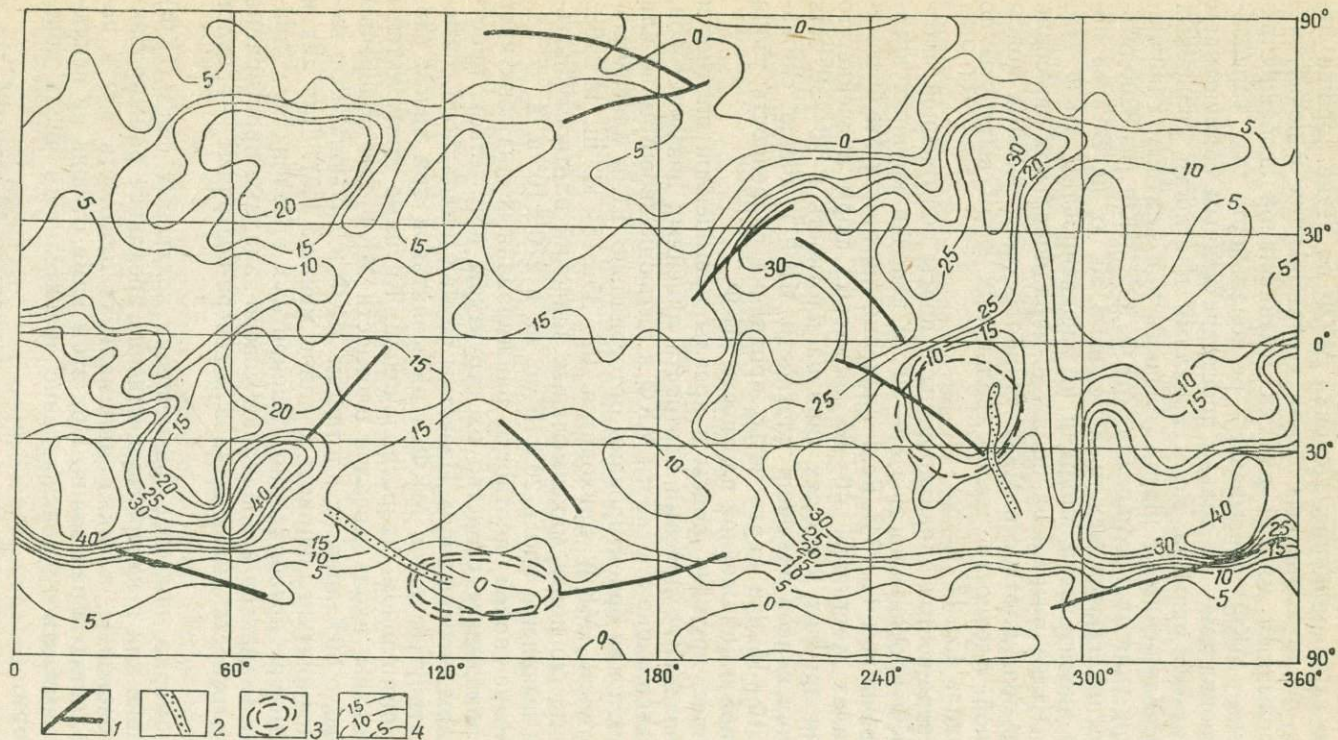


Рис. 3. Крупнейшие ($>34^\circ$ дуги) дизъюнктивы, рвы, кольцевые структурные формы и ареалы плотности малых кольцевых форм (МКФ) Луны (составил В. И. Витязь по материалам [13]):
 1 — дизъюнктивы; 2 — рвы; 3 — кольцевые формы; 4 — ареалы плотности МКФ в единицах на ячейку-трапецию $10 \times 10^\circ$

ареальное их размещение. Цепочки МКФ на Луне хорошо известны, а число кольцевых форм, составляющих цепочку, нередко превышает многие десятки. Специфичной особенностью размещения МКФ оказывается региональность их (ареальность), проявляемая не только пространственным совмещением МКФ близкого размера, но и ареалами плотности кольцевых форм, расположенных с шагом, близким или кратным типичному размеру (для данного ареала) МКФ. 90% МКФ (из 8200 объектов) располагаются между 60° с. ш. и 60° ю. ш. Вблизи полюсов на значительной площади не зафиксированы МКФ (см. рис. 3). Четко выражена зонально-меридиональная поясовая структура поля плотности МКФ. Наиболее протяженные поясы повышенной плотности малых кольцевых форм вытянуты по широте вдоль $45 \pm 15^\circ$ ю. ш.

На северо-восток ориентированы и поясы повышенной плотности МКФ протяженностью $35-50^\circ$, и цепочки крупных ареалов поперечником $11-34^\circ$. Если значения плотности МКФ в малых ареалах достигали 40—66 кольцевых форм в ячейке, то в крупных ареалах и поясах типична плотность в 20—30; для крупнейших поясов значения плотности МКФ в ячейке снижаются до 10—15. На карте четко проявлена спаренность узлов повышенной и пониженной плотности МКФ.

Наиболее крупные поясы и ареалы повышенной плотности МКФ совпадают с поясами плотности линейных дизъюнктивов, однако наибольшие плотности МКФ и дизъюнктивов обычно или соседствуют, или ориентированы ортогонально. Если максимальная плотность МКФ приходится на $35 \pm 15^\circ$ ю. ш. и $240 \pm 20^\circ$ в. д., то поясы максимальных значений плотности дизъюнктивов выявлены вдоль $20 \pm 15^\circ$ ю. ш. и $270 \pm 10^\circ$ в. д.

Сравнение полей плотности ранжированных дизъюнктивов и МКФ показывает сходство их структуры при четком пространственном несовпадении. Известны случаи площадного совмещения вытянутых узлов МКФ и дизъюнктивов при явном взаимно ортогональном их расположении. Крупные дизъюнктивы ориентированы вдоль ареалов плотности МКФ или поперечны к ним. Около 60% ареалов плотности МКФ и дизъюнктивов вытянуты (отношение ширины к длине меньше 0,6). Для тех и других типично преобладание субширотных ареалов, но у диагональных элементов преобладают северо-западные простирания ареалов плотности дизъюнктивов и северо-восточные — ареалов МКФ.

Закономерно поясовое размещение кольцевых форм (КФ) Луны, равно как и их преимущественно ареальное ранжированное расположение, а также минимальная плотность КФ в полных областях образования. При этом нами отнюдь не исключается и импактное происхождение значительного числа кольцевых форм.

Фобос отличается не только неправильной формой, но и

наличием системы параллельных борозд шириной до нескольких сотен метров, тянущихся на большие расстояния. Протяженность крупных борозд и рвов составляет $11 \div 185^\circ$ при среднеарифметической длине 27° . Фиксируются моды линейных структур (ЛС), равные $12,5$; 33 и 63° . Половина ЛС ориентирована вдоль параллелей Фобоса, причем они в среднем в 1,5 раза длиннее субмеридиональных. При внимательном рассмотрении карты поверхности Фобоса [18] выяснилось, что «расположение борозд оказалось симметричным относительно 10-километрового кратера Стикни» [6, с. 132]; нами же установлено, что в приэкваториальной области между 240 и 300° в. д. четко обособляется изометричное поле минимальной плотности ЛС с радиальным рисунком борозд и рвов вокруг него. Можно предполагать, что это поле, представляя район относительного поднятия, является тем самым зоной относительного сжатия, т. е. областью полярной — по характеру напряжений — зоне кратера Стикни. Рассматривая последний как зону возможного относительного прогиба (растяжения), можно сказать, что для Фобоса характерна дипольная приэкваториальная структура, силовое поле которой проявило себя узором борозд и рвов. В самом деле, размещение линейных структур Фобоса аналогично структуре силовых линий магнитного диполя (один полюс приходится на область предполагаемого поднятия, второй — соответствует кратеру Стикни). Любопытно, что наиболее протяженные линейные структуры, изменяя свою ориентировку с восточно-западной на субмеридиональную или северо-западную, оказываются кратчайшими линиями, соединяющими на поверхности Фобоса кратер Стикни с областью предполагаемого поднятия. Если общее количество ЛС северо-западной и северо-восточной ориентировки на Фобосе практически одинаково, то для отдельных рангов заметно преобладание ЛС то северо-западных, то северо-восточных. Итак, в распределении длины, ориентировок и размещении линейных структур Фобоса опознается четкая упорядоченность, которая может быть объяснена, как в случае Земли и Луны, единым механизмом формирования его структур (рис. 4).

Карта плотности линейных структур Фобоса не только фиксирует высокий общий уровень плотности ЛС, достигающий $0,45 \text{ град}^{-1}$, но и выявляет изометричные, удлиненно-прямолинейные, дуго- и кольцеобразные ареалы и поясы повышенной и пониженной плотности ЛС. Четко проявлены четыре ареала малой плотности ЛС. Они соответствуют полюсам, кратеру Стикни и зоне предполагаемого поднятия. Пятая область, соответствующая в целом полю повышенной плотности ЛС, охватывает остальную часть спутника. Минимумы плотности ЛС соответствуют 20-градусной полосе южнее экватора и двум меридиональным поясам вдоль $40 \div 60^\circ$ и $270 \div 300^\circ$ в. д. Если вспомнить, что Фобос своей большой осью направлен к центру Марса, то очевидно, что преимущественное расположение ли-

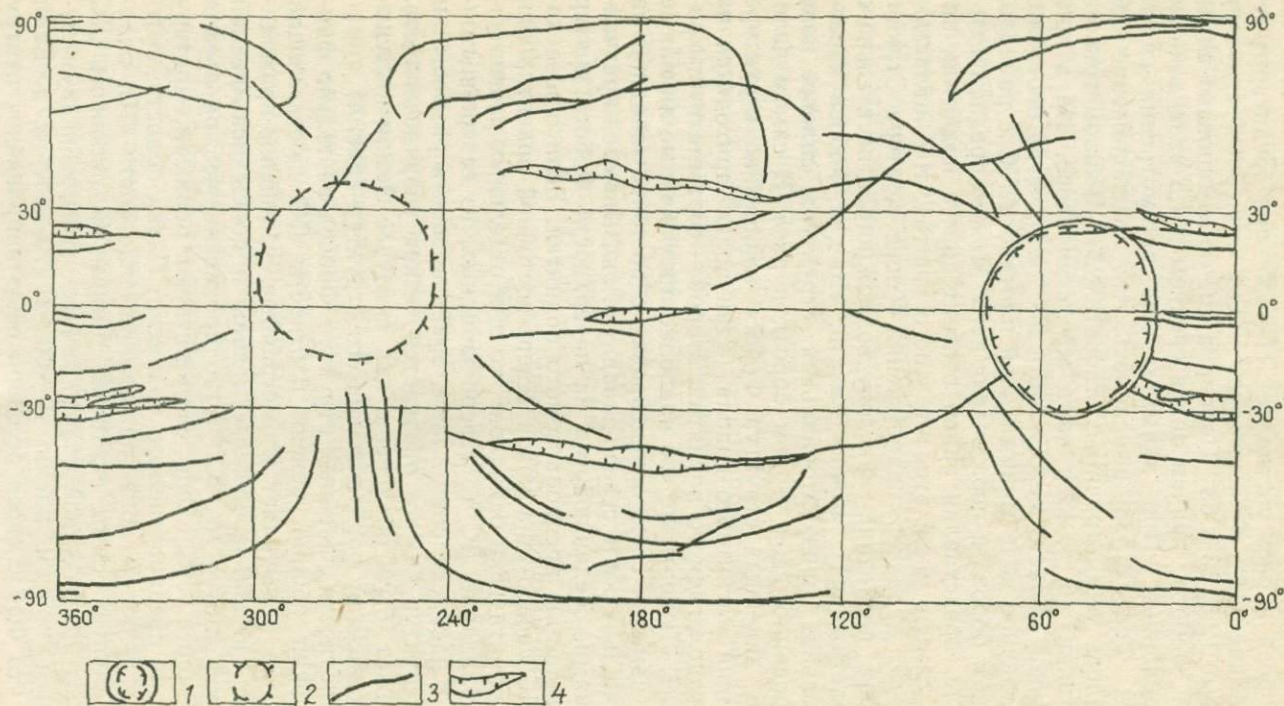


Рис. 4. Крупнейшие ($>34^\circ$ дуги) морфоструктуры поверхности Фобоса (составил В. И. Витязь по материалам [18]):
 1 — контуры кратера Стикни; 2 — контуры предполагаемого поднятия (области сжатия); 3 — борозды; 4 — рвы на поверхности Фобоса

нейных структур совпадает с его удлинением. Крупные протяженные борозды спутника ориентированы субпараллельно вектору растяжения и являются, вероятно, не отрывными, а сколовыми нарушениями.

Остановимся теперь на сопоставлении дизъюнктивных систем Земли, Луны и Фобоса. С этой целью обратимся к сходству строения полей плотности линейных дизъюнктивов, фиксируемых, в частности, размещением чередующихся ареалов повышенной и пониженной плотности. В самом деле графики распределения средних значений плотности дизъюнктивов Земли, Луны и Фобоса, а также кольцевых форм Луны по 10-градусным меридиональным и зональным полосам фиксируют пространственную упорядоченность структурных элементов, выявленных на поверхности небесных тел (рис. 5).

Ориентируясь на графики распределения плотности, можно выделить от двух до четырех субмеридиональных поясов различной плотности дизъюнктивов (пониженной, наибольшей, повышенной). Для земного шара имеют место три сегмента (области): Западно-Тихоокеанский ($100 \div 220^\circ$ в. д.) — пониженных значений, Восточно-Тихоокеанский ($220 \div 295^\circ$ в. д.) — максимальных и Атлантико-Евразийский ($295 \div 110^\circ$ в. д.) — повышенных значений плотности дизъюнктивов. На Луне четко обособляются два пояса: восточный ($210 \div 350^\circ$ в. д.) — пониженных и западный ($350 \div 210^\circ$ в. д.) — повышенных значений плотности дизъюнктивов. На Фобосе обособляется четыре пояса, в том числе два пониженной плотности линейных структур (дизъюнктивов), приходящихся на кратер Стикни ($30 \div 130$ в. д.) и предполагаемое поднятие ($240 \div 310^\circ$ в. д.) и разделяющие их два пояса повышенной плотности дизъюнктивов ($310 \div 30$ и $130 \div 240^\circ$ в. д.). На Луне по плотности кольцевых форм проявляется три пояса (сегмента): пониженной, повышенной и промежуточной (средней) плотности МКФ, соответственно приходящихся на материковую область ($90 \div 200^\circ$ в. д.) обратной стороны Луны, море Восточное или переходную область ($200 \div 290^\circ$ в. д.) и преимущественно океаническую зону ($290 \div 90^\circ$ в. д.) видимой стороны Луны. Анализ графиков по 10-градусным зонам — широтным полосам позволяет выделить от трех до пяти субширотных зон разной плотности дизъюнктивов.

Для всех трех сопоставляемых небесных тел по плотности дизъюнктивов отчетливо обособляются полярные области: минимальных значений — южнее 70° ю. ш. и севернее 50° с. ш. (Луна), средних значений — южнее 70° ю. ш. и севернее 70° с. ш. (Фобос). На основе известных, но отрывочных сведений можно предполагать существование полярных областей пониженных (минимальных) значений плотности дизъюнктивов как севернее 70° с. ш., так и южнее 60° ю. ш. для Земли. В средних и низких широтах дополнительно к полярным зонам опознаются: один пояс повышенной плотности дизъюнктивов на Луне и по три

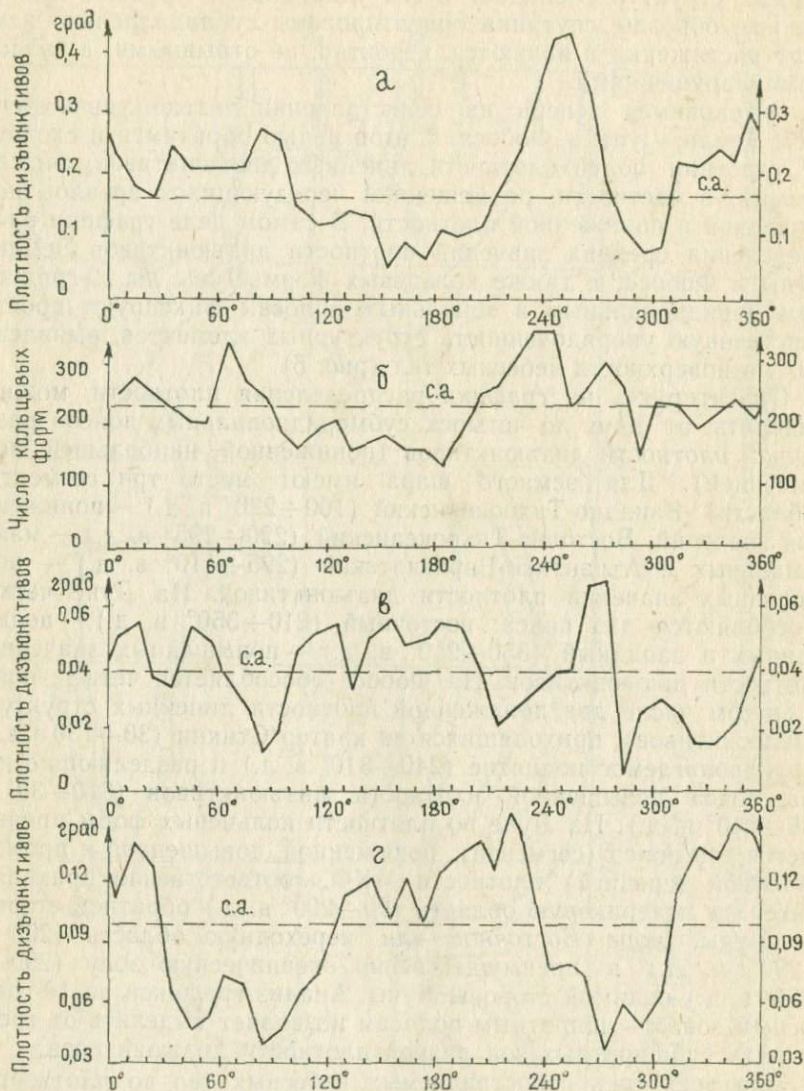


Рис. 5: Графики средней плотности дизъюнктивов Земли, Луны, Фобоса и кольцевых форм Луны по 10-градусным меридиональным секторам (составил В. И. Витязь):

(Графики плотности: *а* — дизъюнктивов Земли, *б* — кольцевых форм, *в* — дизъюнктивов Луны, *г* — дизъюнктивов Фобоса; *с. а.* — среднееарифметические значения)

пояса на Земле и Фобосе. На Земле проявлены: северная материковая зона (20÷70° с. ш.) максимальных значений, южная океаническая зона (10÷60° ю. ш.) повышенных значений и эк-

ваториальная зона (20° с. ш. \div 10° ю. ш.) пониженных значений плотности дизъюнктивов. На Фобосе фиксируются: северная зона ($20 \div 70^\circ$ с. ш.) максимальных значений и экваториальная зона (20° с. ш. \div 20° ю. ш.) минимальных значений плотности линейных дизъюнктивов. Любопытно, что вдоль 10° с. ш. \div $\div 10^\circ$ ю. ш. на Луне намечается экваториальная зона пониженных значений плотности дизъюнктивов. По плотности кольцевых форм поле низких и средних широт Луны отличается постепенным ростом значений с севера на юг при максимальной плотности МКФ вдоль $5 \pm 10^\circ$ ю. ш.

Судя по графикам плотности дизъюнктивов отчетливо проявляется периодичность размещения поясов плотности, фиксируемая расстояниями между модами в $20 \div 30^\circ$, $50 \div 70^\circ$, $120 \div 140^\circ$ и $160 \div 200^\circ$. Кроме периодичности, графики выявляют $20 \div 30$ -градусные полярные области пониженной плотности дизъюнктивов. Интересна также асимметрия поля плотности дизъюнктивов: градиент поля, фиксируемый перепадом плотности дизъюнктивов, для западных полушарий всех трех сравниваемых тел заметно выше, чем для восточных. Именно для западных полушарий всех трех тел характерна сопряженность субмеридиональных поясов максимальных и минимальных значений плотности дизъюнктивов.

* * *

Для Земли, Луны и Фобоса общим оказывается принципиальное сходство, независимо от размера и положения небесного тела в Солнечной системе (планета, спутник), не только строения, но и уровней иерархии их дизъюнктивных метасистем. Принципиальное сходство проявляет себя многогранно, фиксируясь не только экспоненциальной статистической многомодальной зависимостью числа структур от их протяженности (размера). Эта зависимость, выявленная и многократно подтвержденная на многочисленных и разнообразных тектонических структурах Земли [2, 4, 7, 14], как уже давно показано одним из авторов [2], представляет ведущую черту геологических объектов, обусловленную показательным законом изменения интенсивности энергетических потоков. Именно поэтому «размеры тектоно-магматических ареалов, как и всех других морфотектонических элементов, формирование которых связано с направленным энергетическим потоком, изменяются экспоненциально» [2, с. 138].

Второе свойство планетарных дизъюнктивных метасистем заключается в том, что «закономерно повторяющиеся трещины и линеаменты распространены повсеместно, образуют независимые от вещественного состава регулярные системы и в своей совокупности представляют уникальный и фундаментальный тип строения литосферы» [11, с. 86].

Третьим принципиально важным свойством исследованных небесных тел оказывается единство их упорядоченной зонально-

региональной (поясово-ареальной) пространственной структуры линейных дизъюнктивных метасистем. Сюда относится также сосуществование двух ортогональных (С—Ю+В—З и СВ+СЗ) планетарных подсистем, подтвержденных большим количеством данных по земному шару и другим планетам [8]; периодичность, фиксируемая: а) чередованием и спаренностью областей повышенной и пониженной плотности дизъюнктивов; б) типичными размерами, в частности, рангами структур в 11—20, 21—34, 35—50, 51—80 и $165 \pm 20^\circ$. Однотипность узора полей плотности структур фиксируется также пространственной разобщенностью разноранговых дизъюнктивных подсистем; несимметричностью размещения дизъюнктивов и полей их плотности как относительно экватора, так и относительно меридианов; тождеством узоров дизъюнктивных систем, несмотря на различие размеров тел в 500 раз. Важнейшим свойством всех рассмотренных тел оказывается трехосность структуры их твердой оболочки, проявленная не только в морфологическом облике, но и плотности размещения линейных структур (дизъюнктивов). Слабо выраженная морфологически трехосность Луны отчетливо проявлена полями высокой и малой плотности как дизъюнктивов, так и МКФ. Именно трехмерная волновая природа колебаний, задавая асимметричность морфологии и внутренней структуры динамических автоколебательных планетарных систем, обуславливает их устойчивость.

Единство дизъюнктивных метасистем Земли, Луны и Фобоса, различающихся по объему, массе, скорости вращения и специфике движения по орбите, свидетельствует, что опознанное сходство строения не может определяться одним только их ротационным режимом (резко отличным для разных тел), а обусловлено, вероятно, единством их автоколебательных систем, регулируемых и управляемых законами нелинейной волновой механики. В связи с этим уместно отметить сходство размеров теоретически рассчитанных длин полуволн и эмпирически выявленной протяженности крупнейших дизъюнктивных структур Земли, Луны и Фобоса.

Исходя из нелинейного механизма, стоячие волны будут обладать [3] дискретно-периодическим строением, которое оценивает ряд чисел Ферма, т. е. 1:3:5:17:257:65537. Пять уровней иерархии в градусной мере, ориентируясь на диаметр тел (180°), как наибольшее значение полуволны равны:

0) 180° ; I) 120° ; II) 72° ; III) $21,2^\circ$ и IV) $1,4^\circ$.

При сравнении размеров опознанных морфоструктур, дизъюнктивов и полей их плотности отмечается соответствие выявленных данных теоретически рассчитанным [3]. В самом деле, моды крупных дизъюнктивов земного шара (67° , 38° и 15°) составляют около половины длин полуволн I, II и III уровней

иерархии. Интересно отметить, что крупнейшая морфоструктура Земли — Евразия протягивается на 150° (по 45° с. ш.) \div 180° (по северному полярному кругу) и относится к структуре нулевого уровня иерархии, а крупнейшие дизъюнктивы достигают длины 71° (I уровень иерархии). На Фобосе к структурам нулевого уровня иерархии относятся крупнейшие линейные структуры ($145 \div 185^\circ$), а поперечник кратера Стикни ($60 \div 65^\circ$) составляет половину длины расчетной полуволны I уровня иерархии.

Известные сегодня сведения о строении лика планетных тел позволяют говорить о поразительной общности структурного узора поверхности их твердой оболочки независимо от размера, массы и скорости вращения. Эта общность является, по нашему мнению, материализованным выражением единства механизма формирования их структурного облика. Гипотеза о нелинейном автоколебательном режиме небесных тел, как генераторе структурообразования, требует поэтому не только внимания, но и тщательной ее проверки.

Авторы выражают признательность В. И. Астахову за просмотр работы и сделанные им полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асоян Д. С. Опыт изучения блоковых морфоструктур по глобальным космическим фотографиям (на примере Северной Африки). — Геоморфология, № 4, 1975. с. 52—59.
2. Богацкий В. В. Вертикальная амплитуда эндогенного оруденения и оценка региональных перспектив. — Красноярск: Кн. изд-во, 1970. — 164 с. (Труды СНИИГГИМС, вып. 102).
3. Богацкий В. В. Геологические структуры как ареалы реализации силовых полей (кинематическая модель региональных структур). — В кн.: Внутренняя геодинамика. Л., 1972, Вып. 1, с. 24—25.
4. Богацкий В. В., Витязь В. И. Инверсионная симметрия Земли и ее пространственно-статистические проявления. — В кн.: Симметрия структур геологических тел. М., 1976, Вып. 1, с. 43—45.
5. Богацкий В. В., Витязь В. И., Кулындышев В. А. Дистанционная информация как возможная основа прогноза областей проявления крупнейших землетрясений. — В кн.: Глубинное строение Тихого океана и его материкового обрамления (тезисы докладов), секция В 1, комитет В. Твердая оболочка Земли, XIV Тихоокеанский научный конгресс, М., 1979, с. 38.
6. Бронштэн В. А. Планеты и их наблюдения. — 2-е изд. — М.: Наука, 1979. — 240 с.
7. Витязь В. И., Богацкий В. В. Телекосмическая информация как возможная основа прогноза нефтенакпления (на примере Западной Сибири). — Доклады АН СССР, 1977, т. 236, № 4, с. 172—173.
8. Галибина И. В., Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Типы и системы линеаментов планет. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 11, с. 5—28.
9. Ероменко В. Я., Каттерфельд Г. Н. Использование космических снимков при изучении региональных и глобальных систем линеаментов Земли. — Изв. вузов. Геология и Разведка, 1978, № 10, с. 23—29.
10. Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его происхождение. — М.: Географиз, 1962. — 152 с.

11. Каттерфельд Г. Н. Новая фундаментальная тектоника. — Изв. АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1977, т. 30, № 6, с. 86—90.
12. Кобец Н. В. Геологическое и геоморфологическое дешифрирование морского дна по космическим, фото- и телевизионным снимкам. — В кн.: Применение новых видов аэросъемок при геологических исследованиях (Сб. научн. тр.)/ВСЕГЕИ, ЛАЭМ Объединения «Аэрогеология». Л., 1976, с. 21—34.
13. Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Тектоника Луны. Объяснительная записка к тектонической карте Луны масштаба 1:7500000. М., 1969, 44 с.
14. Методические рекомендации по практическому осуществлению пространственно-статистических исследований [Богацкий В. В., Витязь В. И., Коллеганов Ю. М., Чурилин М. А.]. — Новосибирск: СНИИГГИМС, 1977. — 48 с.
15. Океанология. Геология океана. Осадконакопление и магматизм океана/Гл. ред. А. С. Монин. — М.: Наука, 1979. — 337 с.
16. Сондерс Д., Томас Г. Оценка рентабельности использования снимков ЕРТС-А при поисках нефти и других полезных ископаемых. — В кн.: Геологические исследования из космоса. М., Мир, 1975, с. 168—175.
17. Флоренский П. В., Забелин Е. И. Полярная асимметрия планет как мера их развития. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3, с. 655—658.
18. Veverka J. Imaging asteroids: some lessons learned from the Viking investigation of Fobos and Deimos. — "Asteroids: An Exploration Assessment NASA Conference Publication 2053", 1978, p. 207—223.

УДК 551.24

А. В. ИЛЬИН

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ РАЗЛОМОВ СРЕДИННО- ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Первое сообщение о крупнейших разломах в океанической земной коре появилось 30 лет назад. В 1952 г. Р. Дитц и Г. Менард опубликовали статью с описанием линейного уступа Мендосино на дне северо-восточной части Тихого океана. Дальнейшие геологические исследования привели к открытию новых зон разломов, в том числе в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах. В 60-х годах было установлено, что большинство разломов сопряжено со срединно-океаническими хребтами и пересекает их поперек. Открытия поперечных разломов продолжают до настоящего времени. Их изучение проводится как общепринятыми методами, так и с применением новейших средств исследования, обладающих высокой разрешающей способностью. Особую ценность представляют наблюдения с подводных пилотируемых аппаратов и буксируемых над дном систем. Детальные исследования показали, что по простиранию срединно-океанических хребтов разломы встречаются через каждые 50—80 км. Следовательно, в рифтовых зонах океана насчитывается по меньшей мере 1000—1200 зон поперечных разломов. Для такого множества разломов характерно большое морфоструктурное разнообразие. Прежде всего они различаются по линейным размерам. Некоторые разломы северо-восточной

части Тихого океана простираются на тысячи километров. Длина разломов, непосредственно сопряженных со срединными хребтами, меняется от многих сотен до десятков километров. Их ширина достигает 40—50 км. Разломы могут выглядеть прямолинейными, извилистыми или представлять сочетание отрезков, вытянутых в виде ломаной линии. Они имеют вид уступов, хребтов, одинарных или двойных долин с симметричными или асимметричными склонами. Недавно была проведена первичная классификация разломов по морфологическим признакам [6]. Вдоль большинства поперечных разломов наблюдается смещение осевых зон срединных хребтов. Величина смещения измеряется иногда сотнями километров. Вместе с тем имеются зоны разломов с минимальным или нулевым смещением. Часть разлома, заключенная между смещенными осями рифтов, имеет наиболее рельефное выражение.

Большое морфологическое разнообразие сочетается с многообразием горных пород, слагающих склоны и дно поперечных разломов. Среди них встречаются все основные типы пород океанической земной коры — базальты, габбро, перидотиты и их метаморфические эквиваленты. Структурные соотношения горных пород в зонах разломов характеризуются большой сложностью. Неясность этих соотношений до сих пор оставляет открытым вопрос о том, насколько геологические разрезы, обнажающиеся на дне и склонах поперечных разломов, являются представительными для океанической земной коры в целом.

Морфологические и структурно-петрологические особенности явились основой для широкого геологического и тектонического моделирования процессов, происходящих в поперечных разломах срединных хребтов. Большинство современных моделей основано на идеях новой глобальной тектоники или тектоники литосферных плит.

До 1965 г. формирование поперечных разломов рассматривалось с позиций одностороннего горизонтального сдвига большой амплитуды. Однако при попытках реконструкции смещенных осей срединных хребтов и разновозрастных магнитных аномалий возникла проблема консервации океанической земной коры. В рамках гипотезы односторонних сдвигов проблема казалась неразрешимой. Концепция Д. Вильсона предлагала остроумный выход из трудного положения [25].

Вместо одностороннего сдвига крупных блоков земной коры она постулировала двусторонние сдвиги, которые происходят между смещенными осями спрединга. Эти отрезки разлома получили название трансформных, поскольку на границе зон разломов и осевых частей рифтов происходит переход от одной формы движения — спрединга, к другой — горизонтальному сдвигу. По динамическим свойствам зона поперечного разлома была разделена Вильсоном на две части — активную и пассивную. В активной зоне, или собственно трансформе, совершаются

встречные горизонтальные сдвиги и происходят основные тектонические деформации. Пассивная зона, расположенная за пределами трансформы, лишь наследует морфоструктуру активного сдвига. Формирование горизонтального смещения рифтов по разлому связывается с начальными этапами расширения дна океана.

По своей внешней привлекательности концепция трансформных разломов стала едва ли не самой популярной в тектонике литосферных плит. Однако от начала до конца эта концепция была умозрительной. Главными тектоническими предпосылками концепции были представления о трансформных разломах как границах литосферных плит. Чтобы проверить эти предпосылки, необходимо было провести геологические исследования в трансформах. В последующие годы такие исследования были проведены. То, что выяснилось в ходе исследований и наблюдений в трансформах, не совпало полностью со схематизированными представлениями тектоники плит, но и не опровергло их. Просто перед исследователями открылась конкретная геологическая картина, насыщенная многочисленными деталями, которые не укладывались в рамки однозначной интерпретации. Эти данные позволили во многом изменить представления о тектонике рифтовых зон, дали возможность более широко рассматривать их геологическое развитие, выдвигать новые суждения о происхождении и развитии трансформов.

В кинематической схеме тектоники плит трансформные разломы выполняют функцию передачи новобразованной земной коры на периферию. Такое предназначение трансформов определяет их строгие геометрические параметры в пространстве. Они должны соответствовать малым кругам вращения плит и концентрироваться в узкой зоне разрыва между двумя плитами. Поэтому земная кора в трансформе не создается и не уничтожается. Один из первых вопросов, который возникает при подобной трактовке трансформных разломов, состоит в том, каким образом узкая зона единичного сдвига превращается в столь обширную морфологическую депрессию. Известно, что в трансформах, возраст которых не превышает первых миллионов лет, ширина трансформной долины может достигать нескольких километров или десятков километров. Поэтому важно было понять, каким образом строго ориентированный тектонический сдвиг проявляется в геологической структуре трансформов.

Проведенные исследования выявили более сложное строение трансформов, чем обычно предполагается. Основные результаты были получены с помощью погружающихся устройств и других новейших технических средств. Их можно суммировать следующим образом. В трансформах обнаружены главные зоны современного активного сдвига. Они маркируются прямолинейностью простираций, отсутствием донных отложений, обилием тектонической брекчии. Существование сдвиговых движений подтверж-

дается данными изучения микротектонических явлений, кливажа. Полоса активного сдвига в зоне разлома А представлена прямолинейной депрессией, ширина которой равна около 500 м [8]. В трансформе Квебрада, на Восточно-Тихоокеанском поднятии, активный сдвиг развивается в полосе шириной 1500—2000 м (рис. 1). Относительная глубина таких депрессий, или желобов,

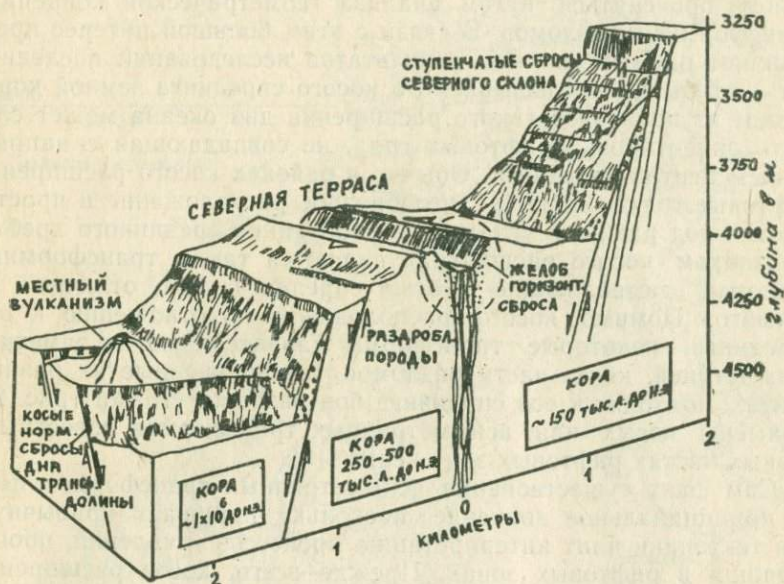


Рис. 1. Морфоструктура северного склона трансформного разлома Квебрада (ВТП) (по Lonsdale, 1978)

составляет 30—100 м. Зоны активного сдвига расположены в пределах трансформных долин, ширина которых измеряется единицами и десятками километров. Наиболее характерными тектоническими элементами трансформных долин являются нормальные сбросы, а долины в целом представляют собой тектонические грабены. Многие сбросы внутри долины имеют диагональное простирание — результат движений сдвиговой пары трансформа. Косые нормальные сбросы образуются в пограничной зоне между трансформом и рифтовой долиной и отмечают переход от спрединга к горизонтальному сдвигу. Зоны активного сдвига, по-видимому, не остаются на одном месте. Они постоянно мигрируют, создавая условия для развития новых нормальных сбросов, а в конечном итоге — широкой трансформной долины. Трансформные долины могут возникать не только за счет миграции сдвиговых зон. Некоторая роль отводится термальной контракции, в результате которой блоки коры, отодвигающаяся от центра спредингов, постоянно отклоняются от оси трансформа. Некоторые авторы полагают, что изменение полю-

сов относительного движения плит может быть причиной прямого, механического или рифтогенного расширения трансформы.

Новейшие исследования доказали существование двусторонних горизонтальных сдвигов в трансформах и подтвердили в известной степени гипотезу Д. Вильсона. Однако вопрос о причинах подобных сдвигов по-прежнему остается открытым. Многие могут проясниться путем анализа геометрической концепции трансформных разломов. В связи с этим большой интерес представляет один из важных результатов исследований последних лет — открытие так называемого косоугольного спрединга земной коры. Одним из признаков такого расширения дна океана может служить ориентировка рифтовых гряд, не совпадающая с направлением центра спрединга. Обычно в районах косоугольного расширения рифтовые гряды имеют кулисообразное расположение и простираются под разными углами к осевой линии срединного хребта. Признаком косоугольного расширения являются также трансформные разломы, составляющие с осью спрединга угол, отличный от прямого. Помимо косоугольного расположения по отношению к оси спрединга, некоторые трансформы характеризуются заметной асимметрией, когда части разломов, расположенные на разных плитах, подходят к оси спрединга под разными углами (рис. 2). Примеры косых или асимметричных трансформов известны в разных частях рифтовых зон океана [19].

Сам факт существования асимметричных трансформов имеет принципиальное значение, поскольку нарушает привычную для тектоники плит интерпретацию процессов и явлений, происходящих в рифтовых зонах. Прежде всего, косоугольное расширение противоречит постулату жесткости литосферных плит. Асимметрия трансформы свидетельствует о том, что каждая плита в пределах гребня хребта ведет себя по-своему. Деформации новообразованной земной коры по обе стороны от оси спрединга существенно различаются. Тем самым нарушается симметрия морфоструктуры, постулируемая тектоникой плит. Таким образом, во многих случаях движение вдоль трансформов не отвечает вектору относительного перемещения двух плит, а является, скорее, отражением абсолютного движения каждой из них.

Сейчас выясняется, что косые и асимметричные трансформы характеризуются смещением оси спрединга не более 30 км. Остальные разломы с крупными смещениями оси согласуются с ортогональным спредингом и соответствуют малым кругам вращения плит. Следовательно, по величине смещения могут быть выделены два класса трансформов, отличающиеся один от другого различной тектонической стабильностью. Высокая стабильность характерна для трансформов с большим смещением, низкая — с малым. С точки зрения тектоники плит, большое смещение определяет более мощную кору и литосферу в трансформе и, следовательно, большую устойчивость к преобладающему полю напряжений. Трансформы с малым смещением,

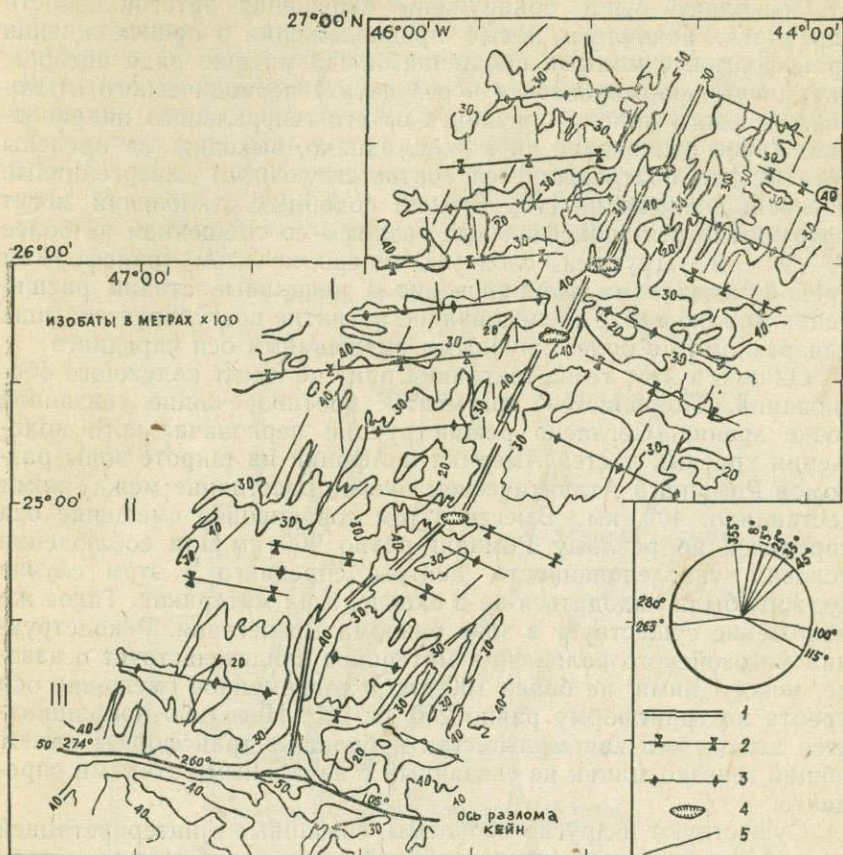


Рис. 2. Схема асимметричных поперечных разломов Срединно-Атлантического хребта (по Рона и др., 1980):
 1 — рифтовая долина; 2 — зона разлома; 3 — хребет; 4 — котловина; 5 — структурные направления

расположенные в зоне относительно тонкой литосферы, характеризуются меньшей устойчивостью к динамическим стрессам.

На первый взгляд, идея дифференциальной структурной стабильности представляется закономерной. В тонкой литосфере ориентация трансформов может оказаться самой разнообразной, а в мощной — преимущественно ортогональной. Тем не менее в сравнительно более мощной коре Срединно-Атлантического хребта косых трансформов пока обнаружено больше, чем в тонкой коре Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), для которого характерно ортогональное расширение. Более того, выясняется, что косой спрединг на медленно расширяющихся хребтах может быть даже более типичным, чем ортогональный [9].

Поскольку были обнаружены нарушения ортогональности спрединга, появились новые предположения о происхождении трансформов с малыми смещениями. По мнению ряда авторов, они могли сформироваться в результате периодического отклонения осевого канала спрединга от его генерального направления. Такое отклонение не может, однако, выходить за пределы $10-15^\circ$, что подтверждается соответствующими дивергенциями магнитных аномалий [10]. В ходе подобных отклонений могут сформироваться трансформные разломы со смещением не более 20—30 км. Другими словами, теперь не всем трансформам предписывается их возникновение в начальные стадии расширения дна океана. Унаследованное развитие постулируется лишь для разломов с более крупными смещениями оси спрединга.

Однако и этот тезис тектоники плит не имеет надежного обоснования. Появляются аргументы, противоречащие указанной точке зрения. Согласно реконструкции первоначального положения краевых частей Америки и Африки на широте зоны разломов Романш в Атлантическом океане расстояние между ними составляло 400 км. Вместе с тем современное смещение оси спрединга по разлому Романш равно 900 км. При соблюдении условия унаследованности центры спрединга в этом случае должны были находиться не в океане, а на материках. Такое же положение существует в зоне разлома Вознесения. Реконструкция мезозойского положения материков свидетельствует о зазоре между ними не более 100 км, а современное смещение оси хребта по трансформе равно 250 км [21]. Невольно напрашивается вывод, что как малые, так и большие трансформы имеют общий генезис, никак не связанный с начальными этапами спрединга.

Существуют и другие проблемы, связанные с интерпретацией трансформных разломов тектоникой литосферных плит. Среди них большой интерес представляет вопрос о проявлениях вулканизма в трансформах в связи с их пограничным положением между литосферными плитами. По определению трансформы должны иметь глубокое заложение — до кровли астеносферы. Следовательно, им должны быть свойственны проявления активного вулканизма. Некоторые авторы выделяют три динамических типа трансформных разломов — чисто сдвиговые, с раздвижением и со сжатием [7]. В трансформах с раздвижением мантийные диапиры могут подниматься сравнительно близко к поверхности (10—20 км). Тем не менее даже в таких трансформах проявлений базальтового вулканизма практически не наблюдается. Поэтому представление о трансформных разломах как границах литосферных плит таит в себе одно из существенных противоречий тектоники плит. В самом деле, трансформ представляет собой широкую, тектонически раздробленную зону земной коры океана, и жидкие расплавы могли бы проникать через нее без усилий. Не меньшие противоречия вы-

текают из анализа ротационной модели этой гипотезы. Модель предусматривает непрерывный характер изменений скоростей спрединга по мере удаления от полюсов расширения. В действительности колебания скоростей при переходе через трансформные долины совершаются скорее скачкообразно, нежели постепенно, с регулярным приращением. Иногда на протяжении 50—100 км скорости спрединга в смежных блоках хребта меняются не менее чем на 30%. Характерный пример подобных изменений представлен на рис. 3. Выведенная на основании этих

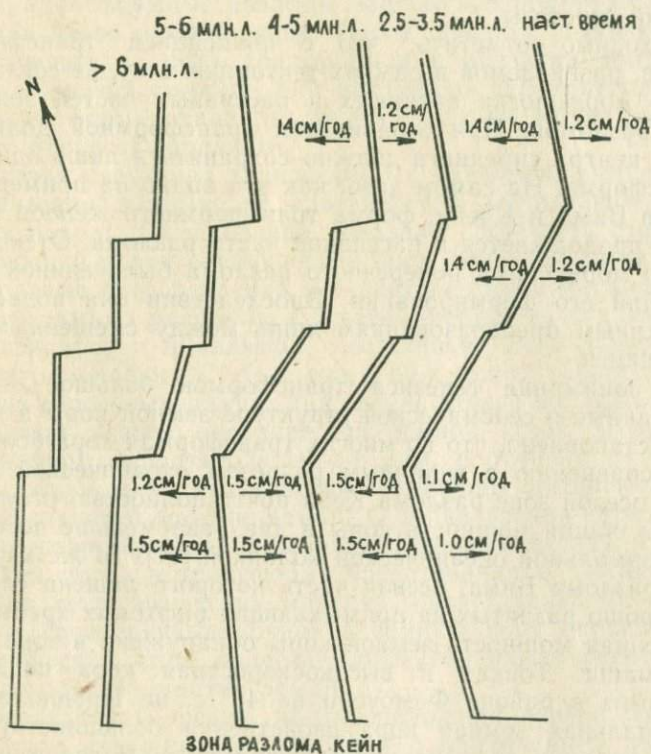


Рис. 3. Эволюция оси спрединга в районе разлома Кейн по магнитным аномалиям (по Рона и др., 1980)

данных ротация центра спрединга обнаруживает неоднозначность в смежных сегментах хребта. В северном и южном из них ротация идет в западном направлении, а в двух средних — в восточном. Аналогичные отклонения свойственны и другим районам рифтовых зон. Если строго следовать ротационной модели тектоники плит, то подобные отклонения скоростей спрединга должны вызывать деформации внутренних частей плит. Более

того, любой сегмент океанического дна, заключенный между двумя трансформами, должен превратиться в отдельную, самостоятельную плиту. При этом зона поперечного разлома становится границей, разделяющей плиту по всей ее ширине. Такой вывод не согласуется, однако, с тектонической и сейсмической активностью внутренних частей плит и пассивных продолжений трансформных разломов. Следовательно, ротационная модель тектоники плит не отвечает реальным сеймотектоническим условиям дна океана. Строгое следование правилам тектоники плит и в данном случае приводит к вскрытию внутренних противоречий гипотезы.

Необходимо отметить, что с концепцией трансформных разломов, развиваемой в рамках тектоники плит, не согласуется сходство морфологии активных и пассивных частей зон поперечных разломов. При отодвигании трансформной долины за пределы центра спрединга должно сохраняться лишь одно крыло трансформа. На самом деле, как это видно на примерах зон разломов Вима и Клейн, форма трансформного желоба без изменений продолжается в пассивной части разлома. Отсюда следует, что морфология поперечного разлома была единой с ранних стадий его формирования. Впоследствии она подверглась существенным преобразованиям лишь между смещенными осями спрединга.

Для понимания генезиса трансформов большое значение имеют данные о сейсмической структуре земной коры в их пределах. Установлено, что во многих трансформах кора более тонкая по сравнению с типичным разрезом океанической земной коры. В осевой зоне разлома Кейн почти полностью отсутствует слой 3, а общая мощность коры в два раза меньше по сравнению с нормальной океанической колонкой [11]. То же характерно для разлома Вима, осевая часть которого лишена слоев 2А и 2В, хорошо развитых на примыкающих рифтовых хребтах [18]. Сокращенная мощность земной коры обнаружена в зоне разломов Романш. Тонкая и высокоскоростная кора подстилает трансформы в районе Фамоус и на 45° с. ш. Предполагается, что аномальная земная кора свойственна большинству поперечных разломов дна Атлантического океана. Более тонкая кора характерная для разломов с разнообразным смещением — от 150 км в разломе Кейн до 0 км на 45° с. ш.

В случае нулевого смещения трансформа граница между отдельными секциями срединных хребтов отличается лишь незначительным углублением фундамента. Но и его может не быть. Следовательно, смещение трансформа само по себе представляет лишь явный морфологический признак структурной границы между двумя блоками срединно-океанического хребта. Такие данные дали некоторым исследователям основание предполагать, что трансформные разломы есть результат проявления внутренних свойств процессов аккреции земной коры.

А именно, формирование новой земной коры происходит прерывисто, с шагом 50—80 км [20]. Дискретные зоны спрединга разделяются разрывами, в которых аккреция коры идет более медленно. Само морфологическое выражение трансформы может быть поэтому естественным результатом замедленного наращивания земной коры. Топография рифтовой зоны как будто подтверждает подобное развитие процесса аккреции. Исследования с помощью локатора бокового обзора «Глория» показали, что линейные формы рельефа зоны спрединга и рифтовых гор заметно изгибаются, приближаясь к трансформе [24]. С этой точки зрения, трансформные разломы как бы контролируют процессы создания новой земной коры. Таким образом, выявляются две точки зрения на роль трансформ в развитии земной коры океана. С одной стороны, они выступают как контролирующий фактор ее формирования, с другой — как следствие внутренних свойств процесса спрединга.

Пестрая структура трансформных разломов, выявленная по сейсмическим данным, не противоречит результатам изучения горных пород. Драгирование показало сложность структурных соотношений пород океанической коры в трансформах. Существуют разные представления о характере геологического разреза в трансформных разломах. Согласно одному из них этот разрез стратифицирован и является следствием нормального сброса большого смещения. Г. Хесс еще в 60-х годах утверждал, что на высоких сбросовых уступах дна океана можно наблюдать едва ли не полный разрез океанической земной коры. Драгирование в трансформах подтвердило, что там, в отличие от рифтовых долин, обнажаются практически все породы океанического слоя и подстилающей мантии Земли. С точки зрения стратифицированного разреза, находки основных, ультраосновных и метаморфических пород в трансформе представляются закономерными. В таких петрологических моделях, представляющих трансформы как своеобразные «окна» в земную кору океана, верхний вулканический слой залегает либо на океаническом слое 3, либо на породах мантии Земли.

Вторая точка зрения, противоположная первой, возникла в результате недавних исследований с применением автономных погружающихся устройств. Геологическая съемка, проведенная в одном из трансформов района Фамоус, не обнаружила структурной стратификации земной коры. Не подтвердилось и существование единого сброса большого смещения. Вместо этого склоны трансформы оказались разбитыми ступенчатыми сбросами малой амплитуды. При этом совокупность указанных сбросов целиком распределена в верхнем вулканическом слое земной коры (рис. 4). Согласно этим исследованиям трансформы не могут рассматриваться как «окна» в земную кору. Вместе с тем обобщение результатов драгирования в трансформах Атлантического океана показало, что на любом батиметрическом уровне

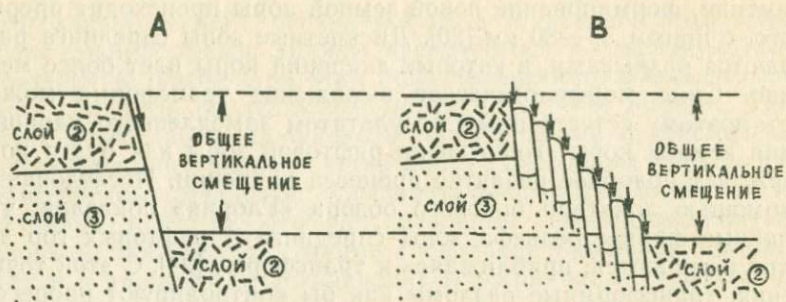


Рис. 4. Гипотетические схемы двух типов геологических разрезов в трансформных разломах (по Francheteau и др., 1976):

А — вертикальное смещение большой амплитуды с обнажением слоев 2 и 3 океанической коры; В — распределенные сбросы слоя 2 океанической коры

встречается весь набор пород океанической земной коры — базальты, габбро, ультрамафиты [12]. Согласно второй точке зрения повсеместное присутствие этого комплекса пород может служить признаком развития глубинных интрузий.

Стронники двух разных точек зрения на характер геологического разреза в трансформах сходятся тем не менее в одном. Они считают, что трансформы — это зоны проявления высокой тектонической активности, способной приводить к большим морфоструктурным перестройкам земной коры. Большинство исследователей согласны с тем, что причины тектонических движений в трансформах связаны с изменениями направления спрединга. В зонах трансформов возникают при этом напряжения сжатия и растяжения. Тектонические деформации создают благоприятные условия для внедрения глубинных интрузий, вплоть до таких гигантских тел, какими являются поперечные хребты трансформов. Эти хребты окаймляют склоны ряда крупных трансформов, высоко поднимаясь над средним батиметрическим уровнем примыкающих рифтовых зон. Большинство поперечных хребтов сложено серпентинизированными перидотитами. О масштабах «холодных» глубинных интрузий можно судить по размерам поперечного хребта, надстраивающего южный склон разлома Вима. Он имеет длину 350—400 км и ширину порядка 30 км. Высота хребта над средним уровнем гребня равна 2000 м.

Необходимо отметить, что тезис об изменении направлений спрединга не подтверждается геологическими исследованиями в рифтовой зоне срединного хребта. Там, как правило, отсутствуют промежуточные направления спрединга, отличные от их начальной и конечной ориентировки [3]. Поэтому вопрос о причинах расширения трансформных долин со временем остается

открытым. Таким образом, имеющиеся данные о морфоструктуре и характере геологического разреза не способствуют однозначной интерпретации генезиса трансформных разломов. Многочисленные факты, установленные в ходе детальных исследований, вступают в противоречие с постулатами тектоники плит. Напомним главные из них. Это отсутствие вулканизма в трансформных, косой спрединг и асимметричные трансформы, нерегулярные колебания скоростей спрединга от трансформы к трансформе, сходство морфологии активных и пассивных частей трансформных долин, отсутствие геологических данных о промежуточных направлениях спрединга при переходе его от начального состояния к конечному, спорность тезиса об унаследованности смещений рифтовых зон по крупным разломам. Современные трансформы не вписываются полностью в кинематическую схему новой глобальной тектоники. Их ограниченные функции передачи движения плит находятся в противоречии с большим разнообразием проявлений спрединга в осевых зонах срединных хребтов.

Указанные противоречия позволяют искать новые подходы к истолкованию истории происхождения и развития трансформных разломов. По-прежнему главное внимание должно быть обращено к начальному этапу возникновения этих морфоструктур. Ясно, что их глобальное распространение связано со столь же глобальным процессом развития земной коры. Приуроченность поперечных разломов к срединно-океаническим хребтам свидетельствует об их тесной генетической взаимосвязи. Вопрос заключается в том, что возникло раньше: разломы или хребты? Или они появились одновременно? Судя по тому, что многие разломы простираются далеко за пределы современных срединных хребтов, они являются первичными линейментами. По отношению к ним срединные хребты представляются наложенными структурами. В самом общем виде такая идея высказывалась ранее [1].

В дальнейшем первичные разломы претерпели сложную эволюцию. Наиболее интересным ее этапом явилось формирование тектонически активных частей разломов или собственно трансформов. Представляется вероятным, что этот этап эволюции был связан с формированием тектонических сводов срединно-океанических хребтов. Осевые линии сводов накладывались при этом на поперечные разломы с произвольным смещением. Далее, по нашему мнению, развитие продолжалось следующим образом. По мере расширения тектонического свода и увеличения крутизны его склонов возрастала роль тектонических напряжений, вызываемых силой тяжести. Именно с гравитационным скольжением можно связать образование двусторонних сдвигов, направленных от осей сводов. Встречное движение слоев земной коры в пределах гребней срединных хребтов порождало горизонтальные сбросы. Именно такие сбросы генерируют

современные землетрясения в трансформах. Нетрудно понять, что здесь схема примерно та же, что и в тектонике плит. Различие состоит в том, что навстречу движутся не литосферные блоки целиком, а лишь блоки верхних слоев океанической литосферы и земной коры. В таком варианте деление поперечных разломов на пассивные и активные сегменты сохраняется.

Тектонические напряжения, возникающие при гравитационном скольжении блоков земной коры, могут вызывать самые разнообразные дислокации, весьма далекие от тех «управляемых» деформаций, которые предписываются рифтовым процессам новой глобальной тектоники. Именно произвольные напряжения, возникающие под действием силы тяжести, способны вызывать такие эффекты, как косое расширение, образование асимметричных трансформов, искривление топографии рифтовых зон, вплоть до сплющивания отдельных блоков земной коры. Известно, например, что на 25° с. ш. в Атлантическом океане на одном из склонов срединного хребта полностью отсутствует блок коры, соответствующий магнитной эпохе Олдувай. Более того, в кернах скважин 332А, 334, 395, пробуренных «Гломаром Челленджером» на гребне Срединно-Атлантического хребта обнаружены явные обращения полярности магнитного поля с глубиной. Отмечена также латеральная магнитная гетерогенность в скважинах, удаленных одна от другой не более чем на сотни метров. Как отмечают Д. Холл и П. Робинсон, в кернах глубоководного бурения не существует секций мощностью более 250 м, которые были бы намагничены одинаково [15]. Вообще океаническая земная кора на гребне срединного хребта характеризуется обилием аномальных магнитных наклонений. Поэтому простая модель однообразно намагниченных блоков земной коры едва ли реалистична. Объяснить указанные факты без привлечения тектонических процессов невозможно.

Не исключено, что современное расположение асимметричных разломов, показанных на рис. 2, также является следствием интенсивных деформаций земной коры на западном склоне хребта. Возможно, первоначальное направление косых трансформов было ортогональным к центру спрединга, как и на восточном склоне. Но последующие деформации склона в результате гравитационного сдвига привели к косому смещению трансформов. Отметим, что, помимо видимых следов тектонических деформаций, в пределах рифтовых зон выявлено множество стрессов земной коры, не совпадающих по направлению с зонами трансформных разломов. Эти данные получены благодаря применению донных сейсмографов [17], [13]. Указанные стрессы возникают, по-видимому, под влиянием произвольных тектонических напряжений на гребнях срединных хребтов. Возможно, с гравитационным сползанием блоков земной коры связано отсутствие или сокращение мощности целых стратиграфических горизонтов океанической коры в трансформах. Так, в осевой

зоне трансформной долины Вима полностью отсутствует сейсмический слой 2А, хотя он хорошо развит на примыкающих рифтовых хребтах. В связи с гравитационным скольжением можно рассматривать и общее утонение земной коры в трансформах.

Внутрикоровые поверхности, по которым происходит оползание под действием силы тяжести, должны быть тектонически ослабленными. Одна из таких поверхностей может совпадать с границей между 2-м и 3-м слоями земной коры, отделяющей серии параллельных даек от подстилающих массивных пород. Вероятность горизонтальных срывов по поверхностям подобного типа подтверждается рядом примеров, характерных для областей распространения офиолитовых комплексов — древней земной коры океанов [4]. В пользу аналогичных срывов свидетельствует также расслоенность плутонических комплексов в скважинах 334 и 395 глубоководного бурения на НИС «Гломар Челленджер». О вероятности смещения литопластин, состоящих из габбро- и серпентинизированного перидотита, говорит и обилие тектонической брекчии, обнаруженной между отдельными стратиграфическими горизонтами океанической земной коры.

Существуют и более общие объективные критерии гравитационных смещений блоков земной коры на срединных хребтах. Прежде всего, это сама вероятность гравитационного оползания или течения горных пород. В литературе этот тип тектонических деформаций рассматривался неоднократно. Хорошо известны примеры гравитационной складчатости в горных системах материков. С точки зрения некоторых геологов, в том числе и сторонников новой глобальной тектоники, литосферные плиты сползают вниз от конструктивных границ плит под действием силы тяжести благодаря высокому гипсометрическому уровню срединных хребтов [14]. Второй критерий связан с распределением динамических напряжений в земной коре. Путем анализа фокальных механизмов землетрясений выявлены две зоны взаимоположенных стрессов в земной коре срединно-океанических хребтов [22]. Первая из них соответствует гребню хребта и характеризуется горизонтальным растяжением. Следствием указанных напряжений является формирование нормальных сбросов. Зона растягивающих напряжений свойственна земной коре с возрастом не более 20 млн. лет. За пределами указанной зоны растяжение сменяется сжатием, что проявляется в существовании тектонических надвигов. Вся зона флангов срединно-океанических хребтов — это область горизонтального сжатия земной коры. Вообще говоря, стрессы растяжения только и свойственны, по-видимому, гребням срединных хребтов. Для остального пространства дна океана, за исключением внешних склонов глубоководных желобов, характерно, скорее, сжатие, чем растяжение [16].

С точки зрения гравитационного оползания блоков земной коры, стрессы растяжения определяются батиметрическим поло-

жением гребней срединно-океанических хребтов. Батиметрия гребня существенно меняется по простиранию. Фактически каждый блок коры, заключенный между двумя трансформами, отличается индивидуальными морфологическими чертами [2]. Поэтому растяжение земной коры на гребне хребта происходит с разной интенсивностью. Наибольших напряжений и деформаций следует ожидать на тех блоках, которые высоко подняты над средним батиметрическим уровнем.

Разделение трансформных разломов на тектонически активные и тектонически пассивные части обусловлено геологической историей срединных хребтов. Они начали формироваться в раннем кайнозое. Этап возникновения и активного развития сменился затем длительным периодом тектонического покоя. Оживление тектонической активности хребтов наметилось в миоцене примерно 10 млн. лет назад. Именно в этот период сформировались современные гребни, выступающие над хребтами в виде своеобразных горстов. Образование приосевых горстов продолжается и в современную эпоху. По данным Ван-Андела, к югу от трансформного разлома Вима гребень уже в постплейстоцене был поднят, по крайней мере, на 1 км [23]. Воздымание приосевых горстов активизирует гравитационное оползание и смещение слоев земной коры с образованием двусторонних сдвигов. Непрерывность и большая длительность подобных смещений привели к тому, что в пределах гребней срединных хребтов сложилась уникальная тектоническая обстановка. Большое разнообразие внешних проявлений гравитационной тектоники является отражением глубоких структурных изменений. Как считают Холл и Робинсон, вся верхняя часть слоя 2 океанической земной коры представляет собой крупномасштабный тектонический меланж разнообразно повернутых блоков.

Срединно-океанические хребты и связанные с ними поперечные разломы имеют глобальное распространение. Поэтому возникает вопрос о причинах глобальных сдвигов земной коры. Предполагается, что они могут возникать в ходе общего расширения Земли или под влиянием изменений ротационного режима Земли [5]. Тектоника плит предлагает рассматривать современные трансформные сдвиги как структуры, унаследованные от начальных этапов спрединга. Мы уже рассмотрели аргументы против этой точки зрения. Но, с другой стороны, сдвиги действительно являются унаследованными. Тогда что же они наследуют? Если исключить механизмы тектоники плит, то наиболее вероятно, что современные трансформные сдвиги унаследованы от глобальных разрывов земной коры, вызванных общим расширением Земли*. По своим внешним проявлениям общее расши-

* Геоморфологических данных для подобного вывода недостаточно. Имеются более убедительные свидетельства в пользу сокращения радиуса Земли (замечание отв. ред.).

рение Земли и тектоника литосферных плит очень близки. Разнообразие структурных планов дна океана в тектонике плит связывается с изменением полюсов относительного вращения плит. С точки зрения общего расширения Земли, такое разнообразие отвечает, по-видимому, цикличности или разным этапам расширения океанической коры, на каждом из которых направления генеральных разрывов несколько менялись. Самый молодой структурный план соответствует современным срединно-океаническим хребтам и рассекающим их поперечным разломам. С позиций общего расширения Земли, океанические разломы представляются первичными разрывами земной коры, возникающими на начальном этапе расширения дна океана. Осевая зона одновременно формирующихся срединных хребтов может при этом накладываться на первичные разломы. При этом отдельные секции хребтов оказываются смещенными в плане. Эти смещения следует рассматривать как случайные и соответствующие разрыву коры в наименее прочном сегменте возникающего тектонического свода.

Общее расширение Земли предполагает горизонтальное расслоение литосферы, соответствующее характеру перехода от больших сферических углов поверхности к меньшим. С этой точки зрения, общее расширение Земли можно рассматривать как предпосылку для реализации внутрикоровых послонных перемещений, тектонических срывов. Внешние разрывы океанической коры могут поэтому иметь неглубокое заложение, исключая проявление активного вулканизма. Именно отсутствие вулканизма характерно для большинства современных трансформов.

Изложенные нами представления о происхождении и развитии трансформных разломов кратко заключаются в следующем. В ходе последнего этапа общего расширения Земли возникли планетарные разломы литосферы, соответствующие осевым зонам срединно-океанических хребтов, и перпендикулярные к ним разрывы земной коры океана. Планетарные глубинные разломы накладывались на поперечные разрывы с произвольным горизонтальным смещением. В результате была сформирована ступенчатая в плане морфоструктура осевых зон срединных хребтов. По мере развития тектонических сводов активизировались тектонические движения под действием силы тяжести. При этом в зоне горизонтального смещения начали развиваться двусторонние сдвиги с проявлениями активной тектонической деятельности. Длительное воздействие гравитационного оползания привело в конечном счете к формированию широких тектонических грабенов, разделяющих рифтовые сегменты хребта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Земная кора и мантия океанов. — М.: Наука, 1968. — с.

2. Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана.— М.: Наука, 1976.— с.
3. Ильин А. В. К вопросу о формировании структурного рельефа в рифтовых зонах океана.— Геотектоника, 1982, № 1, с. 14—22.
4. Пейве А. В., Трифонов В. Г. Мобилизм и тектоническая расчлененность литосферы.— Природа, 1981, № 8.
5. Пущаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Системы разломов в Тихом океане.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 3—12.
6. Соловьева И. А. О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов.— Геотектоника, 1981, № 6, с. 15—31.
7. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И., Дубинин Е. П. Геоморфология, геофизическая характеристика и тектоника трансформных разломов океанической литосферы.— Тезисы докладов II Всесоюзного съезда океанологов, 1982, вып. 7, ч. 1.
8. Arcyana Transform Fault and Rift Valley from Bathiscaph and Diving Saucer. Science, 1975, vol. 190, N 4210, pp. 108—116.
9. Atwater T. and Macdonald K. C. Are spreading centres perpendicular to their transform faults. Nature, 1977, vol. 270, p. 715—719.
10. Collette B. J., Slootweg A. P. and Twigt W. Mid-Atlantic Ridge Crest Topography between 12° and 15° N. Earth and Planetary Science Letters, 1979, vol. 42, p. 103—108.
11. Detrick R. S. and Purdy G. M. The Crustal Structure of the Kane Fracture Zone from Seismic Refraction Studies. Journ. of Geoph. Res. 1980, vol. 85, N B7, p. 3759—3777.
12. Francheteau J., Choukroune P., Hekinian R., Le Pichon X., Needham H. D. Oceanic fracture zones do not provide deep sections in the crust. Can. Journ. Earth Sci. 1976, vol. 13, p. 1223—1235.
13. Francis T. J. G., Porter I. T. and Lilwall R. C. Microearthquakes near the eastern end of St. Paul's Fracture Zone. Geophys. Journ. R. astr. Soc. 1978, vol. 53, p. 201—217.
14. Hales A. L. Gravitational sliding and continental drift. Earth Planet. Sci. Lett. 1969, vol. 6, p. 31—34.
15. Hall J. M. and Robinson P. T. Deep Crustal Drilling in the North Atlantic Ocean. Science, 1979, vol. 204, N 4393, p. 573—586.
16. Hast N. The state of stress in the upper part of the earth's crust. Tectonophysics, 1969, vol. 8, p. 169—211.
17. Lilwall R. C., Francis T. J. G. and Porter I. T. Some ocean-bottom seismograph observations on the Reykjanes Ridge at 59° N. Geophys. J. R. astr. Soc. 1980, vol. 62, p. 321—327.
18. Ludwig W. J. and Rabinowitz Ph. D. Structure of Vema Fracture Zone. Marine Geology 1980, vol. 35, p. 99—110.
19. Rona P. A., Gray D. F. Structural behavior of fracture zones symmetric and asymmetric about a spreading axis: Mid-Atlantic Ridge (latitude 23° N to 27° N). Geol. Soc. of Am. Bull. 1980, vol. 91, p. 1, p. 485—494.
20. Schouten H., White R. S. Zero-offset fracture zones. Geology, 1980, vol. 8, p. 175—179.
21. Sibuet J. C., Mascle J. Plate Kinematic Implications of Atlantic Equatorial Fracture Zone Trends. Journ. of Geophys. Res. 1978, vol. 83, N B7, p. 3401—3421.
22. Sykes L. R., Sbar M. L. Interplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics. Nature, 1973, vol. 245, N 5424, October, 12.
23. Van Andel T. H. Recent uplift of the Mid-Atlantic Ridge South of the Vema fracture zone. Earth and Planet. Sci. Lett. 1969, vol. 7, p. 228—230.
24. Whitmarsh R. B. and Laughton A. S. A long-range sonar study of the Mid-Atlantic Ridge crest near 37° N (Famous area) and its tectonic implications. Deep-Sea Res. 1976, vol. 23, pp. 1005—1023.
25. Wilson J. T. A new class of faults and their bearing of continental drift. Nature, 1965, N 4995, p. 343—347.

Г. В. АГАПОВА, В. Н. ЕФИМОВ, В. К. ИЛЛАРИОНОВ,
Н. Н. ТУРКО, Г. Б. УДИНЦЕВ, М. В. ЗАХАРОВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ НЕКОТОРЫХ АСЕЙСМИЧНЫХ ПОДНЯТИЙ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Изучение взаимоотношений и взаимодействия двух главных геотектур — континентов и океанов — является одной из важнейших задач в познании тектонического строения и развития Земли, а также истории формирования ее современного рельефа. Поэтому зона перехода от континента к океану и структуры переходного типа привлекают в последние годы пристальное внимание исследователей. В частности, объектом такого внимания стали так называемые «асейсмичные поднятия», в которые включаются поднятия ложа океана за пределами срединных хребтов и островных дуг, обладающие чертами строения, отличающими их от тех и других. Такие поднятия широко распространены и занимают, по оценке Нура и Бен-Аврахама, около 10% площади океана, явно тяготея к его периферии. Выяснение природы этих поднятий ведет к познанию тектонической неоднородности океана, а в тех случаях, когда устанавливаются признаки былых континентальных структур, — к пониманию масштабов океанизации и роли этого процесса в развитии океана.

Первоначально термин «асейсмичные поднятия» означал поднятия, отличающиеся от рифтогенных срединных хребтов резко редуцированной и рассеянной сейсмичностью. В настоящее время этот термин подвергается законной критике за свою неточность и расплывчатость. Во-первых, выяснилось, что некоторые из «асейсмичных» поднятий характеризуются весьма значительной сейсмичностью, а во-вторых, в эту группу попадают структуры, не имеющие ничего общего между собой ни по морфологии, ни по внутреннему строению, ни по происхождению. В различных гипотезах они рассматриваются либо как останцы континентальных структур (микроконтиненты), либо как продукт избыточного вулканизма в пределах срединных хребтов, как следы «горячей точки», как поднятия океанической коры, результат действия внутриплитовой тектоники, тектонических и вулканических проявлений по трансформным разломам, причем для каждого из этих поднятий в большинстве случаев высказывалось несколько гипотез.

Такое разнообразие мнений отражает как (объективно) разное происхождение этих поднятий, так и (субъективно) недостаток наших знаний о них. С целью восполнить этот недостаток интенсивные исследования ведутся и в отдельных экспедициях,

и по специальным многолетним программам. Примером такой программы за рубежом является межинститутская программа, возглавляемая учеными Стэнфордского университета Бен-Аврахамом, Нуром и Коксом. В нашей стране исследования асейсмичных хребтов были начаты в 70-е годы работами на хребтах Ян-Майенском [1], Восточно-Индийском [4, 10] и Китовом [5, 8, 9]. Многолетняя программа таких работ выполняется ИФЗ как часть проекта «Геопол» в кооперации с МГУ, ТОИ ДВНЦ, ИЗМИРАНом, Южморгео. Объектами исследований, проведенных при этом на судах «Иван Киреев», «Георгий Максимов» и в 15-м рейсе судна ТОИ «Каллисто», были хребет Китовый, возвышенность Сьерра-Леоне, Западно-Австралийский хребет и возвышенность Обручева. Некоторые результаты этих работ представлены в настоящей статье.

Хребет Китовый (рис. 1, 2) длиной около 1500 км протягивается от материкового склона Африки на юго-запад. Основание его находится на глубинах 4000—4700 м, а относительная высота достигает 2000—3000 м. По морфологии хребет можно разделить на три провинции. Северную и основную часть хребта

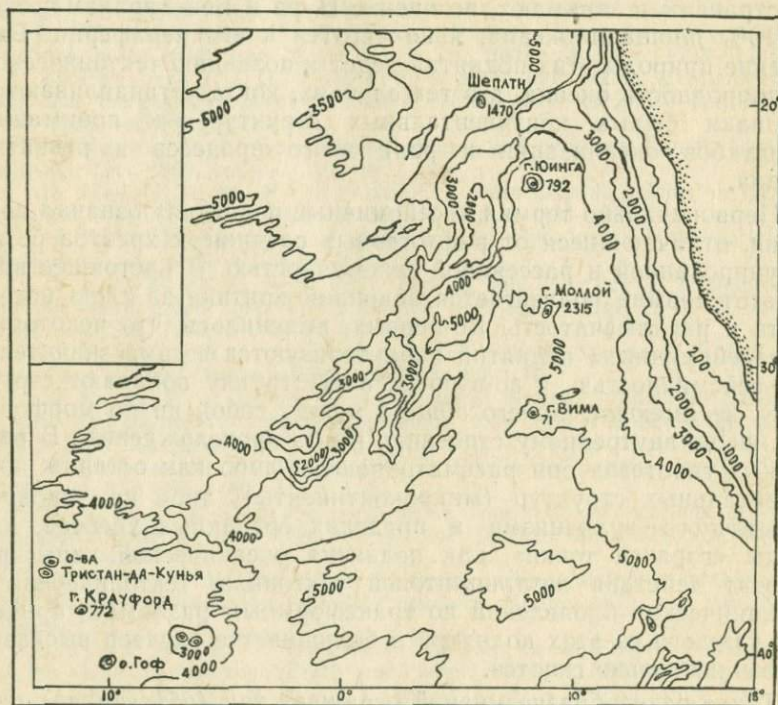


Рис. 1. Батиметрическая карта Китового хребта (составлена Г. В. Агаповой и Н. Л. Зенкевичем)

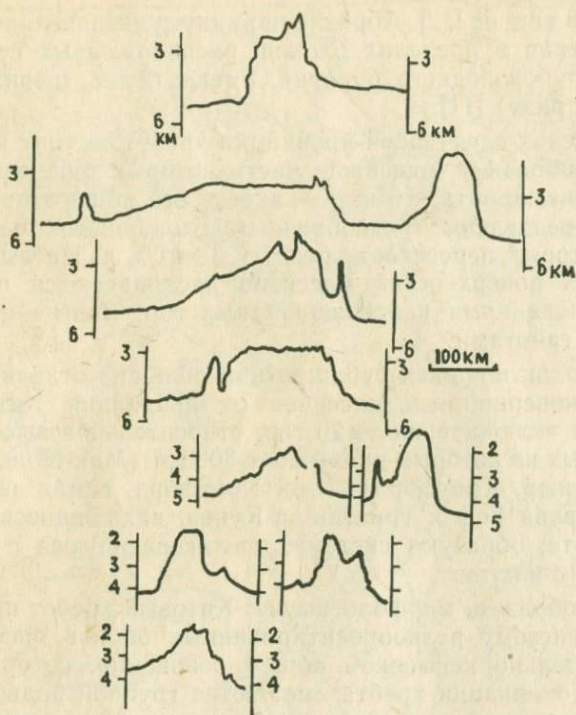


Рис. 2. Профили Китового хребта

составляют четыре продолговатых кулисообразно расположенных блока, два из которых простираются с северо-востока на юго-запад, а два субмеридионально. Блоки имеют угловатые очертания, асимметричные поперечные профили и сравнительно выровненную вершинную поверхность с глубинами менее 1500 м. Над ней поднимаются отдельные горы и гряды, которые представляют собой выступы акустического фундамента. Восточные и юго-восточные склоны блоков крутые и расчлененные, на них отмечаются уступы различной ориентировки. Западные и северо-западные склоны более пологие, но также ступенчатые, часто прорезаны ложбинами и каньонами. Осадки, поступающие по ним, сформировали рельеф абиссальных равнин Питт и Китовой, мощность осадков в пределах которых достигает 1000 м. Южный блок этой провинции представляет собой единое горстовидное поднятие длиной около 500 км, с крутыми склонами, лишенными покрова осадков. На вершине поднятия расположена цепь из пяти слившихся основаниями подводных вулканов. Выравнивание вершинной поверхности, как установлено по находкам мелководной фауны, происходило в сублитеральных

условиях в эоцене [12]. Абразионно-аккумулятивные поверхности выравнивания в пределах блоков, расположенных севернее, по данным глубоководного бурения, имеют более древний возраст (апт-маастрихт) [11].

В пределах следующей провинции хребет состоит из нескольких платообразных массивов, часть которых ориентирована по простиранию хребта, а часть — вкrest его общего простирания. Массивы разделены трогообразными ложбинами, самая крупная из которых пересекает хребет у $3\text{—}4^\circ$ з. д. На выровненных вершинных поверхностях массивов располагаются цепи слившихся основаниями плосковершинных гор, многие из которых являются гайотами.

У 36° ю. ш. широкая субширотная ложбина отделяет провинцию плосковершинных массивов от провинции Китовых гор. Последняя включает около 20 гор, относительная высота наиболее крупных из которых превышает 3000 м (Мак-Ниш, РСА, Адмирал Целкер, Крауфорд). Гора Крауфорд, самая западная из них, и острова Гоф и Тристан-да-Кунья, находящиеся за пределами хребта, образуют систему, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток.

Таким образом, морфологически Китовый хребет представляет собой систему разноориентированных блоков, размещенных на сравнительно невысоком общем основании, которые у юго-западного окончания хребта сменяются группой подводных гор. Блоки разделены разломами, чаще всего хорошо выраженными в рельефе. Морфология блоков в различной степени осложнена вулканическими сооружениями, а в южной провинции последние образуют основной тип рельефа. Различия в морфологии хребта свидетельствуют о его гетерогенности, причем образование вулканических гор у южной оконечности хребта характерно для районов сочленения таких структур со структурами современного срединного хребта.

Возвышенность Сьерра-Леоне (рис. 3) представляет собой массивное поднятие эллиптической формы протяженностью свыше 700 км и шириной 450 км, вытянутое с юго-запада на северо-восток почти под прямым углом к простиранию континентальной окраины. Поднятие состоит из двух массивов, разделенных широким прогибом и имеющих одинаковые простирания. Южный массив относительной высотой 1,5—2 км имеет асимметричный профиль, с пологом северо-западным и более крутым юго-восточным склонами. Выровненная поверхность массива ступенчатая, находится на глубинах 2700—2900 м. Невысокие гряды и холмы отмечают поднятие фундамента, окаймляющее юго-восточную окраину массива. Отдельные гряды и депрессии широтного простирания отмечены у западного склона и, по-видимому, связаны с окончаниями разломов срединного хребта.

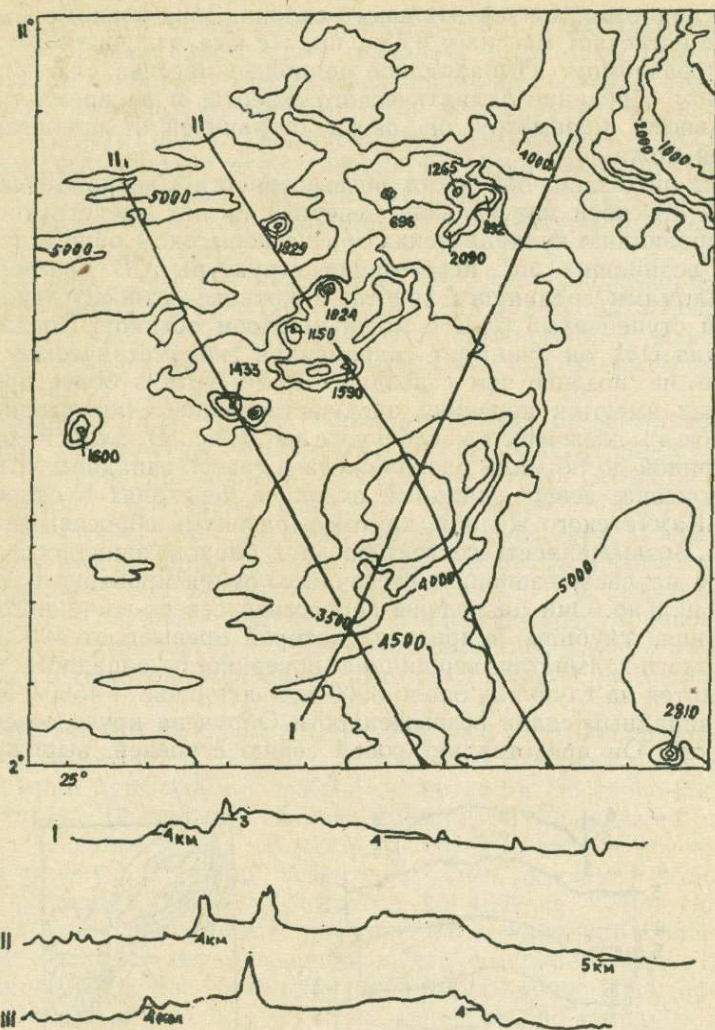


Рис. 3. Батиметрическая карта (составлена Г. В. Агаповой и Н. Л. Зенкевичем) и профили возвышенности Сьерра-Леоне

Северный массив меньше южного. Здесь на невысоком основании с глубинами 3500—3800 м расположены многочисленные подводные вулканы с относительной высотой 1,5—2 км. Почти все горы имеют форму правильных конусов; в центральной части они образуют кольцевую структуру. С севера массив образует ступень, ограниченную крутым склоном высотой до 700 м, осложненную грядками и холмами. Образование этих форм связано с субширотной Гвинейской зоной разлома, протягивающей-

ся до подножья континентального склона. Зона разлома Сьерра-Леоне рассекает массив у $8,5^{\circ}$ с. ш., а с юга массив также ограничен разломом. Юго-западное подножье массива сливается со склоном Срединно-Атлантического хребта, в то время как по остальному периметру он резко ограничен от прилегающих частей ложа.

Как показано, обе части возвышенности Сьерра-Леоне различны по своей морфологии. Северная из них представляет собой провинцию вулканических гор на невысоком общем основании, возникших на пересечении структуры СВ простирания с разломами срединного хребта, а южная — относительно поднятый ступенчатый блок с мощным слоем осадков. По данным бурения [14], он занимает современное гипсометрическое положение не позднее чем с позднего мела, хотя в более древних осадках имеются признаки предшествовавшего погружения.

Возвышенность Обручева (рис. 4) длиной до 300, а шириной до 80 миль расположена в северо-западном углу Тихого океана; северо-западный склон ее переходит в склон Курило-Камчатского желоба, крутой и разбитый сбросовыми уступами. Возвышенность состоит из двух блоков: западного, вытянутого на северо-запад, и восточного, ориентированного субмеридионально. Они разделены депрессией северо-восточного простирания, глубины в пределах которой превышают 4000 м [3].

Полого-холмистая вершинная поверхность западного блока находится на глубинах около 3000 м, а подножье — 4500—5000 м. Юго-западный склон возвышенности Обручева круче северо-восточного. Он представляет собой серию ступеней, выраженных

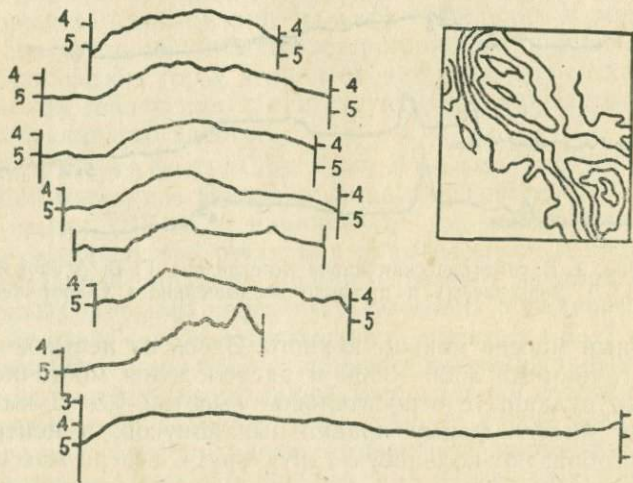


Рис. 4. Батиметрическая карта и профили возвышенности Обручева (составлены Б. А. Казанским)

также в рельефе фундамента. Образование ступенчатых склонов, по-видимому, могло быть связано с разломами северо-западного простирания. Однако выравнивание поверхности ступеней акустического фундамента, судя по эродированной поверхности базальта в скв. 192, происходило в результате абразии. Мелководные условия существовали в течение маастрихта, палеоцена и эоцена. После миоцена отмечается быстрое погружение, которому предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении в олигоцене [2].

Восточный блок возвышенности Обручева осложнен вулканическим сооружением горы Детройт, которое находится на пересечении разломов северо-западного простирания с меридиональной структурой Северо-Западного (Императорского) хребта.

Восточный блок также испытал погружение в палеогене. В целом возвышенность Обручева представляется опущенным блоком материковой коры [6], западная и восточная части которого, однако, существенно различны как по своей морфологии, так и по истории геологического развития с неогена. Восточный блок был снова поднят; вулканические процессы продолжались в его пределах еще в миоцене — плейстоцене. Этап активизации в миоцене — плиоцене происходил одновременно с образованием Курило-Камчатского и Алеутского желобов, датируемым по изменению минералогического состава осадков в скважине 192.

Западно-Австралийский хребет (или хр. Брокен у западных авторов) (рис. 5) длиной около 700 миль и шириной до 200 миль примыкает к южной оконечности Восточно-Индийского хребта. В строении склонов хребта четко выражена асимметрия: северный склон пологий (около 1°), хотя в основании его местами наблюдается невысокий уступ, а южный склон — уступ крутизной $30\text{--}40^\circ$ и высотой до 4000 м. Уступ склона имеет общее субширотное простирание, однако при более детальных исследованиях выяснилось, что его пересекают отроги и ложбины, имеющие северо-западное простирание. Простирание отдельных форм у подножья склона также северо-западное, а зона разлома Обь выражена в рельефе тремя кулисообразно расположенными желобами. На северном склоне также прослеживаются структуры северо-западного простирания, разделяющие хребет на четыре блока, различных по своей морфологии. Пятым блоком можно считать южный блок Восточно-Индийского хребта, который отделен от последнего глубоким разломом и морфологически, скорее, связан с Западно-Австралийским хребтом. В пределах этого блока (рис. 6, профиль I) гребень хребта выражен нечетко и представляет собой пологий свод с минимальной глубиной 1810 м, с выровненной ступенью на его северном склоне, а собственно северный склон хребта образован двумя ступенями, лежащими на глубинах около 4000 м и 5100 м.

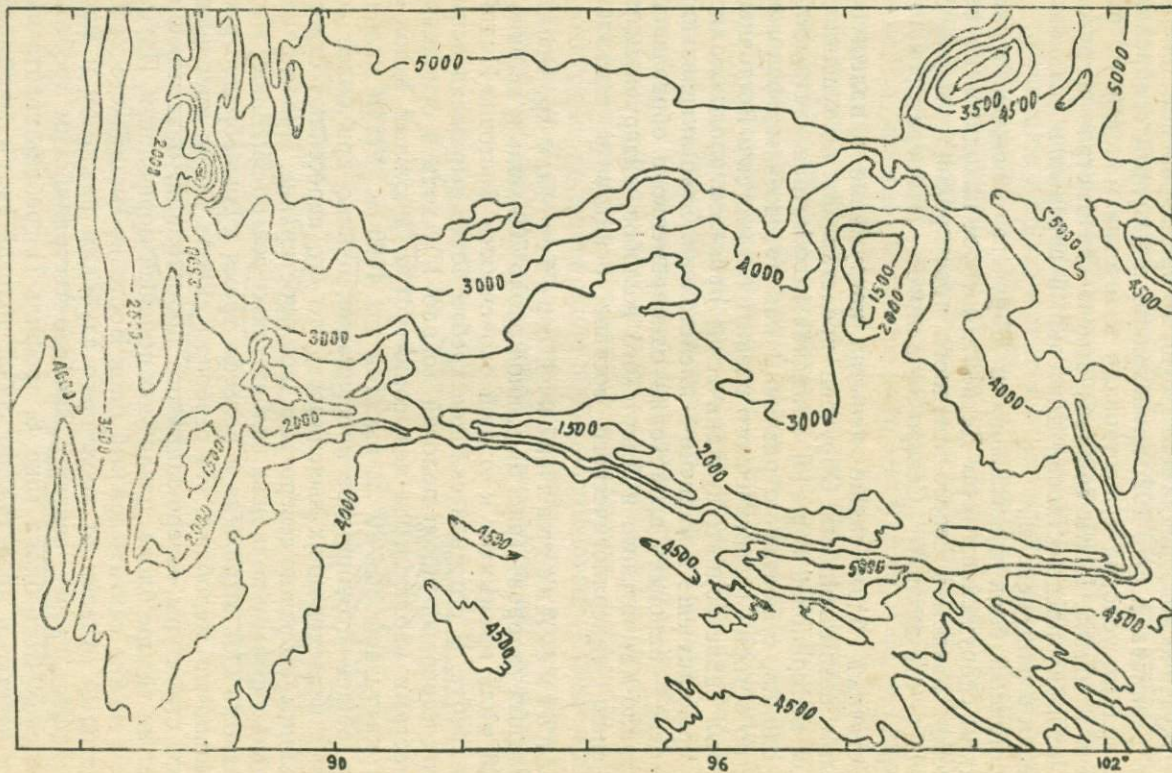


Рис. 5. Батиметрическая карта Западно-Австралийского хребта (составлена Г. В. Агаповой и Н. Л. Зенкевичем)

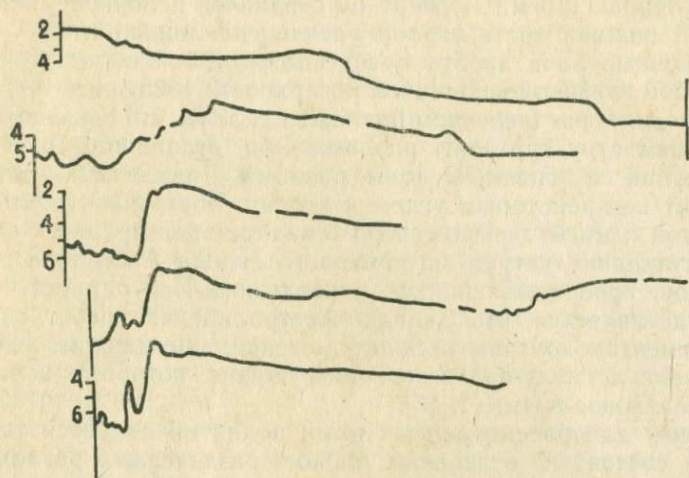


Рис. 6. Профили Западно-Австралийского хребта (положение профилей см. на рис. 5)

В пределах следующего блока (профиль II) гребень хребта выражен резче, а северный склон круче наклонен. Его основание отмечено уступом. Южный склон — крутой обрыв, в западной части расчлененный серией уступов.

Следующий к востоку блок образует центральную часть хребта и отличается от других, прежде всего, своей выровненной вершинной поверхностью (профиль III). Ширина его 10—20 миль, а глубина постепенно уменьшается к востоку от 1400 до 960 м. По данным бурения, она образована осадочным чехлом, лежащим на срезанной поверхности шельфовых осадков верхнемелового возраста [15]. Северный склон хребта образует плитообразную поверхность на глубине около 2000 м. Южный склон представлен крутым уступом, в верхней части которого прослеживается гребень, являющийся ловушкой для осадков.

Четвертый блок значительно шире описанных блоков хребта и состоит из двух частей — линейного поднятия субширотного простираения и широкого купола (профили IV, V). Гребень хребта в пределах блока имеет вершинную поверхность шириной 4—12 миль, сужающуюся к востоку, по южному краю окаймленную узким гребнем. Южный склон значительно шире, чем на предыдущих профилях (до 40 миль) и сильно расчленен. У подножья его лежит желоб Оби. Северный склон представляет широкое плато, лежащее на глубинах 2400—2700 м, а в западной части — на глубинах до 4000 м и осложненное несколькими возвышенностями. Северная часть склона хребта образована пологим сводом размерами примерно 120×100 миль с минималь-

ной глубиной 1110 м. С севера он ограничен цепочкой узких депрессий, нижняя часть склона расчленена ложбинами.

Восточный блок хребта представляет собой поднятие с минимальной глубиной вершинной поверхности 1825 м и отличается значительным расчленением подножья склона, что связано с продолжением структур зоны разлома Оби, ограничивающей южный склон, и влиянием зоны разлома Диамантина, которая подходит под некоторым углом к склону. Восточный склон блока крутой и имеет северо-северо-западное простирание, близкое к простиранию уступа материкового склона Австралии и зон разломов, прослеживающихся в котловине Натуралиста.

Представляется, что Западно-Австралийский хребт является фрагментом континентального массива, занимавшим высокое положение в мелу-палеогене, погружение которого началось в постэоценовое время [7, 15].

Общим для рассмотренных нами поднятий является то, что все они состоят из отдельных блоков, разделенных разломами, чаще всего хорошо выраженными в рельефе. Как правило, простирание самих хребтов и секущих их разломов не соответствует простираниям структур современного срединного хребта и его трансформных разломов. Ступенчатость склонов, часто асимметричный профиль (облик одностороннего горста) позволяют нам считать ведущим фактором рельефообразования асейсмичных поднятий вертикальные тектонические движения (глыбовую тектонику). Характерной чертой является также широкое развитие поверхностей выравнивания, либо абразионных, либо образовавшихся в результате аккумуляции в мелководных условиях. Соответственно общими этапами истории поднятий, по данным глубоководного бурения, являются выравнивание в условиях мелководья и последующее дифференцированное погружение. Образование поверхностей выравнивания происходило в широком интервале геологического времени — от альба до конца палеогена [13].

Мы не видим аналогов таких структур (с преобладанием глыбовой тектоники и широкими поверхностями выравнивания) в пределах современных срединных хребтов и, напротив, не обнаруживаем в структуре асейсмичных поднятий признаков сходства со структурами рифтогенальных срединно-океанических хребтов. Этот факт явно не укладывается в рамки представления о спрединговом, рифтогенном происхождении всего океана в целом. Широкое развитие подобных структур превращает их из исключений в процессе нормального спрединга в некую закономерность. Представляется, она заключается в том, что эти поднятия маркируют области ложа океана, где его образование не может быть объяснено рифтогенезом.

Различия в морфологии отдельных блоков, составляющих асейсмичные поднятия, свидетельствуют о гетерогенности последних. Как показывают данные по возвышенности Агульяс,

разные морфологические блоки могут иметь даже разные типы земной коры. Такое различие могут иметь и схожие по морфологии блоки, примером чего является Маскаренский хребет. Поэтому, даже имея материалы ГСЗ драгировок и бурения на одном участке хребта, мы не можем быть уверены в аналогичном строении другого блока. Это обстоятельство создает дополнительные трудности в изучении асейсмичных поднятий и выделении различных их типов.

Различия в морфологии поднятий часто создаются в результате различной степени проявления вулканизма на тектонических структурах. В тех случаях, когда асейсмичные поднятия граничат с областью современного срединного хребта, роль вулканизма увеличивается по мере приближения к нему, а в непосредственной близости к хребту наблюдается вулканическая морфоструктура.

Таким образом, процесс вулканизма является наложенным и отражает влияние современных структур срединного хребта (включая трансформные разломы). Если образование асейсмичных глыбовых хребтов является результатом локальных особенностей режима взаимодействия континента и океана, то произошло изменение этого режима, что привело к преобладанию процессов вулканизма над глыбовой тектоникой, т. е. к ситуации, обратной той, которую мы видим в геологическом прошлом. Данные о широко развитых поверхностях выравнивания, высокого стояния которых в послепалеогеновое время уже не отмечается, также свидетельствуют о некотором рубеже в тектонической истории.

Исследования геоморфологии и тектоники «асейсмичных поднятий» представляются нам имеющими большое значение для дальнейшей разработки проблемы океанизации, для оценки роли этого процесса в развитии океанических впадин. В настоящее время уже достаточно очевидна структурная и генетическая неоднородность дна океанов. Получено много доказательств того, что наряду с процессом рифтогенеза в осевых частях океанов в их периферийных областях доминирующая роль принадлежит процессу океанизации. Становится ясно также, что процесс рифтогенеза далек от простого заполнения базальтовыми выплавками зияющей трещины между раздвигающимися литосферными плитами. Много свидетельств и тому, что масштабы пространственного проявления рифтогенеза не только не охватывают весь океан, но и ограничиваются лишь сравнительно узкими рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов и рифтогенных впадин. Вероятно, даже склоны срединно-океанических хребтов следует рассматривать как арену проявления процесса вторичного по отношению к процессу рифтогенального развития, ответственного за формирование земной коры в рифтовых зонах. Истинное положение фронтов рифтогенеза и океанизации еще очень неясно. Трудности изучения этих фронтов

в значительной мере обусловлены широким развитием в океанах базальтовых покровов, подобных континентальным базальтовым полям траппов и маскирующих глубинную структуру фундамента. Все это затрудняет и оценку истинных масштабов проявления процесса океанизации. Однако весьма ценную информацию о структуре, вещественном составе и динамических условиях развития фундамента океанского дна именно в тех областях, где положение фронтов океанизации и рифтогенеза остается пока еще неясным, можно получить при изучении рассматривавшихся здесь «асейсмичных поднятий». Так можно приблизиться к решению вопроса о масштабах пространственного проявления важнейших тектонических процессов развития океанических областей Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев А. В., Береснев А. Ф., Мирлин Е. Г. и др. Региональные и полигонные геофизические исследования к северу от Исландии. Геология дна Мирового океана. Атлантика. Биостратиграфия и тектоника. — М.: Наука, 1982. — с. 117—143.
2. Васильев Б. И. Предварительные данные о результатах драгирования на подводной возвышенности Обручева (Тихий океан). — Тихоокеанская геология, 1982, № 5, с. 96—99.
3. Васильев Б. И., Удинцев Г. Б. Новые данные о континентальной природе возвышенности Обручева. — ДАН, 1982, т. 267, № 3, с. 123—125.
4. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. — М.: Наука, 1982. — 358 с.
5. Захаров М. В. Геофизическая характеристика и внутреннее строение района Китового хребта (Юго-Восточная Атлантика). — Геотектоника, 1981, № 5, с. 96—103.
6. Удинцев Г. Б. Тихий океан. Геоморфология и тектоника. — М.: Наука, 1972. — 394 с.
7. Удинцев Г. Б., Коренева Е. В. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана. — Геотектоника, 1980, № 6, с. 13—22.
8. Удинцев Г. Б., Литвин В. М., Марова Н. А. и др. Морфоструктура юго-западной части Китового хребта. — Океанология, 1976, т. 16, № 2, с. 266—272.
9. Удинцев Г. Б., Непрочнов Ю. П. 20-й рейс НИС «Академик Курчатов». — Океанология, 1975, т. 15, № 5, с. 931—933.
10. Харин Г. С., Удинцев Г. Б. Тектоническая структура и осадочные породы хребта Ян-Майен. Геология дна Мирового океана. Атлантика. Биостратиграфия и тектоника. — М.: Наука, 1982. — с. 144—154.
11. Bolli H. M., Ryan W. B. F. et al. Walvis Ridge: Sites 362 and 363. Initial Reports of the DSDP, v. 40, 1977, p. 183—236.
12. Connary S. A. Investigations of the Walvis Ridge and environs. Ph. D. thesis, Columbia University, Palisades, 1972, 228 p.
13. Detrick R. S., Sclater J. D., Thiede J. The subsidence of aseismic ridges. Earth and Planet. Sci. Lettr., v. 34, 1977, p. 185—194.
14. Lancelot Y., Scibold E., et al. Site 366: Sierra Leone Rise. Initial Reports of the DSDP, v. 41, 1978, p. 21—161.
15. Luyendyk B., Davies T. A. Results of DSDP Leg 26 and the geologic history of the Southern Indian ocean. Initial Reports of the DSDP, v. XXV, 1974, p. 909—943.

СОДЕРЖАНИЕ

В. В. Орленок (Калинингр. ун-т). Кайнозойская история океанизации Земли	5
П. Е. Оффман (Геологический ин-т АН СССР). Каждая впадина в земной коре может служить моделью тектоники любого участка континентов и океанов	27
Р. К. Клиге (Ин-т водных проблем). Современный уровень океана	35
Н. К. Булин (Всесоюзный геологический ин-т). Сейсмический анализ в проблеме океанизации Земли	44
Е. А. Старшинова (Ин-т физики Земли). О наличии волноводов в земной коре разных районов океана	54
В. В. Орленок, М. И. Линдин, Н. Е. Лопухова, В. В. Полежаев (Калинингр. ун-т). Новые данные о рельефе и магнитном поле Гренландской котловины и Зюйдкапского желоба	64
О. И. Супруненко, Б. А. Марковский (Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный ин-т). О происхождении и эволюции подводной возвышенности Обручева	77
О. К. Леонтьев (Моск. ун-т). К критике гипотезы тектоники литосферных плит («Новой глобальной тектоники»)	86
И. А. Резанов, И. А. Зотов (Ин-т истории естествознания и техники). Магматическое замещение как механизм океанизации континентальной коры	99
В. И. Витязь, Г. Н. Каттерфельд, В. В. Богацкий, В. Я. Ероменко (Ленингр. ун-т). Сравнительный анализ линейных структур (и полей их плотности) Земли, Луны и Фобоса	107
А. В. Ильин (Акустический ин-т). Проблема происхождения и развития поперечных разломов срединно-океанических хребтов	120
Г. В. Агапова, В. Н. Ефимов, В. К. Илларионов, Н. Н. Турко, Г. Б. Удинцев, М. В. Захаров (Ин-т физики Земли). Геоморфология некоторых асейсмичных поднятий дна Мирового океана	137

ПРОБЛЕМЫ ОКЕАНИЗАЦИИ ЗЕМЛИ

Сборник научных трудов

Св. план, 1983, поз. 227

Редактор *В. И. Васильева*. Технический редактор *С. В. Горбушина*. Корректор *С. В. Горбушина*.

Сдано в набор 23.03.83. Подписано в печать 31.08.83. КУ 03526. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Высокая печать. Печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. 9,2. Тир. 700 экз. Заказ 14087. Цена 1 руб.

Калининградский государственный университет,
236040 г. Калининград обл., ул. Университетская, 2.
Типография издательства «Калининградская правда»,
236000 г. Калининград обл., ул. Карла Маркса, 18.

УДК 551.24

Кайнозойская история океанизации Земли. Орленок В. В. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 5—27.

Внешняя каменная оболочка Земли — ее перисфера — рассматривается как пограничная зона, представляющая собой конечный продукт взаимодействия глубинных планетарных и внешних космических процессов. Исследования этих процессов позволяют понять особенности строения и эволюции геосфер под континентальными и океаническими секторами. Показано, что основу тектоники Земли составляют неравномерные и разноамплитудные опускания кислородно-силикатной оболочки, обусловленные диссипацией летучих и тепла из зоны внешнего ядра и общей контракцией планеты.

Иллюстраций — 5, библиография — 21 название.

УДК 551.24

Каждая впадина в земной коре может служить моделью тектоники любого участка континентов и океанов. Оффман П. Е. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 27—35.

Тектонику земной коры определяют впадины разного возраста, разного размера и формы. Горные системы, за исключением вулканических образований, представляют собой остаточные возвышенности. Впадины океанов — это области наименьшего уровня проседаний коры.

Иллюстраций — 3, библиография — 10 названий.

УДК 551.46.062.1

Современный уровень океана. Клиге Р. К. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 35—44.

Рассмотрены многократные изменения уровня океана в текущем столетии, которые определялись в первую очередь изменениями в системе глобального водообмена, тесно связанного с изменениями термических условий.

Иллюстраций — 4, таблиц — 2, библиография — 21 название.

УДК 550.34:551.352

Сейсмический анализ в проблеме океанизации Земли. Булин Н. К. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 44—54.

Анализируются сейсмические, сейсмологические, геологические данные по строению литосферы океанических сегментов Земли в связи с решением проблемы океанизации. Доказывается, что срединно-океанические поднятия формируются в обстановке преобладающего сжатия литосферы.

Библиография — 20 названий.

УДК 551.1:530.834.32

О наличии волноводов в земной коре разных районов океана. Старшинова Е. А. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 54—64.

Детальный анализ сейсмических данных ГСЗ в океане показывает возможность существования прослоек с повышенными скоростями относительно вмещающей среды, имеющих ограниченную мощность и формирующих волноводы на разных глубинных уровнях в Земле. С помощью t -метода показана низкая информативность морских точечных зондирований ГСЗ. Вариации скоростных характеристик, установленные для разных тектонических зон под океанами, не выходят за пределы области неоднозначности решения обратной задачи. Основные различия между глубинным строением океанов и континентов наблюдаются в интервалах глубин от 6—10 до 35 ± 45 км; верхняя

часть коры до 6—7 км и глубинная 35—45 км принципиальных различий по скоростным характеристикам в пределах неоднозначности метода не имеет.

Иллюстраций — 2, библиография — 19 названий.

УДК 550.83

Новые данные о рельефе и магнитном поле Гренландской котловины и Зюйдкапского желоба. Орленок В. В., Линдин М. И., Лопухова Н. Е., Полежаев В. В. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 64—77.

Приведены результаты геолого-геофизических исследований экспедиции КГУ в Гренландском море в 1980 г. Получены новые данные о рельефе дна и магнитном поле, обнаружены погребенные под осадками хребты, простирающиеся в основании склона Гренландии. Выполнено сравнение с магнитным полем Балтийской синеклизы.

Иллюстраций — 10, таблиц — 1, библиография — 11 названий.

УДК 551.24.266

О происхождении и эволюции подводной возвышенности Обручева. Супруненко О. И., Марковский Б. А. «Проблемы океанизации Земли», Калининград, 1983, с. 77—85.

Анализ фактических материалов о строении подводной возвышенности Обручева и Кроноцкого п-ова Восточной Камчатки свидетельствует, что еще в позднемиоценовое время эти районы входили в состав крупного поднятия океанического дна. Обнаруживается тесная сопряженность их развития и в кайнозойское время, что отвергает возможность взаимоперемещений Тихоокеанской и Азиатской литосферных плит, измеряемых сотнями километров.

Иллюстраций — 1, библиография — 17 названий.

УДК 551.24

К критике гипотезы тектоники литосферных плит («Новой глобальной тектоники»). Леонтьев О. К. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 86—99.

Критическое рассмотрение обоснования некоторых положений гипотезы тектоники плит (ГТП) показывает их несостоятельность. Плохо обоснованы границы литосферных плит и направления их движений. Пространственное распределение теплового потока не соответствует ГТП. Палеомагнитная реконструкция оказывается малонадежной при попытках определения возраста океанической коры, скорости раздвижения плит и т. д. Геодинамическая карта, представленная в «Геофизике океана» (1979), имеет много недостатков и невысокий уровень обоснованности границ и категорий выделенных на ней объектов. Значительны и методологические недостатки ГТП. Все это не позволяет считать ГТП теорией и не дает ей каких-либо преимуществ перед другими гипотезами происхождения материков и океанов.

Иллюстраций — 8, библиография — 28 названий.

УДК 551.24

Магматическое замещение как механизм океанизации континентальной коры. Резанов И. А., Зотов И. А. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 99—106.

Показано, что в результате траппового магматизма происходит магматическое замещение основными и ультраосновными породами континентальной коры. В результате утяжеления кора опускается, образуя океанические впадины.

Иллюстраций — 2, библиография — 7 названий.

Сравнительный анализ линейных структур (и полей их плотности) Земли, Луны и Фобоса. Витязь В. И., Каттерфельд Г. Н., Богацкий В. В., Ероменко В. Я. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 107—120.

Основу выполненного исследования составляет пространственно-статистический метод, дополненный анализом размеров структур (ранжированный пространственно-метрический анализ). Выявленные на Луне закономерные поясовые размещения и преимущественно ареальное ранжированное расположение кольцевых форм, а также их минимальная плотность в полярных областях указывают на эндогенную природу значительного числа из них. Единство дизъюнктивных метасистем Земли, Луны и Фобоса — небесных тел, различающихся по массе, объему, скорости вращения и специфике движения по орбите, — свидетельствует, что опознанное сходство строения определяется их ротационным режимом, а также обусловлено, вероятно, единством их автоколебательного режима, регулируемого и управляемого законами нелинейной волновой механики. Эта гипотеза подтверждается сходством размеров теоретически рассчитанных длин полуволн и эмпирически выявленной протяженности крупнейших дизъюнктивных систем Земли, Луны и Фобоса.

Иллюстраций — 5, библиография — 18 названий.

УДК 551.24

Проблема происхождения и развития поперечных разломов срединно-океанических хребтов. Ильин А. В. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 120—136.

Рассмотрено происхождение и развитие трансформных разломов. Планетарные глубинные разломы накладывались на поперечные разрывы с произвольным горизонтальным смещением. В результате была сформирована ступенчатая в плане морфоструктура осевых зон срединных хребтов.

Иллюстраций — 4, библиография — 25 названий.

УДК 551.24

Геоморфология некоторых асейсмичных поднятий дна Мирового океана. Агапова Г. В., Ефимов В. Н., Илларионов В. К., Турко Н. Н., Удинцев Г. Б., Захаров М. В. «Проблемы океанизации Земли». Калининград, 1983, с. 137—148.

Рассмотрены геоморфологические данные по асейсмичным подводным поднятиям дна Мирового океана. Показано, что они не укладываются в схему спрединга и имеют черты строения, сходные с континентальными структурами.

Иллюстраций — 6, библиография — 15 названий.

1 руб.

4008