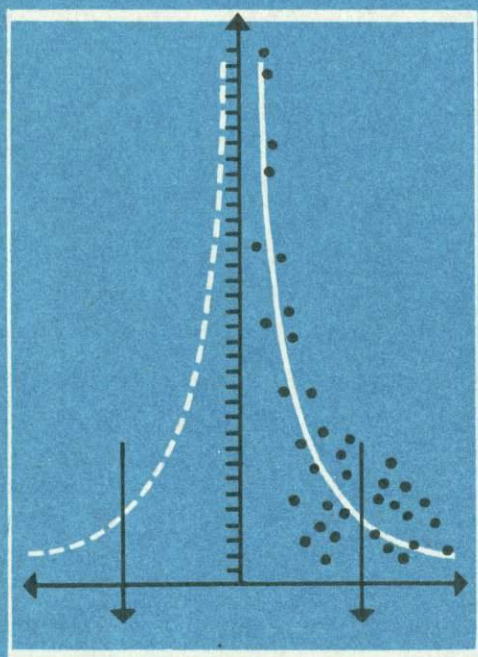


В. В. ОРЛЕНОК

Физика и динамика внешних геосфер



В. В. ОРЛЕНОК

ФИЗИКА И ДИНАМИКА ВНЕШНИХ ГЕОСФЕР

4660



МОСКВА «НЕДРА» 1985



Орленок В. В. Физика и динамика внешних геосфер.— М.: Недра, 1985.— 183 с., ил.

Отражен новый этап обобщения и синтеза научных данных о внутреннем строении и физических полях Земли. Показано, что основу тектоники внешних геосфер составляют неравномерные в пространстве и во времени проседания перисферы в освобождающуюся по мере дегазации и вулканизма зону астеносферы. Механизм вертикальной ундуляции обусловлен термогравитационной контракцией планеты, вызванной уменьшением ее объема и массы за счет диссипации летучих, уплотнения протовещества. Установлено, что в финале эволюции происходят усиление дегидратации, вулканизма и опусканий сегментов перисферы и общая океанизация Земли. Дан критический анализ геофизических полей, методик их получения и способов интерпретации.

Для геологов различных специальностей, геофизиков.

Табл. 14, ил. 47, список лит.— 49 назв.

Рецензент: *И. А. Резанов*, д-р геол.-минер. наук (Институт истории естествознания и техники АН СССР)

Проблема происхождения и эволюции океанических областей Земли выдвинулась сегодня на передний край геологической науки и стала темой острых дискуссий.

Это закономерное явление. Оно было предопределено накоплением в последние годы новой и обширной информации по геологии и геофизике Мирового океана, астрономии и астрофизике, что естественно повлекло за собой пересмотр старых представлений и геотектонических воззрений на природу континентов и океанов, построенных преимущественно на материалах континентальной геологии.

Однако тон в этом важном научном направлении задали не геологи, а преимущественно океанологи и геофизики. Научная деятельность большинства из них с самого начала была связана с морем. Поэтому многие пионеры зарубежной океанологии так и не прошли хорошей геологической школы на суше. Отсюда не случайно, что первые же материалы по морской геофизике стали интерпретироваться в духе исключительности строения и развития акваторий и под значительным влиянием идей А. Вегенера.

Доступные пониманию исследователей всех специальностей и рангов идеи мобилизма были для большинства начинающих ученых чуть ли не единственной путеводной звездой.

Первоначальная мобилистская интерпретация поддерживалась высоким авторитетом геофизиков того времени — Б. Гутенберга, К. Буллена, Ф. Пресса, которые впервые выдвинули предположение о различных типах земной коры под континентами и океанами, исходя из данных по поверхностным сейсмическим волнам.

Все это привело к тому, что крупные достижения морской геологии и геофизики были синтезированы поспешно и односторонне и лишь в духе мобилизма. Двухвековые наблюдения континентальной геологии не нашли отражения в этом синтезе.

Однако мы должны признать, что и гипотеза глобальной тектоники плит, ныне многим представляющаяся истиной в последней инстанции и поспешно переводимая в ранг теории, не стала общепризнанной, так же как и предшествовавшие ей представления фиксизма и базификации.

Чтобы понять особенности современного строения внешних геосфер и найти законы их эволюции, необходимо изучить внутрипланетарные и космические процессы и характер их взаимодействия в пограничной зоне. Но эта задача выходит далеко за рамки компетентности только геологии и требует привлечения данных всего комплекса наук о Земле и ближнем космосе.

Попытки создания подобных обобщений, хотя и довольно многочисленных, делались, начиная с И. Канта и П. Лапласа.

Однако синтез сводился, по существу, к выбору таких физико-химических условий и процессов внутри планеты, которые бы удовлетворяли сложившимся геологическим представлениям.

В основе развиваемой здесь концепции, первоначально получившей название «холодной или термогравитационной контракции Земли» [31], лежит большой фактический материал о состоянии и эволюции вещества Земли, позволяющий сделать два основных вывода о динамике ее внешних геосфер:

1) о прогрессивном уменьшении массы Земли вследствие диссипации летучих компонентов и тепла, сопровождавшейся уменьшением объема и уплотнением протовещества в центре Земли. Отсюда образование астеносферы объясняется скоплением под подошвой каменной оболочки — перисферы, обладающей на порядок меньшей теплопроводностью, чем оболочка, тепла и летучих (главным образом H_2 и He, диффундируемых через внешнюю каменную оболочку). Это позволяет отказаться от привлечения аномально больших концентраций радиоактивных элементов в данной зоне, наличие которых не подтверждается вулканизмом. Последующая разгрузка тепла и летучих вместе с магмой происходит по системам разломов и под контролем лунно-солнечного гравитационного взаимодействия. Она сопровождается проседанием блоков перисферы в разуплотненное пространство астеносферы, т. е. вся тектоника Земли объясняется нисходящими вдоль радиуса разновременными и разноамплитудными проседаниями перисферы вслед за уменьшающимся объемом планеты;

2) о способе сокращения площади поверхности Земли в процессе уменьшения ее радиуса. В классической контракционной гипотезе Эли де Бомона и Э. Зюсса без должного обоснования такое сокращение допускалось путем глобальной пликативной складчатости. Однако планета не лежало яблоко, подверженное равномерному усыханию и сморщиванию его кожуры, и уменьшение радиуса происходит не путем механического стягивания перисферы. Дифференцированность мощности астеносферы вдоль периметра планеты, различная динамика временной и пространственной ее разгрузки, разлозная сегментация перисферы, разновысотная гипсометрия поверхности выравнивания — все это указывает на то, что сокращение площади планеты происходит путем проседания ее сегментов. Динамика ундуляции перисферы полностью контролируется процессами диффузии из зоны внешнего ядра. Катализатором и регулятором физико-химических процессов в молодой Земле, несомненно, явились приливные гравитационные взаимодействия Луны и большая, чем теперь, скорость вращения планеты.

ДАННЫЕ СЕЙСМОЛОГИИ

Современные представления о внутреннем строении и физике Земли базируются главным образом на данных наблюдения прохождения продольных (P) и поперечных (S) сейсмических волн, возникающих при землетрясениях и искусственно вызванных взрывах. Согласно этим данным Земля состоит из оболочек, характеризующихся различной скоростью прохождения P - и S -волн. Наиболее резкие изменения упругих свойств наблюдаются на глубинах около 30—40 и 2900 км от поверхности Земли [11]. В первом случае скорость P -волн увеличивается скачком или достаточно резким переходом от 6,5 до 8,2 км/с, во втором — резко уменьшается с 13,25 до 8,5 км/с (рис. 1).

Верхняя граница, условно принятая за подошву «земной коры», впервые была обнаружена в 1909 г. югославским геологом А. Мохоровичичем. Нижняя граница установлена в 1914 г. немецким геофизиком Б. Гутенбергом. Граница Гутенберга характеризует переход от оболочки к ядру Земли. На наличие этой границы было одновременно указано также русским акад. Б. Б. Голицыным в 1915 г. по данным измерения кажущихся углов выхода сейсмической радиации, полученным при обработке 85 записей землетрясений, происшедших в 1912—1913 гг.

Наличие у Земли обширного ядра уверенно устанавливается исчезновением P - и S -волн на эпицентральных расстояниях в 105° (11 тыс. км) и зоной сейсмической тени от 105° до 143° . Сильные отражения от внешней границы ядра не оставляют сомнений относительно четкого раздела между ядром и оболочкой. В диапазоне 143 — 180° P -волна приходит ослабленная и с большим запазданием [11], а полное отсутствие S -волн в диапазоне 105 — 180° служит надежным свидетельством того, что вещество внешнего ядра обладает физическими свойствами близкими к свойствам жидкости. Это следует из выражения для скорости S -волн.

$$C_S = \sqrt{\mu/\rho},$$

которое обращается в нуль при $\mu=0$, что имеет место для жидких сред, для которых как раз это условие и выполняется. Однако трудно предположить, что при давлении 400 ГПа внешнее ядро является жидким в обычном понимании. Оценка модуля сдвига (μ) ядра была произведена Е. Ф. Саваренским и Д. П. Кириос в 1955 г. путем определения отношения амплитуд S -волн, падающих и отраженных от границы ядра. Полученные при этом результаты (по данным японских землетрясений 1932 г.) подтвердили гипотезу «жидкого» ядра, однако модуль сдвига может быть равен 200 ГПа.

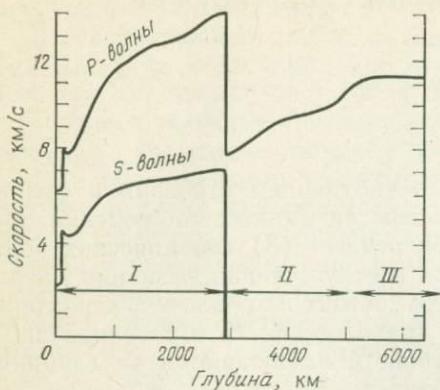


Рис. 1. Распределение скоростей P- и S-волн внутри Земли. По Б. Гутенбергу [11]:

I — мантия, II — внешнее ядро, III — внутреннее ядро

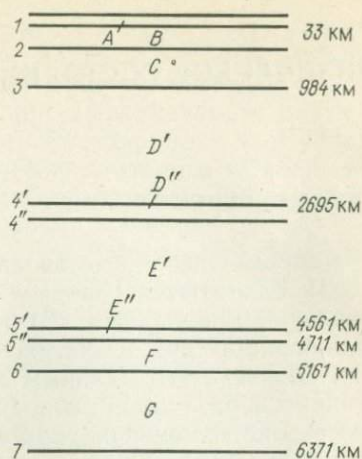


Рис. 2. Модель Буллена внутреннего строения Земли

В 1936 г. датчанка И. Леман установила наличие слабых отражений в интервале $110-143^\circ$. Существенное увеличение скорости P-волн до $11,23$ км/с на глубине свыше 5000 км, наличие преломлений от этой границы позволили выделить внутреннее твердое субъядро Земли со 100 -километровой переходной оболочкой с $C_p = 10,26$ км/с [11]. Вслед за выделенными границами M и ядра были выявлены еще две зоны изменения упругих свойств: в интервале глубин $50-100 \div 200-400$ км и $400-900$ км. Первый интервал характеризуется заметным уменьшением скоростей P- и S-волн соответственно с $8,1$ и $4,6$ до $7,8$ и $4,3$ км/с. При этом под континентами этот слой пониженных скоростей лежит на глубине порядка 100 км и имеет резко переменную мощность — от 0 (под щитами) до $50-100$ км (под платформами и горными областями). Под океанами он располагается на глубине $50-60$ км и имеет мощность $300-500$ км. Этот слой пониженных скоростей получил «сейсмическое» название « 20 -градусной границы», или «волновода Гутенберга». В последние два десятилетия за ним прочно утвердилось название «астеносфера».

Многочисленными исследованиями наличие волновода было подтверждено и детализировано [18]. При этом удалось установить, что и надастеносферная оболочка (главным образом ее низы) имеет заметные латеральные неоднородности. Например, под океаническими секторами она характеризуется на $1,5-2\%$ меньшими значениями скоростей, т. е. более вязкая, более разуплотненная, чем под континентальными блоками. Этот очень важный факт свидетельствует о более высокой проницаемости низов перисферы под океанами. Сразу от нижней границы волновода и до

900 км происходит аномально быстрое возрастание скоростей P - и S -волн соответственно с 8,1 и 4,5 до 11,2 и 6,0 км/с и далее более плавно (до глубины 2900 км) до 13,6 и 7,18 км/с (см. рис. 1). Эта область получила название оболочки Земли. Выделение границ в теле Земли по характеру распространения скоростей сейсмических волн позволило австралийскому геофизику К. Буллену [7] построить модель внутреннего строения планеты (рис. 2), в которой каждая из геосфер обозначена буквами латинского алфавита ($A-G$).

Установление оболочечного строения Земли и разделение ее на геосферы принадлежат к выдающимся достижениям классической сейсмологии. Полученные данные легли в основу определения законов изменения ряда физических характеристик — плотности, давления, ускорения силы тяжести, жесткости и вязкости внутри планеты. Это, в свою очередь, позволило подойти к решению фундаментальной проблемы геологической науки — установлению состава и природы оболочек Земли. Но прежде рассмотрим имеющиеся данные по другим физическим параметрам.

ПЛОТНОСТЬ ВНУТРИ ЗЕМЛИ

Средняя плотность верхов каменной оболочки (перисферы) толщиной 35—40 км известна из непосредственных определений и ряда вполне приемлемых экстраполяций — она составляет 2,7—3,0 г/см³. Но средняя плотность вещества, слагающего планетное тело Земли, определяемая по закону Ньютона:

$$\bar{\rho} = \frac{3}{4} \frac{g}{\pi f R}, \quad (1)$$

где $f = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ Н} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{кг}^{-2}$ — гравитационная постоянная; $R = 6,371 \cdot 10^8 \text{ см}$ — радиус Земли; $g = 981,0 \text{ см/с}^2$ — среднее значение силы тяжести на экваторе. После подстановки этих величин в формулу (1) получим $\bar{\rho} = 5,517 \text{ г/см}^3$.

Таким образом, простой расчет показывает, что средняя плотность земного шара почти в два раза больше средней плотности надстеносферной оболочки. Следовательно, дефицит плотности должен восполняться на более глубоких уровнях планеты. Как же изменяется плотность с глубиной? Характер ее изменения с глубиной должен, в первую очередь, удовлетворять закону изменения скоростей сейсмических волн, а распространение масс в теле Земли — наблюдаемому моменту инерции вращающейся планеты:

$$I^* = \frac{C + 2A}{3} = \frac{I}{Ma^2}, \quad (2)$$

где C — момент инерции относительно полярной оси; A — момент инерции относительно экваториальной оси; I — среднее значение момента инерции для Земли по спутниковым данным; a — экваториальный радиус Земли; M — масса Земли. Кроме того, плотность на поверхности Земли должна быть равна фактически средней

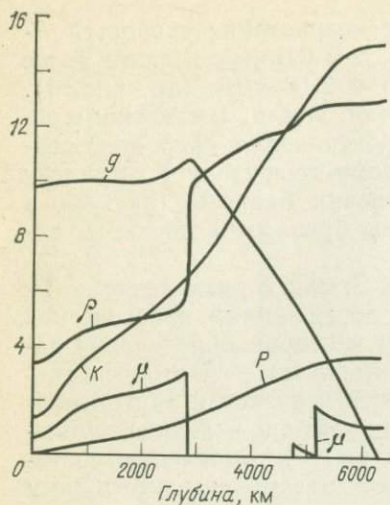


Рис. 3. Изменение с глубиной давления P (Па), плотности ρ (г/см^3), объемного модуля K , модуля жесткости μ (Па) и ускорения силы тяжести g (м/с^2) для модели Буллена. По П. Мельхиору [28].

ρ , K , μ выражены в ед. $\times 10^{11}$

действием сильных землетрясений (типа Чилийского, 1960 г.) и суточных приливообразующих сил. Дело в том, что в случае полностью твердой, хотя и неоднородной, Земли частота ее колебания под действием приложенной силы будет несколько выше, чем частота колебания шара с «жидким» ядром. «Болтание» твердого субъядра относительно покрывающей его «жидкой» оболочки внешнего ядра увеличивает период колебания всей системы. С учетом этих данных и на основании рассчитанной ранее Б. Гутенбергом [11] модели внутреннего строения Земли К. Буллен [7] и Б. Болт [5] методом машинного перебора установили, что для удовлетворения $I^* = 0,33089$ и получения наилучшего согласия с крутильными и сфероидальными колебаниями низких порядков (при прочих вышеперечисленных условиях) необходимо внести аномальный скачок плотности на границе с ядром, т. е. на глубине 2900 км (рис. 3). Близкие результаты были получены Ф. Прессом в 1968 г. Путем согласования значений массы Земли, ее момента инерции, времени пробега P - и S -волн и собственных колебаний на низких гармониках были выбраны четыре модели. В частности, по данным Б. Болта и К. Буллена, в ядре имеются два скачка плотности на расстояниях 1210 и 1660 км от центра Земли при общем радиусе ядра 3470 км. Таким образом, плотность вещества оболочки (зона $C-D$ в модели Буллена) составляет $8,33 \text{ г/см}^3$, внешнего ядра (зона E) — $9,6-10,05 \text{ г/см}^3$ и внутреннего ядра (G) — $11,23 \text{ г/см}^3$.

плотности периферы. Поэтому принятие простого закона непрерывно-монотонного возрастания плотности с глубиной в соответствии с гидростатической моделью хотя и дает плотность в центре Земли $10-11 \text{ г/см}^3$ близкую к вероятной [23], однако не отвечает большинству из выше перечисленных условий.

Согласно наблюдениям величина момента инерции I^* для Земли оказалась равной $0,33089$ [28], что соответствует значительной концентрации массы в центре планеты. В этой связи интересно сравнить величину момента инерции для Луны ($0,402 \pm 0,02$): поскольку для однородной модели она равна $0,4$, это значит, что Луну с хорошим приближением можно рассматривать как однородное тело.

В последние годы стало ясно, что учета только величины I^* недостаточно для объяснения особенностей и периодов колебания земного шара, возникающих под

ДАВЛЕНИЕ И СИЛА ТЯЖЕСТИ ВНУТРИ ЗЕМЛИ

Нарастание давления P с глубиной r в недрах Земли подчиняется гидростатическому закону:

$$\frac{dP}{dr} = g\rho, \quad P = \int_0^R g\rho \, dr = g\rho R, \quad (3)$$

т. е. уплотнение пропорционально весу вещества слоя, приходящегося на единицу площади.

Зная g , ρ и R , нетрудно рассчитать величину давления P . В частности, из выражения (3) видно, что давление изменяется как непрерывная функция, возрастающая от нуля на поверхности до 130 ГПа на границе внешнего ядра и 400 ГПа в центре Земли [11].

Зная закон распределения плотности с глубиной, можно рассчитать изменение ускорения силы тяжести:

$$g\rho = \frac{4\pi f}{R^2} \int_0^R \rho(r)r^2 \, dr. \quad (4)$$

Как видно из рис. 3, ускорение силы тяжести $g(\rho)$ медленно возрастает до границы внешнего ядра с 980 до 998 см/с², а вблизи границы испытывает резкий скачок до 1037 см/с² и затем быстро уменьшается к центру Земли, где оно равно нулю. При такой структуре поля с учетом уменьшения к центру силы центробежного ускорения продукты дифференциации легкоплавких и летучих будут иметь большую составляющую по направлению от центра Земли, а не к центру, как это мы привыкли считать. Поэтому в сторону субъядра могут быть отобилизованы лишь наиболее тяжелые компоненты протовещества, причем для их перемещения потребуется дополнительная сила (кроме давления P), направленная не вдоль радиуса. Таковой может быть конвективное течение. В то же время в отмеченных условиях дифференциация не может начаться при полном отсутствии первоначальной плотной массы в центре Земли, т. е. «зародыша» субъядра. Следовательно, формирование протопланеты должно было происходить вокруг первоначально плотной массы — протосубъядра.

ЖЕСТКОСТЬ И ВЯЗКОСТЬ ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

Для оценки состояния текучести вещества внутри оболочек (геосфер) Земли необходимо знать их вязкость (η) и жесткость (μ). Эти параметры не могут быть получены из рассмотрения упругих свойств вещества недр Земли, так как последние вызваны кратковременными деформациями среды (секунды, доли секунды).

Лишь длиннопериодные собственные колебания земного шара (порядка десятка минут и более), вызванные приливными силами и землетрясениями, а также вековыми изменениями скорости вращения Земли вокруг своей оси, могут дать информацию о вязкости и жесткости.

Еще в начале прошлого века было установлено, что широта многих астрономических обсерваторий испытывает периодические колебания. Изменение широты могло происходить вследствие двух возможных причин: либо горизонтального смещения блоков земной поверхности, либо качания земной оси вращения. В 1890 г. одновременными измерениями широты в обсерваториях Берлина и Гонолулу, отстоящих друг от друга на 180° по долготе, было доказано второе предположение [5]. Эти данные также показали отсутствие горизонтальных перемещений Европы относительно дна центральной части Тихого океана. В 1892 г. Чандлер установил, что колебания широты имеют период 430,7 сут.

В связи с этим интересно отметить, что для абсолютно твердой Земли, согласно Эйлеру, период собственных колебаний равен 305 сут. Чем меньшую жесткость имеет тело Земли вообще и «жидкое» ядро в частности, тем больше будет период ее собственных колебаний. Таким образом, приведенные данные показывают, что реальная Земля отличается от абсолютно твердого тела и, следовательно, должна обладать определенной вязкостью. Наиболее убедительным доказательством «жидкого» (точнее, «вязкого») состояния вещества внешнего ядра после сейсмологических данных являются исследования нутаций — колебаний оси вращения Земли. Жобер теоретически показал значительные изменения минимального периода T собственных колебаний Земли ($n=2$, $T=2$ ч 34 мин), где

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{(2n+1)R}{2n(n-1)g}} \quad \text{и} \quad (5)$$

в зависимости от твердости субъядра составляет [28]:

μ , Па	$36 \cdot 10^{10}$	$30 \cdot 10^{10}$	$15 \cdot 10^{10}$
T , мин	51,9	52,5	52,24

Из приведенных данных видна прямая зависимость вязкости вещества внешнего ядра от периода собственных колебаний Земли. Однако исследование крутильных и сфероидальных колебаний Земли от сильных Чилийского (1960 г.) и Аляскинского (1964 г.) землетрясений показало, что наблюдаемые периоды больше теоретических. Поскольку крутильные колебания Земли в отличие от сфероидальных зависят не от P -волн, а от S -волн [28], это значит, что необходимо также отказаться от модели однородного жидкого или твердого ядра. Этому условию удовлетворяла новая модель Буллена и Болта со скачками плотности на расстоянии 1210 и 1640 км от центра Земли, т. е. признание наличия переходных зон между оболочкой и внешним ядром, внешним ядром и внутренним твердым субъядром. Чандлеровский период τ_0 обус-

ловлен изменением главного момента инерции Земли и для абсолютно жесткой сферы определяется из выражения

$$\tau_0 = \frac{A}{C-A} \tau_s, \quad (6)$$

где A и C — моменты инерции относительно экваториальной и полярной осей; τ_s — продолжительность звездных суток.

Причиной колебания момента инерции Земли главным образом являются приливы, меняющие скорость ее вращения. Однако выбор модели распределения жесткости вещества, которая удовлетворительно согласовалась бы с наблюдениями земных приливов и периодами колебания полюсов, представляет непростую задачу. П. Мельхиор [28] считает, что кроме приливных нутаций существуют и другие причины колебаний. М. Житникова и Е. В. Карус придерживаются мнения, что возможными причинами чандлеровских колебаний полюса являются также изменения объема Земли и связанные с ними механические напряжения, обуславливающие необходимый вращающий момент. Эти напряжения накапливаются в ходе гравитационного сжатия и скачкообразно срываются. Безусловно, пульсационное сжатие с разрядкой накапливающихся напряжений в прочных массах планеты и узких зонах перисферы осложняет картину колебаний полюсов. Однако цикличность этих процессов связана с приливными деформациями перисферы. Расчеты, выполненные различными авторами по результатам обработки приливного запаздывания вращения Земли, дают для Земли в среднем $\mu = 1 \div 2 \cdot 10^{11}$ Па. Приблизительная же оценка жесткости внутри Земли может быть проведена по формуле Прея

$$\mu = 16(1 - 0,83R^2) \cdot 10^{10} \text{ Па}, \quad (7)$$

где R — радиус Земли.

Таким образом, жесткость растет с глубиной пропорционально квадрату радиуса. Однако эта оценка грубая, ибо она не учитывает скачков плотности на границах оболочек и не характеризует особых условий на границе внешнего ядра. С учетом этого Б. Гутенберг [11] приводит расчетные данные Швейдара и Хоскинса, Прея и свои в согласование с сейсмологией (рис. 4). Наиболее вероятными считаются распределения 2 и 3. Таким образом, вероятность ненулевого μ в зоне внешнего ядра очень высока, в частности, модельные исследования Л. Н. Рыкунова по дифракции ультразвуковых волн дали $\mu = 10^6$ Па. В связи с этим интерес-

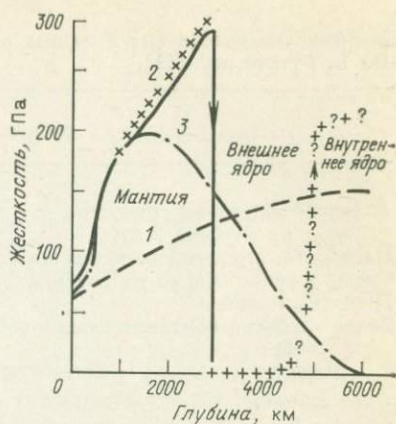


Рис. 4. Жесткость вещества внутри Земли.

Кривые: 1 — Швейдара и Хоскинса; 2 — Гутенберга; 3 — Прея

Значение жесткости (μ) в горных породах.
По Б. Гутенбергу [11]

Материал	μ , 10^{10} Па
Аллювий вблизи поверхности	0,1
« на глубине 2 км	1,0
Палеоген-неогеновый песчаник на глубине 2 км	2,0
Очень древние осадки на глубине 2 км	4,0
Гранитный слой	3,0
Более глубокие континентальные слои:	
габбро	3—4
дунит	5—6

но сравнить полученные данные со значениями для различных пород (табл. 1), которые, как известно, можно определить, если известны плотность и скорость распространения S -волн [11]

$$\mu = \rho C^2 S. \quad (8)$$

По-видимому, непрохождение S -волн через внешнее ядро, свидетельствующее об абсолютной или близкой к этому несжимаемости находящегося здесь вещества, возможно, имеет другую природу [31], хотя данные по приливам указывают на вероятность ненулевого μ , значительно меньшего по сравнению с оболочкой, но все же превосходящего жесткость дунита.

Особый интерес представляет оценка вязкости (η) вещества Земли как в целом для сферы, так и по отдельным оболочкам. Однако получить названный параметр из наблюдений над приливными деформациями Земли и чандлеровскими колебаниями полюсов не удается [28]. Это значит, что период релаксации возникающих в теле Земли напряжений деформации больше преобладающих периодов указанных колебаний (наибольший период лунных приливов составляет 18,61 года, качаний полюсов — 1,2 года). Это следует из выражения для релаксации $\tau = \eta/\mu$.

Вместе с тем имеется немало признаков, а также прямых определений, свидетельствующих о том, что вещество недр Земли обладает определенной вязкостью. Сюда относятся экваториальное вздутие, периодическое и вековое колебания полюсов, вековое замедление вращения Земли, затухание ее собственных колебаний, складчатые деформации пород и т. д.

В табл. 2 приведены значения вязкости для некоторых горных пород, полученные непосредственными измерениями. Нижний предел вязкости для Земли в целом по оценкам ее собственных колебаний равен 10^{17} Па·с [28].

Г. Джеффрис в 1922 г. произвел оценку вязкости внешнего ядра по степени ослабления продольных сейсмических волн, прошедших через него. Верхний предел вязкости оказался равным 10^8 Па·с, т. е. существенно меньшим, чем для Земли в целом.

Значение вязкости η в горных породах.
По Б. Гутенбергу [11]

Порода	Давление, Па	η , Па·с	Порода	Давление, Па	η , Па·с
Мрамор	10^5	10^8	Известняк	10^9	10^9
«	10^{15}	10^9	Кварц	10^5	10^9
Песчаник	10^8	10^8	«	$2 \cdot 10^9$	10^{10}
Гранит	$2 \cdot 10^8$	10^9	Известняк	10^5	10^9

Наблюдаемые приливные и чандлеровские ряды T меньше τ для всей Земли. Следовательно, имея твердость стали, земной шар с массой $5,974 \cdot 10^{27}$ г реагирует на возмущающие силы отнюдь не как абсолютно твердый стальной шарик небольшой массы, а как упруговязкое тело.

Для оценки вязкости перисферы Земли обратимся к наблюдениям ползучести горных пород. Японские ученые Кумагаи и Сасаджума в течение 10 лет изучали изгиб двух крупных стержней гранита размером $215 \times 12,3 \times 6,8$ см. При нормальных температуре и давлении вязкость гранита оказалась равной $3-6 \times 10^{19}$ Па·с. Японский ученый Н. Ито совместно с Кумагаи подвел итоги 20-летних наблюдений по измерениям ползучести в трех образцах гранита и в трех образцах габбро. Результаты для гранита повторили предыдущие измерения $\eta = 3-6 \cdot 10^{19}$ Па·с. Было также установлено, что гранит испытывает пластичную деформацию и обладает весьма незначительной величиной предела упругости, т. е. обладает способностью вязкого течения. Скорость крипа для габбро оказалась меньше, чем для гранита. Следовательно, перисфера, сложенная в основном этими породами или их аналогами, по своим реологическим свойствам приближается к максвелловской жидкости. Иными словами, для времени релаксации $\tau < 3000$ лет перисфера подчиняется закону Гука, т. е. является упругой; для $\tau > 3000$ лет она обладает свойствами вязкой жидкости, т. е. способна течь без нарушения сплошности, причем при повышении давления и температуры пластичность перисферы увеличивается.

По различным оценкам вязкость каменной оболочки в целом равна $10^{20}-10^{21}$ Па·с [28]. Для оценки вязкости астеносферы обычно используют «данные по постгляциальному изостатическому поднятию Фенноскандии». Этот вопрос уже рассматривался [32]. Ледяной панцирь мощностью 1,5—2 км в лучшем случае своей тяжестью мог уменьшить пористость верхних нескольких сотен метров перисферы, но никак не «вдавить» стокилометровый блок каменной оболочки в астеносферу, хотя бы потому, что масса льда составила всего 1% от массы этой оболочки, а из-за отсутствия под щитом астеносферы «давить» ее оказалось некуда. Если же внимательно изучить первые исходные «карты поднятий Фен-

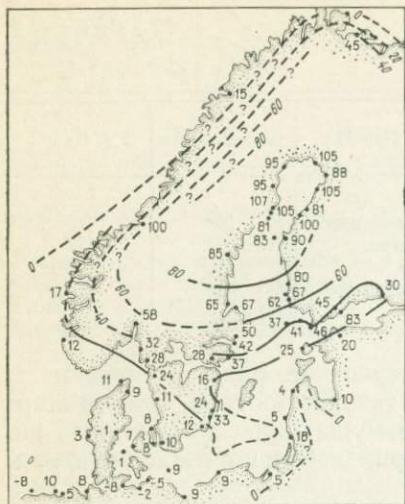


Рис. 5. Обеспеченность пунктами наблюдения «поднятия» Фенноскандии.

Сугубо гипотетические изобары, проведенные Б. Гутенбергом, в последующих работах показаны уверенной сплошной линией [5]. Цифрами даны пункты наблюдений

носкандии» Б. Гутенберга, которые в последующих работах «пригладились», трансформировались, то «повсеместных поднятий» вовсе не наблюдается (рис. 5). Воздыманию и обмелению Финского и Ботнического заливов на юге соответствуют опускание и заполнение водой северной и северо-западной окраины щита. Погружение шельфа Баренцева моря, фьорды и многочисленные озера Карелии — это все следствия погружения щита, край которого поднимается как качели. Отрицательные же аномалии силы тяжести связаны отчасти с толщиной осадков Балтийской синеклизы, отчасти с особенностями редуцирования (несовпадения расчетной плотности с реальной). К тому же трудно полностью доверять различным доисторическим реперам, сохранившимся на побережье Балтийского моря и Великих озер в Северной Америке, принимаемым за уровни отсчета.

Таким образом, вязкость астеносферы мы можем приблизительно оценить по 4—7-процентному уменьшению в ней скоростей сейсмических волн. Она должна быть, по крайней мере, на порядок меньше вязкости перисферы, т. е. $\eta = 10^{19} - 10^{20}$ Па·с. Одновременно, учитывая существенное увеличение скорости упругих волн и плотности в оболочке (слой *C—D*; см. рис. 1), значительно превышающих аналогичные параметры в твердой перисфере, следует с большой степенью вероятности предположить, что вязкость нижней мантии будет значительно больше вязкости перисферы; возможные значения η лежат в пределах $10^{24} - 10^{25}$ Па·с — и это, вероятно, нижний предел.

РЕЛАКСАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ВЕЩЕСТВА ГЕОСФЕР

Приведенные в табл. 3 оценки вязкости (η) и жесткости (μ) позволяют схематически установить периоды релаксации (τ) различных оболочек Земли. Сравнивая вязкость в среднем для Земли и для ядра, можно заметить, что приведенные предельные значения времени релаксации для ядра нереальны. Первые ($\tau = \infty$) соответствует абсолютно твердому телу, вторые ($\tau = 1$ с) — ньютоновской жидкости, мгновенно реагирующей на приложенное напряжение. Как мы могли убедиться выше, ни то ни другое в ядре не наблюдается. Скорее всего реальное значение вязкости надо

Вязкость (η), жесткость (μ) и периоды релаксации геосфер (τ)

Геосфера	η , Па·с	μ , Па	τ , с	τ , тыс. лет
Перисфера	$9 \cdot 10^{21}$	$0,3 \cdot 10^{11}$	$3 \cdot 10^{11}$	10
Астеносфера	10^{20}	$0,7 \cdot 10^{11}$	$10^9 \cdot 10^{10}$	1
Оболочка	$10^{24} - 10^{25}$	$3 \cdot 10^{11}$	10^{12}	100
«Жидкое ядро»	10^8	$0 + 10^8$	$1 - \infty$	0
Для земной сферы в среднем	10^{17}	10^{11}	10^6	0,001

искать где-то посредине, чтобы полученная величина времени релаксации была близка 10^7 с. Возможны значения $\eta = 1 - 10$ Па·с. Но в этом случае нам придется объяснить причину непрохождения через внешнее ядро S-волн нежидким его состоянием. В свете современной теории поведения высокопроводящей плазмы в магнитном поле такое объяснение возможно [31].

Главный вывод из сравнения параметров жесткости и вязкости Земли заключается в том, что верхние оболочки и внешнее ядро сферы в масштабе десятков—сотен тысяч лет можно рассматривать как пластичное тело. Для существенно меньших интервалов — это упругая среда, подчиняющаяся закону Гука.

В этом и состоит фундаментальная физическая особенность Земли как планетного тела, из которой вытекают важные геофизические и тектонические следствия в приложении к ее внешней оболочке.

Меньшая по сравнению с перисферой вязкость астеносферы подтверждается тем, что 97 % всех зарегистрированных землетрясений имели очаги не глубже 200—250 км [11]. Глубокие же землетрясения (300—700 км), выходящие за пределы волновода, имеют ограниченное распространение (островные дуги, желоба) и концентрируются в узкие зоны, где пластичное состояние вещества астеносферы нарушено вследствие сжатия, быстрой сдвиговой деформации, превышающих пределы сдвиговой прочности пород (более 10^6 Па), катаклизмов и срывов блоков перисферы.

Отсутствие сейсмичности во всех остальных районах на уровне волновода обусловлено малым периодом релаксации вещества астеносферы в сравнении со скоростями деформаций, отчего возникающие здесь напряжения успевают «рассасываться» без катаклизмов и разрывов сплошности пород. Поэтому не исключено, что многие подвижки, происходящие в оболочке, демпфируются подушкой вязкой астеносферы и не доходят до поверхности Земли.

Из табл. 4 видно, что 1/3 массы Земли приходится на ядро и 2/3 — на ее мантийную оболочку. Две геосферы (внешнее ядро и астеносфера) обладают повышенной вязкостью.

Распределение массы вещества по геосферам Земли.
По К. Буллену

Геосфера	Глубина, км	Плотность, г/см ³	Доля объема Земли, %	Масса, $\times 10^{25}$ г	Доля полной массы, %
Кора А	0—33	2,7—3,0	1,55	5	0,8
Мантия В	33—400	3,3—3,6	16,67	62	10,4
	400—1000	3,6—4,6	21,31	98	16,4
С	1000—2900	4,6—5,6	44,28	245	41,0
Ядро D	2900—5000	9,4—11,5	15,16		
	5000—5100	11,5—12,0	0,28	188	31,5
	5100—6371	12,0—12,3	0,76		

Теперь, прежде чем перейти к рассмотрению вопроса о составе и эволюции геосфер, остановимся еще на одном важном аспекте затронутой проблемы — гравитационном взаимодействии системы Земля — Луна.

Глава 2

ДИНАМИКА СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ — ЛУНА

ПРИЛИВЫ

Луна, находясь в поле тяготения Земли (и обе планеты — в поле солнечного притяжения), оказывает воздействие на массу самой Земли. Вследствие больших размеров и массы Земли относительно ее спутника ($r_{\text{л}}/r_{\text{з}}=0,27$; $m_{\text{л}}/m_{\text{з}}=1,2 \cdot 10^{-2}$) различные точки Земли под влиянием поля тяготения Луны будут испытывать неодинаковые возмущения по отношению к центру массы. Величина этих возмущений зависит от положения тел. В зените ($z=0$) или в надире ($z=180^\circ$) притяжение максимальное: $0,166 \text{ см/с}^2$ для Луны и $0,061 \text{ см/с}^2$ — для Солнца; при положении тел в горизонте ($z=90^\circ$) притяжение тел минимальное: $-0,083 \text{ см/с}^2$ для Луны и $-0,003 \text{ см/с}^2$ для Солнца; нулевые значения достигаются при $z=54^\circ 44'$ и $z=125^\circ 16'$. Величина статического прилива составляет для Луны от 35,6 до $-17,8$ см, для Солнца от 16,4 до $-8,2$ см. Следовательно, размах амплитуды лунных приливов равен 53,4 см, солнечных 24,6 см; суммарное влияние составляет 78 см [28]. Полученные значения теоретической высоты статического прилива верны для жидкой модели Земли. В абсолютно твердой Земле никаких деформаций поверхности не происходило бы. Данные непосредственных наблюдений показывают, что высота реального прилива составляет 65 %, или около 51 см от теоретического. Иными словами, земной шар отличается от жидкой модели и от абсолютно твердого тела. Это хорошо согласуется с

предыдущими выводами относительно вязкости и жесткости (см. гл. 1).

В массовом отношении полученный гравитационный эффект равен $\Delta g/g \approx 0,2/10^6$, т. е. масса в 1 т (10^6 г) изменяется в результате лунно-солнечного притяжения на 0,2 г. На первый взгляд это незначительная величина, однако если сравнить ее с массой всей Земли, перисферы или гидросферы, наиболее подверженных приливным возмущениям, то получаются внушительные цифры: изменение массы Земли составит $11,948 \cdot 10^{20}$ г ($M_3 = 5,974 \cdot 10^{27}$ г), перисферы — 10^{18} г ($M_n = 9 \cdot 10^{25}$ г), гидросферы — $3,3 \cdot 10^{17}$ г ($M_r = 1,64 \cdot 10^{24}$ г). Если учесть, что эти гигантские массы смещаются в теле Земли регулярно, периодически, на протяжении многих миллионов лет, то становится более понятной роль гравитационного взаимодействия Земли, Луны и Солнца в эволюции протовещества планеты. Представление величины $(1 - 3 \cos^2 z)$ приливного потенциала

$$W = \frac{fma^2}{2r^3} (1 - 3\cos^2 z) \quad (9)$$

в сферической системе координат позволяет разложить его на три лапласовы составляющие, которые получили название зональных, секториальных и тессеральных волн (рис. 6).

Распределение секториальных волн прилива происходит в широтном направлении. Узловые линии, или фронт волны, имеют меридиональное простираение — от полюса до полюса. Максимальная амплитуда прилива достигается на экваторе в полосе шириной от 10° с. ш. до 10° ю. ш. с постепенным уменьшением к полюсам, где функция W принимает нулевое значение (рис. 7). Положительное значение W , соответствующее области прилива, функция принимает в зените и надире, отрицательное, соответствующее отливу, — в квадратурах. Доминирующая секториальная волна обозначается индексом M_2 . Она имеет полусуточный период (12 ч 25 мин). Этот прилив вызывает внутреннее трение за счет волн, обрушивающихся на протяженную линию побережий Тихого, Атлантического и Индийского океанов, и ответственен за некоторую часть векового замедления скорости вращения Земли. Одновременно с волной M_2 появляются еще две лунные волны — N_2 и L_2 с периодами, близкими к периоду доминирующей волны.

Тессеральный прилив имеет более сложный фронт: узловые линии располагаются по меридиану и экватору. При этом максимум волны достигается на широтах 45° с. ш. и 45° ю. ш. На экваторе и полюсах функция $W = 0$. Тессеральному приливу соответствуют главная фаза M_1 и две близкие по периоду волны K_1 и O_1 . Их период равен звездным суткам. Несимметричность тессерального прилива относительно экватора и различная амплитуда его в северном и южном полушариях обуславливают прецессию и нутацию земной оси за счет изменения главного момента инерции Земли.

Зональный прилив (см. рис. 6) зависит только от широты. Его фронтом являются 35° с. ш. и $35^\circ 16'$ ю. ш. Максимальная ампли-

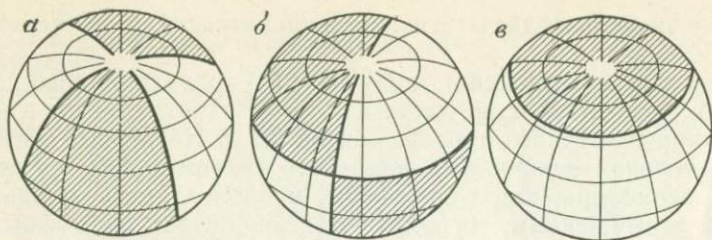


Рис. 6. Приливы на поверхности Земли:

а — секториальные, б — тессеральные, в — зональные

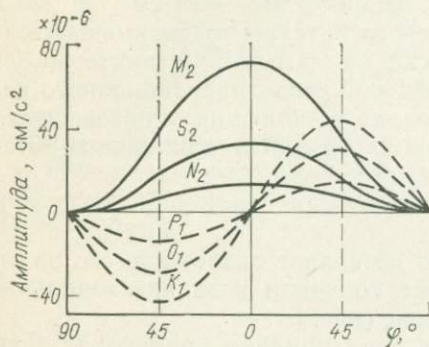


Рис. 7. Изменение амплитуды вертикальной составляющей основных приливных волн в зависимости от широты. По П. Мельхиору [28].

K_1 , O_1 , P_1 — тессеральные суточные приливные волны; M_2 , S_2 , N_2 — секториальные полусуточные волны

туда достигается на полюсах. Поскольку склонение Луны изменяется с периодом 27,321 средних звездных суток, период зонального прилива составляет 14 сут. Зональный прилив определяет сжатие Земли. Перераспределение масс на полюсах и экваторе (прилив на полюсах ведет к образованию отлива на экваторе) приводит к изменению экваториального и полярного моментов инерции, что вызывает изменение главного момента инерции и периодические колебания скорости вращения Земли [28].

В результате вращения узлов лунной орбиты с периодом $T_0 = 18,613$ года образуется дополнительная волна прилива, амплитуда которой сравнима с амплитудой месячного прилива. Сложение ее с главной волной зонального прилива приводит к настолько сильному перераспределению масс в теле Земли и перисфере, что это находит выражение в периодичности землетрясений и вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. В частности, прогноз 19-летних циклов составляет до 94 % для сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 7$ и глубиной очагов 0—600 км, а также для мощного вулканизма.

Кроме перечисленных волн имеются аналогичные им солнечные приливные волны несколько меньшей амплитуды, которые, складываясь с лунными, усиливают их.

Гармонический анализ только месячной серии приливных наблюдений позволяет выделить еще целый ряд волн. В частности, по разложению Дудсона получается 115 секториальных полусуточных, 158 тессеральных суточных, 99 зональных долгопериодных и

14 секториальных третьесуточных волн. Взаимодействие всех этих фаз приводит к сложнейшим взаимным перемещениям возмущающих масс вещества в теле Земли и на поверхности. При этом наибольшей амплитуды перемещения достигнут, очевидно, в разуплотненных зонах астеносферы и внешнего ядра. Это должно способствовать ускорению термогравитационной дифференциации и самих химических реакций. В периоды сизигий в результате сложений лунно-солнечного потенциала тяготения процессы будут резко усиливаться. Перемещение вещества будет происходить из зоны квадратур. Таким образом, земное вещество в разуплотненных зонах благодаря приливному взаимодействию на протяжении всей истории Земли находилось в постоянном и сложном движении.

Как следует из выражения для приливного потенциала (9), где величина $f \frac{ma^2}{2r^3}$ определяет амплитуду, а $(1-3 \cos^2 z)$ — фазу,

амплитуда возмущений уменьшается по мере удаления от поверхности Земли к ее центру, так как в числителе стоит квадрат земного радиуса, а в знаменателе куб расстояния от спутника. Следовательно, приливное взаимодействие наибольшей амплитуды достигает в верхах перисферы Земли, а также в астеносфере и «жидком» ядре. Это и находит свое выражение в корреляции вулканизма и землетрясений с периодами лунно-солнечных приливов.

ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ — ЛУНА

Уменьшение скорости вращения Земли на 2 с за 10^5 лет устанавливается астрономическими измерениями. Это замедление не является флуктуирующим или случайным. Анализ эфемеридного времени, в частности, по солнечным затмениям шумерских, вавилонских, египетских и других наблюдений, выполненных более 2000 лет назад и имевших внутреннюю согласованность, дает ту же величину — 2 с за 10^5 лет [28]. Палеонтологические наблюдения ископаемых кораллов палеозойского возраста обнаруживают заметные различия в количестве суточных поясков по сравнению с современными кораллами. Один такой пояс соответствует световому дню, в течение которого он наращивался. По количеству поясков удается установить продолжительность года в различные геологические эпохи. Эти результаты приведены в табл. 5.

Из табл. 5 видно, что начиная с силура, т. е. за 440 млн. лет, продолжительность суток увеличилась на 2,47 ч и возрастание происходило линейно со средней скоростью, составляющей 1,9 с за 10^5 лет.

Таким образом, три независимых источника дают один порядок закономерного и прогрессивного уменьшения скорости вращения Земли вокруг своей оси. Линейный характер этого процесса на протяжении фанерозоя свидетельствует об его устойчивости и отсутствии каких-либо катаклизмов. Вследствие уменьшения скорости вращения Земли происходит обмен моментами количества движения с Луной. В результате уменьшалась скорость вращения

Изменение продолжительности года и суток в фанерозое.
По П. Мельхиору [28]

Период	Время, млн. лет	Продолжительность	
		года, сут	суток, ч
Настоящее время	0	365,26	24
Меловой	72	370,33	23,67
Пермский	270	384,10	22,82
Каменноугольный	298	387,50	22,62
Девонский	380	398,75	21,98
Силурийский	440	407,10	21,53

Луны вокруг своей оси и одновременно возрастало расстояние между Землей и Луной. В итоге этой эволюции в будущем можно ожидать прекращения вращения Земли вокруг своей оси и система Земля — Луна, достигнув минимума энергии, будет вращаться вокруг центра масс подобно гантели: планеты будут всегда обращены друг к другу одной стороной. В ходе приливного торможения при достижении равенства моментов орбитального удаления Луны и скорости вращения Земли спутник может начать обратное вращение вокруг своей оси. Например, из 13 спутников Юпитера 9 вращаются в прямом направлении, а 4 — в обратном. Систему, видимо, близкую к гантели имеют Меркурий и Солнце, ибо, находясь ближе всех планет к светилу, Меркурий испытывает наиболее мощное гравитационное торможение вращения со стороны солнечных приливов.

Если в первом приближении предположить, что скорость приливного замедления вращения Земли сохранялась на протяжении всей ее геологической истории, то, экстраполируя ее на время $4,5 \cdot 10^9$ лет, получим скорость вращения протопланеты, равную 1,77 ч. Современная скорость вращения Луны вокруг своей оси в 27 раз меньше скорости вращения Земли. Следовательно, можно предположить, что Луна в первый раз остановила свое вращение $4,5 \cdot 10^9 / 27 = 1,66 \cdot 10^8$ лет назад. Ввиду малого момента инерции спутника относительно момента инерции Земли спутник после остановки должен был начать обратное вращение под влиянием поля тяготения Земли, продолжая при этом удаляться от нее.

Поскольку не вся энергия гравитационного взаимодействия расходуется на торможение (часть ее рассеивается на тепло), полученная цифра может быть несколько иной. Тем не менее период 170 млн. лет совпадает с циклами тектонической активности фанерозоя.

По расчетам П. Мельхиора [28], замедление угловой скорости вращения Земли составляет около $+4,8 \cdot 10^{-22} \text{ с}^{-2}$, а замедление скорости удаления спутника, согласно третьему закону Кеплера, — 3,6 см/год. Энергия современных приливов равна $8,1 \cdot 10^{19}$ Дж/год.

Среднее современное расстояние спутника от Земли равно $3,844 \times 10^{10}$ см. Если удаление шло так же равномерно, как и замедленные вращения, что, очевидно, взаимосвязано, то при скорости 3,6 см/год за $4,5 \cdot 10^9$ лет имеем расстояние, равное $1,62 \cdot 10^{10}$ см. Следовательно, сразу после образования планет спутник находился на расстоянии в 2,4 раза меньше современного. Однако этот расчет сделан без учета эволюции Мирового океана, дающего наибольший вклад в процесс замедления скорости вращения (приливное торможение).

Приливные силы разрушают спутник на расстоянии ближе 2,34 радиуса, т. е. 14 908,14 км от Земли. Это так называемый предел Роша. Герстенкорн предположил, что 1400—1600 млн. лет назад Луна была захвачена Землей и находилась на расстоянии немного большем предела Роша [5]. Однако в докембрийской геологии это событие не нашло отражения, ибо оно соответствовало бы образованию катастрофических приливов как в теле Земли, так и ее спутника. Следовательно, есть основания предположить, что современная скорость приливного торможения не всегда была таковой, а на протяжении длительного времени имела много меньшее значение. Но, согласно полученным нами [31, 32] данным, крупные и глубокие океанские бассейны появились на Земле лишь в конце палеогена, т. е. 25—30 млн. лет назад. Существовавшие же на протяжении большей части докайнозойской истории небольшие мелководные бассейны типа современных шельфовых морей исключали возможность получения сильного приливного торможения.

С учетом сказанного оценим ближайшее расстояние, которое занимала Луна в прошлом по отношению к Земле. За 30 млн. лет Луна удалилась на расстояние: $3,6 \text{ см/год} \times 30 \cdot 10^6 \text{ лет} = 108 \times 10^6 \text{ см}$, т. е. на 1080 км. В докайнозойскую эпоху вследствие слабого приливного торможения скорость удаления ее была по меньшей мере на порядок ниже современной $0,36 \text{ см/год} \times 4,5 \times 10^9 \text{ лет} = 1,62 \cdot 10^9 \text{ см}$, т. е. удаление составило 16 200 км. Следовательно, Луна и Земля в момент своего образования находились всего на 17—20 тыс. км ближе, чем сейчас, что не могло существенно повлиять на величину тогдашних твердых и жидких приливов.

Таким образом, наибольшее приливное торможение Земля испытала в конце первой крупной фазы океанизации, т. е. в конце палеогена — начале неогена. Но при большей скорости вращения земной шар должен был иметь большее сжатие с полюсов и, следовательно, большее вздутие по экватору. Из наблюдений эволюции спутника Земли было установлено, что планета имеет избыток экваториального вздутия, равный 70 м. Этот избыток не соответствует современной скорости вращения. Он возник в докеанскую эпоху (25—30 млн. лет назад) при большей, чем современная, скорости вращения планеты. Очевидно, Земля не находится в состоянии гидростатического равновесия. Подобное запаздывание в приобретении ею гидростатического равновесия при постепенном при-

ливном уменьшении скорости вращения позволяет оценить вязкость нижней мантии в 10^{25} Па·с [5], а это исключает возможность существования конвекции в мантии и оболочке Земли, что подтверждается к тому же и их существенной вертикальной и горизонтальной неоднородностью. Следовательно, конвекционный механизм плитовой тектоники построен на широких допущениях и предположениях, в природе реально неизвестных.

Рассмотрим теперь эффект быстрого вращения протопланеты. Согласно выводам Пуанкаре, существует некоторый предел между угловой скоростью вращения планеты и ее массой, при переходе которого центробежные силы вращения превзойдут силы внутреннего притяжения и планета рассыплется. Это условие имеет вид

$$\omega^2 < 2\pi f \sigma_m, \quad (10)$$

где σ_m — средняя плотность планеты.

Приведем оценку для Земли. Так как

$$g = f \frac{M}{a^2} = \frac{4}{3} \pi f \sigma_0 a,$$

то, подставляя это значение в неравенство (10) и предположив $\omega = 2\pi/T$, получим

$$T > 2\pi \sqrt{\frac{2}{3} \cdot \frac{a\sigma_0}{g\sigma_m}}. \quad (11)$$

После подстановки численных значений a , g , σ_0 , σ_m находим

$$T > 2,7/\sqrt{\sigma_m}. \quad (12)$$

Таким образом, в неравенство (12) входит только средняя плотность планеты, т. е. размеры не играют роли. Для современной Земли $T=24$ ч, $\sigma_m=5,52$ г/см³, следовательно, $T=24 > 1,15$ и условие Пуанкаре выполняется полностью и с большим запасом. Это значит, что современная Земля представляет собой консолидированное тело. Однако для периода вращения протопланеты имеем $T=1,77 > 2,7/\sqrt{3,34}=1,475$.

Одинаковый порядок сил тяготения и центробежной силы ранней Земли указывает на весьма слабое сцепление масс протовещества, даже с поправкой на меньшую первоначальную среднюю плотность ($\sigma_m=3,34$ г/см³). В этих условиях выполнение предположения Герстенкорна привело бы к краху планеты и спутника: сильный прилив вытянул бы протовещество, что могло привести к их слиянию. Если бы Луна обладала такой же скоростью первоначального вращения, как и Земля, то неравенство Пуанкаре имело бы в этом случае вид $T=1,77 > 1,15$. Величины тоже предельные.

В итоге мы должны признать, что они позволяют оценить характер и направленность эволюции системы Земля — Луна. Все имеющиеся данные указывают на то, что первоначальная скорость вращения протопланет была больше современной, а их гравита-

ционное взаимодействие заметно сильнее вследствие более близкого расположения их на орбите.

В этих условиях становятся понятными причины быстрого разогрева планет, образование термореакционных зон внутри Земли и раннее образование коры на Луне. Приливные перемещения частиц протовещества планет способствовали быстрому выделению огромных количеств тепла и разогреву планет. Судя по тому количеству тепла, которое дают оставшиеся долгоживущие уран, торий, калий и другие элементы, нет основания ожидать, что этот разогрев мог иметь место только за счет распада короткоживущих изотопов [31].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ПРИЛИВНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Лунно-солнечные приливы вызывают деформацию твердой оболочки Земли и вместе с ней приводят к изменению порового объема пород. Это находит отражение в колебаниях уровня воды глубоких колодцев, расположенных не только на побережьях океанов, но и далеко в глубине континентов. Колебания достигают нескольких сантиметров и увеличиваются с глубиной.

При пробуждении Везувия в 1944 г. были зарегистрированы циклы извержений и сейсмических толчков, совпадающие с фазой полусуточного лунного прилива M_2 . Приливные изменения объема магматического резервуара, очевидно, сопровождалось поперечным сжатием и расширением магм. В результате избыток ее прорывался на поверхность, нарушая одновременно сплошность пород по ослабленным или недавно «защитым» зонам.

Влияние приливов на твердую кору выражается в трех основных явлениях: изменении величин силы тяжести вследствие перемещения глубинных масс и уровня геоида, изменении уровня земной поверхности и ее наклона. Три главные лунные фазы и три солнечных совместно с гармониками более высоких порядков создают сложную структуру колебаний земной поверхности и частиц или молекул вещества внутренних областей Земли. Амплитуды колебаний на поверхности меняются от нескольких десятков сантиметров до миллиметров и долей миллиметра. На эти колебания накладываются колебания, возникающие при изменении атмосферного давления как циклонического, так и приливного происхождения. Определенный вклад вносят также колебания уровня грунтовых вод, рек, озер, наклоны и относительные нисходящие движения блоков перисферы, течение пород, антропогенные воздействия и т. д.

В этой обстановке на Земле нет ни одного абсолютного уровня, от которого можно было бы вести отсчет современных движений земной коры, и тем не менее он широко проводится как в СССР, так и за рубежом. На фоне столь неспокойной Земли вызывают сомнения цифры поднятий и опусканий, приводимые для различных горных и платформенных областей, — от 0,5—2 до 3—10 мм/год. Обращает на себя внимание тот факт, что порядок при-

водимых обычно величин вертикальных движений много меньше или сравним с порядком точности определения самого репера — уровня моря. Мы уже не говорим о том, что эти цифры находятся в пределах значений амплитуд твердого прилива для большего числа гармоник.

Многочисленные измерения амплитуд и направлений мгновенных смещений блоков и участков земной коры, часто также выдаваемых за пример поднятий или горизонтальных движений, не показательны для общего определения направления движения периферы либо отражают локальные и кратковременные смещения, порой не связанные с эндогенными процессами. Например, погружающееся крыло остаточной возвышенности будет испытывать горизонтальное смещение вследствие растяжения коры на своде и некоторый подъем приподнятого крыла (в результате быстрого опускания, когда фактор жесткости еще не сменился пластичностью).

Отсутствие абсолютного репера на земной поверхности, сложнейшая иерархия ее колебаний заставляют рассматривать все измерения вертикальных движений, проводимые к тому же на коротких профилях, не как абсолютные показатели подъема или опускания тех или иных территорий, а как относительные смещения земной поверхности. Однако трудно достичь чистого эксперимента, где были бы учтены все вышеперечисленные факторы. Например, по данным П. Мельхиора, сезонные изменения уровня воды в р. Маасе на несколько метров приводят к сложным колебаниям поверхности в прилегающей равнине, достигающим амплитуды 30 мм.

Рассмотрим теперь действие приливных волн на побережье. Лунно-солнечное взаимодействие вызывает отклонение отвеса на $0,02''$, что соответствует наклону уровенной поверхности $1/10\,000$, или 50 см на 5000 км. Наиболее значительное изменение уровня моря наблюдается на краях Тихоокеанского бассейна и почти в три раза меньше — в Атлантическом океане. В замкнутых небольших морях малый наклон не может создать большого прилива, и последний не превышает здесь нескольких десятков сантиметров. Высота же приливной волны в мелководной шельфовой зоне океанов достигает нескольких метров. В некоторых бухтах она может быть значительно выше; например, в заливах Фанди (Атлантическое побережье Канады) высота приливных волн достигает 18 м, в Пенжинской и Гижигинской губах Охотского моря — до 12 м. Амплитуды приливов в Балтийском море колеблются от 6 до 16 см, а в Черном море — до 8 см.

Суточные и полусуточные секториальные и тессеральные приливы, имея меридиональный фронт протяженностью в несколько тысяч километров, по существу параллельный краю континентальных блоков, разгоняясь на обширных пространствах океанических бассейнов, почти одновременно обрушивают гигантские массы воды на затопленный край континентов. Эти регулярные, длящиеся на протяжении миллионов лет прогибания континентальных окра-

ин являются, пожалуй, одним из самых сильных динамических воздействий на периферию Земли. Вертикальные прогибания наиболее значительны в прибрежной зоне, горизонтальные же напряжения, по данным П. Мельхиора, регистрируются на расстоянии многих сотен километров в глубь континента.

Обращаясь к карте сейсмичности Земли, мы не можем не обратить внимания на совпадение главных максимумов приливных волн с зонами повышенной сейсмичности. Например, в зоне экваториального максимума секториального прилива полностью располагается единственная наиболее мощная сейсмическая зона окраины Индийского океана — Зондская островная дуга; Южно-Сандвичева и Южно-Антильские дуги попадают в полосу узловых точек прилива, поэтому их сейсмичность нельзя связывать с данными явлениями. В зону максимума тессерального прилива входят в южном полушарии о-в Кергелен, Ново-Зеландское подводное плато, в северном полушарии — Японо-Алеутско-Курильская зона и западное побережье Северной Америки, характеризующиеся повышенной сейсмической активностью. Наибольшей амплитуды все главные фазы приливов достигают на побережье Тихого океана, где наблюдаются максимальные углы наклонов уровенной поверхности.

Высокая корреляция циклов землетрясений и вулканизма с приливными циклами, и особенно с их наиболее высокими фазами (19-летний цикл), свидетельствует о тесной связи этих процессов в краевой зоне океана. Повышенная сейсмическая активность западной тихоокеанской окраины коррелируется с огромной площадью развитых здесь шельфов и, следовательно, с большей приливной нагрузкой на край континентальных блоков. В раннюю геологическую эпоху твердые лунные приливы имели большую амплитуду и, значит, их тектоническое воздействие на твердую периферию прибрежных областей уже существовавших тогда эпиконтинентальных морей было интенсивнее. Поэтому не исключено определенное контролирующее влияние приливной тектоники на формирование мезозойских вулкано-тектонических поясов вокруг Тихого океана, характеризующихся, как известно, удивительной согласованностью с континентальной окраиной. Аналогичную ситуацию можно проследить и близ некоторых других океанических бассейнов в зоне максимальных приливов.

Глава 3

СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВА ГЕОСФЕР

РАННЯЯ АККРЕЦИЯ ЗЕМЛИ

Ключевым вопросом, определяющим направленность эволюции протопланетного вещества Земли, является вопрос о природе ее геосфер. При этом в первую очередь нужно решить, являются ли

геосферы производными последующей эволюции однородно-конденсированного пылегазового материала или же основы зонального строения были заложены одновременно с формированием планеты.

При однородной консолидации вследствие равномерного распределения по всему объему планеты радиоактивных элементов, как долгоживущих, так и некоторых короткоживущих изотопов, произошел бы равномерный разогрев всей планеты. Если же учесть, что генерация тепла осуществлялась не только за счет радиогенного разогрева, но и за счет приливного взаимодействия близкой Луны, энергии сжатия протовещества более быстро вращающейся планеты, а также начавшихся процессов физико-химических реакций, то общий баланс тепла надо оценивать как существенно положительный. С учетом низкой теплопроводности пород охлаждение недр путем нормальной диссипации тепла происходило бы медленно, главным образом за счет охлаждения самых верхних слоев. Отсюда неизбежен переход протовещества в пластичное состояние, лишенное отмеченной выше стратификации на геосферы и мощной толщии твердой нижней мантии (слон $C-D$ модели Буллена).

С другой стороны, попытка оценить время остывания планеты с 1200 до 0 °С, исходя из известных современных значений о теплотерях и теплопроводности пород, дает неожиданно малую продолжительность остывания — 27 млн. лет [22]. При возрасте Земли $4,5 \cdot 10^9$ лет это означает, что все процессы в ней должны были бы завершиться сразу же после образования планеты. Однако это не соответствует наблюдаемым значениям потока тепла и температур в недрах Земли и всей ее геологической истории. Причина столь значительного расхождения заключается в том, что нет основания предполагать равномерное размещение в пространстве и во времени источников тепла, а также равномерное тепловое охлаждение планеты. Следует считать малообоснованными и предположения о существовании первично-однородного газопылевого облака с равномерно рассредоточенными в нем радиоактивными элементами. Вполне вероятно наличие первичного ядра конденсации в виде конгломерата крупных астероидов, имевших к тому же бóльшую, чем окружающие частицы, плотность. С другой стороны, существование на Земле и Луне древнейших магматических пород возраста 3,9—4,0 млрд. лет служит указанием на быстрый разогрев (до температуры плавления) протовещества внутри планет после их образования и продолжительность этих условий (во всяком случае, на Земле).

Приведенные соображения свидетельствуют в пользу предположения об аккреции неоднородного газопылевого облака, т. е. образ современного оболочечного строения Земли в основных чертах был заложен в самом первоначальном механизме формирования планеты. Согласно В. А. Руднику и Э. В. Собоновичу, впервые предложившим зональную гипотезу аккреции протовеще-

ства, центром конденсации Земли служили крупные реликтовые фрагменты типа железных астероидов, практически лишённые радиоактивности. По мере расходования крупных реликтовых тел уменьшался вызванный ими общий термальный эффект на поверхности растущей Земли и над возникшим расплавом (внешнее протоядро) образовалась термоизоляционная покрывка (нижняя мантия). Таким образом были сформированы протогоосферы Земли — твердое внутреннее ядро (лишённое радиоактивности) и твердая холодная мантия, между которыми, как в термосе, сохранялся расплав [37]. Можно предположить концентрацию короткоживущих изотопов ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{227}Nb и др. с периодом полураспада 10^6 — 10^8 лет [9] в зоне внешнего ядра. Эти изотопы в первые же десятки — сотни миллионов лет после образования планетного тела способствовали (наряду с другими факторами) быстрому разогреву и первоначальному поддержанию тепла в области внешнего ядра и периферии планеты. Изотопы ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K и другие, имеющие период полураспада соответственно 4,5; 13,9; $1,3 \cdot 10^9$ лет, основное тепло дали в первые миллионы лет после образования планеты, в последующем их вклад должен был снижаться в связи с уменьшением количества материала.

Начавшаяся аккреция, физико-химические процессы и сопутствующая им термогравитационная дифференциация протовещества в условиях быстро вращающейся планеты и под сильным влиянием относительно близко расположенной Луны, образовавшейся, судя по возрасту ее пород, одновременно с Землей, дали дополнительные источники тепла и энергии [31]. Они способствовали быстрому разогреву недр Земли и вместе с выносимым из зоны внешнего ядра избытком тепла и летучих сформировали первоначально тонкую протокору планеты. По мере роста толщины этой внешней оболочки вследствие ее низкой теплопроводности под подошвой протокоры происходило накопление тепла и летучих. Быстрое и повсеместное выплавление протокоры предполагает раннее образование астеносферы в условиях Земли.

Таким образом, две зоны — реликтовая протогоосфера внешнего ядра и вторичная — астеносфера — явились, по-видимому, в дальнейшем тем горнилом, через которое прошла значительная часть первичного планетного вещества. Итог этой дифференциации известен. Он хорошо отражен в сводной таблице Гутенберга—Буллена. Учитывая тот факт, что древнейшие метаморфические породы земной коры имеют возраст порядка $3,9 \cdot 10^9$ лет, а возраст Земли не превышает $4,6 \cdot 10^9$ лет, необходимо признать, что процесс тепло- и массопереноса из недр к периферии начался еще на ранней стадии развития Земли. Следовательно, формирование планетного тела шло очень быстро.

Согласно оценкам В. С. Сафронова, время становления современной массы Земли составляет 10^7 — 10^8 лет, что согласуется с данными о возрасте древнейшей земной и лунной коры. Это значит, что астеносфера сформировалась в первый миллиард лет.

Как же шла дальнейшая эволюция протопланетного вещества и каков современный состав оболочек Земли? От решения этих вопросов зависит установление ведущего механизма в формировании конечного звена всей иерархии процессов — внешней каменной оболочки Земли, т. е. ее перисферы.

По единодушному мнению исследователей, выпадающие на Землю метеориты являются остатками космического материала, который пошел на формирование протопланет Солнечной системы [9, 39]. Все найденные метеориты подразделяют на три класса: железные, железокремнистые и каменные. Среди 1023 известных метеоритов железных — 551 (54%), железокремнистых — 68 (6%) и каменных — 404 (40%). Они содержат все элементы, известные в породах Земли. Предполагается следующее соответствие состава главных оболочек Земли с этими метеоритами: железные метеориты отражают состав твердого субъядра, железокремнистые — нижней мантии и внешнего «жидкого» ядра, каменные — астеносферы и надастеносферной оболочки.

Таким образом, можно предположить, что первоначальная аккреция шла тоже по удельному весу: вначале сформировалось тяжелое ядро, затем — его железокремнистая оболочка и завершился процесс консолидацией каменного роя.

В физическом плане первичное вещество со средней плотностью $2,9 \text{ г/см}^3$ представляет собой твердую фазу. Именно из такого твердого холодного вещества формировалась первоначальная масса протопланеты. В химическом плане, согласно В. В. Кесареву [16], протопланетное вещество можно рассматривать как двухкомпонентное топливо, состоящее из гидридов металлов (MeH_2) — восстановителей и перекисей металлов (MeO_2) — окислителей. Первые в условиях высоких температур и давлений, порождаемых энергией термогравитации, первоначально высоких скоростей вращения планеты, сильных приливных возмущений протовещества и падения в начальном этапе больших масс крупных метеоритов играли роль горючего, вторые — окислителя. Окислы кремния, алюминия, магния могли играть роль дефлегматоров, а карбиды и нитриды металлов — иницирующие добавки к топливу.

Катализатором и регулятором физико-химических процессов в молодой Земле, несомненно, явились мощное гравитационное взаимодействие близко расположенной Луны и большая, чем теперь, скорость вращения Земли. При меньших расстояниях между планетой и спутником амплитуда первоначальных приливов в твердой Земле достигла многих десятков сантиметров на поверхности и значительных перемещений масс внутри нее, и это способствовало гравитационному перемешиванию протовещества в пластичных горячих зонах. Выделившаяся при этом энергия способствовала быстрому разогреву ядра и перисферы Земли и отсюда раннему формированию протокоры, остатки которой сегодня обнаруживаются на древнейших щитах земной суши. Аналогичное явление оказы-

вало земное притяжение на твердые лунные приливы. Поэтому нет ничего удивительного в том, что лунная протокора имеет возраст близкий возрасту Земли. Слагающие ее породы, как показали исследования американских астронавтов и советских луноходов, сродни земным базальтам, они сильно обеднены кремнеземом ($\text{SiO}_2 \sim 40\text{—}47\%$). Возраст кристаллизации лунных «базальтов», по данным Э. Кинга, — $3,3\text{—}4,0 \cdot 10^9$ лет. Следовательно, мощные твердые приливы в сочетании с быстрым вращением и аккрецией инициировали стремительный разогрев недр планеты и ее спутника и выплавление протокры. Но если в условиях Земли разогрев, видимо, локализовался в двух зонах — ядре и астеносфере, что стало лишь началом длительного процесса дифференциации протовещества, то в условиях Луны, имеющей 1:81,3 земной массы, этой первоначальной вспышкой активности все в основном и закончилось.

Взаимодействие системы Земля—Луна выражалось также в замедлении скорости вращения планеты и ее спутника, что компенсировалось отчасти увеличением орбитального момента Луны. В итоге Луна удалялась от Земли и одновременно замедлялось вращение ее вокруг оси. Уменьшившееся при этом приливное взаимодействие стабилизировало процессы в недрах Земли. Все это наводит на мысль, что Луна в эволюции протопланетного вещества Земли сыграла роль катализатора, ускорителя этого процесса, нечто вроде ферментов в биологии. Без этого взаимодействия, вероятно, нельзя ни понять, ни объяснить эволюцию недр Земли. Таким образом, если метеориты — это фрагменты разрушившихся планетных тел или крупных астероидов [16], то палласиты и мезосидериты должны принадлежать к остаткам несколько переработанного протовещества этих тел, а железные и каменные метеориты — к продуктам его дифференциации. Если разрушение астероидов произошло в начале их эволюции после завершения аккреции небулярного облака, то это вполне объясняет редкость обнаружения на Земле палласитов и мезосидеритов, так как они представляют собой остаток разрушившейся оболочки протовещества.

Следовательно, малоизмененное протовещество должно слагать оболочку Земли (слой *D* в модели Буллена). Для восстановления общей картины эволюции Земли принципиально важно более определенно установить состав этого протовещества.

Верхи перисферы Земли 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 *PT*-условиях внешнего ядра (130 ГПа, 3000 °C) близкое по составу железокаменным 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 атмос-

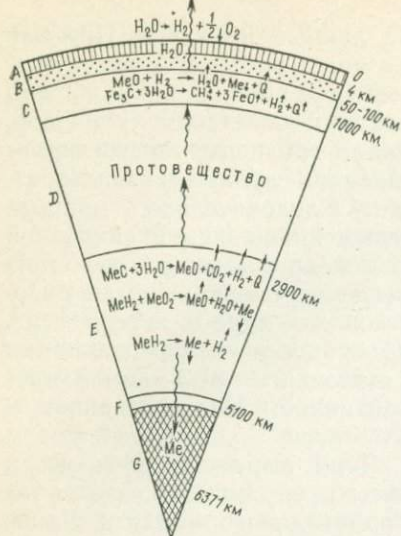
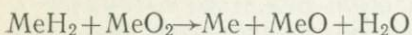
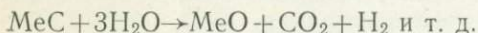


Рис. 8. Схема термогравитационной дифференциации внутри Земли

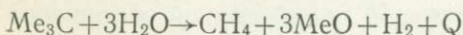
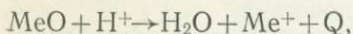
слоя *D* формируют геосферы, ядро и астеносферу Земли



и далее при взаимодействии с водой, карбидами, нитридами и сульфидами металлов образуют вулканические газы, окислы металлов и водород (рис. 8).



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 элементов в этой зоне, наличие которых не подтверждается вулканизмом. Здесь в результате экзотермических гидролитических реакций типа



образуются главнейший продукт — вода и обогащенная кислородом внешняя каменная оболочка Земли.

Массы геосфер 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 %.

фере, что и было впервые сделано В. В. Кесаревым [16]. В результате установлено, что основу протовещества составляют дигидриты и окислы металлов (MeH_2 — 54,06 % и MeO_2 — 35,86 %), перекиси Na, K, Ca (5,69 %), фосфиды, карбиды, нитриды металлов (4,37 %). Важнейшим результатом выполненного пересчета явилось установление того факта, что содержание H_2 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 *PT*-условиях внешнего ядра представляют собой двухкомпонентное топливо с высоким химическим потенциалом. Продукты распада протовещества

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 $0,92 \cdot 10^{25}$ г, или $2 \cdot 10^{15}$ г/год. При этом должно было выделиться воды 0,8 % от массы протовещества, или 29,2 % объема Мирового океана, в том числе на формирование свободной гидросферы (как будет показано далее) пошло лишь 23 % от всей массы выработанной воды. Остальная часть воды пошла на гидролиз в астеносфере (0,59 %), увлажнение верхней мантии (0,13 %), фотолит в атмосфере (0,05 %) [16].

Главным регулятором внутренней активности Земли являлось изменение приливного взаимодействия системы Земля—Луна—Солнце, обусловленное изменением (вследствие диссипации летучих и тепла) масс Солнца 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.

ФОРМИРОВАНИЕ АСТЕНОСФЕРЫ

Из сказанного выше видно, что по величине давления, температуре, жесткости, периоду релаксации и высокой вязкости нижняя мантия (слой *D*) никак не сравнима с зоной внешнего ядра. Поэтому допускать возможность миграции через огромную толщу почти 2500 км легких продуктов внутриядерных реакций в виде каплеобразных астенолитов, состоящих из магматических расплавов, по меньшей мере необоснованно. Речь может идти о просачивании через толщу чудовищно сжатой протопланетной массы оболочки к периферии лишь горячих газов и паров окислов металлов либо только водорода, гелия, аргона, имеющих наиболее легкие молекулы и наибольшую энергию активации.

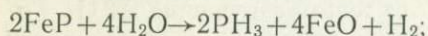
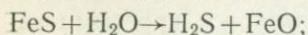
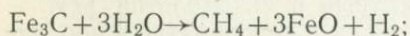
При наличии сверхплотной упаковки атомов вещества такое просачивание возможно благодаря нарушениям кристаллической структуры молекул вещества вследствие радиоактивного самооблучения, больших давлений или химических процессов. Это способствует уменьшению энергии активации, необходимой для преодоления всего барьера оболочки летучими продуктами реакции. Из практики металлургии следует, что быстрее всего происходит диффузия водорода, который при высоких температурах обладает свойством буквально «течь» через плотно упакованные (металлизированные) соединения. При этом, обладая огромной теплоемкостью, молекулы водорода одновременно служат аккумуляторами и переносчиками избытка тепла. Легкие компоненты реакции, окислы металлов и силикаты поднимаются к подошве оболочки и образуют здесь переходные слои, известные в сейсмологии [7].

Необходимость вывода избытков тепла и газообразных продуктов из реакционной зоны внешнего ядра диктуется простыми соображениями сохранения планеты от саморазрушения [31]. Горячие продукты дегазации, прошедшие оболочку и скопившиеся под перисферой, очевидно, не мгновенно прорвутся через холод-

ную внешнюю каменную оболочку. Ее теплопроводность у поверхности Земли на порядок меньше, чем на глубине 200 км [22]. Теплоемкость же силикатов $1,26 \cdot 10^3$ Дж·кг⁻¹·К⁻¹ значительно больше теплоемкости металлов $0,59 \cdot 10^3$ Дж·кг⁻¹·К⁻¹. Следовательно, холодная перисфера как эффективный теплоизолятор оказывается практически непроницаемой для горячих летучих из зоны внешнего ядра. Поэтому происходит постепенная концентрация их под подошвой перисферы, что способствует дополнительному разогреву верхов оболочки и вследствие этого образованию здесь второй зоны повышенных температур и расплава протовещества — астеносферы (см. рис. 8). Значения температуры и давления здесь меньше, чем в зоне внешнего ядра (1300 °С и 30 ГПа), однако их оказывается достаточно, чтобы заставить работать второй химический реактор планеты, продукцией которого являются внешняя каменная оболочка (перисфера), гидросфера и астеносфера.

Таким образом, мы приходим к важному выводу о том, что астеносфера — это производная процессов, идущих в области ядра, т. е. зона накопления глубинного тепла Земли. Последующая разгрузка ее осуществляется путем нормальной теплопроводности со средней скоростью $5,04 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² через глубинные разломы и вулканические аппараты. Регулярность действия буферной зоны, каковой является астеносфера, и относительная проницаемость перисферы предохраняют Землю от теплового разрыва. Избыток тепла вместе с магмой выводится периодически по мере накопления через глобальные системы разломов, что сопровождается усилением тектонической активности на поверхности Земли. Альтернативное допущение увеличения температуры в астеносфере за счет повышенной радиоактивности невозможно ввиду приблизительно равномерного распределения радиоактивных элементов по всей оболочке и уменьшения с течением времени доли радиоактивного тепла в общем балансе тепlopоступлений. Кроме того, нет никаких сведений о повышенной радиоактивности астеносферы, а ведь очаги вулканизма имеют свои корни как раз на ее глубинах. Наоборот, глубинные ультраосновные породы, слагающие эту зону, обладают пониженным содержанием радиоактивных элементов. Значительная концентрация радиоактивных элементов в верхах перисферы не приводит к образованию в ней зон расплавов, а примерное равенство тепловых потоков над океаническими и континентальными секторами свидетельствуют о том, что источники тепла под ними одни и те же.

Экзотермические гидролитические реакции на уровне астеносферы, согласно В. В. Кесареву [16], могут идти по схемам:



Масса, % 2,22 0,64 0,393 2,447 0,016.

Итак, физико-химическая переработка первичного планетного вещества, приведшая к разделению его на геосферы, происходит с момента образования Земли в двух зонах: во внешнем ядре и в астеносфере. Следовательно, как и в первой зоне, в основании астеносферы должна регистрироваться граница уплотнения вещества за счет концентрации тяжелых элементов металлов, ибо легкие силикаты, H_2 , гидроокислы и летучие вместе с водой будут стремиться к поверхности планеты. Эта граница обнаружена на глубине 500—600 и 950 км и характеризуется резким градиентом P - и S -волн [7].

ОБЩИЙ БАЛАНС ТЕПЛА ЗЕМЛИ

Каковыми тепловыми и энергетическими ресурсами располагала Земля для поддержания деятельности термогравитационного механизма дифференциации в своих реакционных зонах?

Долгое время все тепlopоступления оценивались лишь энергией радиоактивного распада долгоживущих изотопов ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{207}Pb . По расчетам Е. А. Любимовой, их общая масса не превышает 10^{10} г, а количество поставляемого ими тепла — $12,6 \div 42 \cdot 10^{20}$ Дж/год. Кроме этих четырех имеется еще 17 изотопов, медленно распадающихся на протяжении эволюции Земли. Это отголоски ядерной бури Большого Взрыва и взрывов звезд, создавших множество радиоактивных изотопов с различным временем распада. Короткоживущие изотопы уже «вымерли», долгоживущие продолжают давать тепло недрам Земли. За всю историю Земли радиоактивный распад долгоживущих изотопов дал следующее количество тепла:

$$Q = 12,6 \div 42 \cdot 10^{20} \text{ Дж/год} \times 4,5 \cdot 10^9 \text{ лет} = 5,7 \div 19 \cdot 10^{31} \text{ Дж.}$$

И это, как мы понимаем теперь, — минимум возможного количества тепла, полученного Землей, так как здесь не учтены другие долгоживущие и короткоживущие изотопы. Ежегодно тепlopотери с учетом среднего для Земли теплового потока $5,04 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²·с площади Земли $S = 4\pi R^2 = 5,1 \cdot 10^{18}$ см² составляют $25,7 \cdot 10^{19}$ Дж. За всю историю Земли эта величина выросла:

$$25,7 \cdot 10^{19} \cdot 4,5 \cdot 10^9 = 11,57 \cdot 10^{29} \text{ Дж.}$$

Общий выход энергии за счет химических реакций [16] в обеих реакционных зонах составляет $1,7 \cdot 10^{31}$ Дж, за счет гравитационной дифференциации (нижний предел) $2,5 \cdot 8,4 \cdot 10^{32}$ Дж, за счет сжатия Земли вследствие ее вращения (нижний предел) — $1,3 \times 10^{32}$ Дж, за счет приливного трения (нижний предел) — $5,5 \times 10^{31}$ Дж [28]. Эти цифры определяются как нижний предел, поскольку они рассчитаны для современных физических параметров системы Земля—Луна, которые не оставались постоянными на протяжении всей их жизни. Поэтому первоначальный тепловой эффект был намного больше современного. Приведенные данные в пересчете на всю историю Земли ($4,5 \cdot 10^9$ лет) представлены в табл. 6.

Таблица 6

Баланс поступления внутреннего тепла Земли

Источник тепла	Количество тепла, Дж
Радиоактивный разогрев (только долгоживущие изотопы)	$5,7 \div 19 \cdot 10^{31}$
Гравитационная дифференциация	$2,5 \div 8,4 \cdot 10^{32}$
Сжатие Земли	$1,3 \cdot 10^{32}$
Физико-химические реакции	$1,7 \cdot 10^{31}$
Приливное трение	$5,5 \cdot 10^{32}$
Итого	$10 \cdot 10^{32}$

Полученные цифры приближительны, но они позволяют оценить порядок величин. Е. А. Любимова [28] считает, что для разогрева всей Земли до точки плавления требуется $3,36 \cdot 10^{31}$ Дж, по другим данным [5] — $2,3 \times 10^{31}$ Дж. Суммарные теплотери составили величину не более $8,4 \cdot 10^{30}$ Дж. Из табл. 6 видно, что Земля получила добавочного тепла почти в 50 раз больше того минимума, который требуется для ее полного разогрева до точки плавления. Спра-

шивается: куда же девалось избыточное тепло и почему Земля не прошла огненно-жидкую стадию?

Пока мы традиционно учитывали только радиогенное тепло (да и то не полностью), баланс был слабо-положительным и никаких вопросов не возникало — небольшой избыток тепла $6,3 \times 10^{30}$ Дж шел на умеренный разогрев глубинного вещества. Но, как только мы учли другие виды источников тепла, сразу возник вопрос: куда делись избытки?

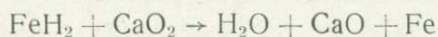
Приведенные расчеты сделаны в предположении равномерного прихода и расхода тепла для однородной Земли и примерно одинаковой теплопроводности ее недр. На самом же деле это только грубое предположение. В условиях Земли оно, как видно, приводит к неверным выводам. Дело в том, что из суммы потока тепла большую часть Земля получила на ранней, протопланетной стадии своего развития. Естественно, что теплотери на данной стадии при отсутствии мощной каменной оболочки были несравненно выше. При этом генерация тепла в силу изменчивости динамических условий планеты осуществлялась неравномерно не только во времени, но и вдоль ее радиуса. Максимум она достигла в зонах современного пластичного состояния вещества — во внешнем ядре и астеносфере, масса же оболочки и внутреннее субъядро оставались существенно инертными к этим изменениям и лишь отводили часть тепла за пределы планеты путем обычной теплопроводности, лучеиспусканием, экситонами и термоводородной диффузией. В конечном итоге важен не способ переноса, а тот факт, что, несмотря на огромное количество тепла, полученного Землей, ее оболочка не приобрела свойств жидкого ядра и обладает значительной жесткостью. Следовательно, зона внешнего ядра вначале запасла столько тепла, что его хватило бы для запуска химического реактора и длительного эффективного его существования (почти 4 млрд. лет).

Конечно, без поддержки и непрерывной генерации новых порций тепла этот «реактор» погас бы, как он погас на Луне. В условиях Земли, имеющей большую массу, такими дополнительными непрерывно действующими источниками тепла явились термогравитационная дифференциация, приливные взаимодействия вещества, особенно значительные в пластичных зонах, энергия вращения планеты и ее общее сжатие (контракция).

Таким образом, обе реакционные зоны — ядро и астеносфера в конечном итоге явились резервуарами избыточного тепла. Глубинный резервуар медленно расходовал свои запасы вследствие очень низкой теплопроводности оболочки и первоначального поглощения избыточного тепла начавшимися физико-химическими реакциями; приповерхностный — должен был выбросить избыток тепла за пределы Земли ввиду малой первоначальной толщины изоляционной корки перисферы. Это способствовало быстрому выплавлению протокры.

Многочисленные указания о всеобщем переплавлении и метаморфизме древнейших пород не только в условиях Земли, но и на некоторых ближних планетах и Луне как нельзя лучше подтверждают сказанное. Лишь по мере утолщения термоизоляционной оболочки (протоперисферы) создались условия для все большей изоляции астеносферы и накопления здесь тепла. В истории Земли эта стадия, по-видимому, наступила в постнуклеарный период (2,5—3,0 млрд. лет назад), когда резко уменьшилась проницаемость коры и возникли первые протяженные линейные образования.

В последующем с ростом температуры ускорились диффузия водорода и других летучих из зоны внешнего ядра под подошву перисферы. Это тепло способствовало созданию и длительному поддержанию термохимической активности в зоне астеносферы. Особенностью химических процессов в условиях астеносферы является гидролитическая реакция; гидролизу подвержены карбиды, нитриды, сульфиды, фосфиды металлов, а транспортерами воды на поверхности планеты служат окислы кремния, алюминия и магния [16]. Реакция идет по возможной схеме:



Масса, % 2,87 2,9 0,8 2,2 1,78.

При этом металлы опускались к подошве астеносферы, силикаты шли на формирование перисферы и, следовательно, гидросфера и атмосфера создавались одновременно с каменной оболочкой (см. рис. 8).

ФОРМИРОВАНИЕ КИСЛОРОДНО-СИЛИКАТНОЙ ОБОЛОЧКИ (ПЕРИСФЕРЫ)

Наличие окисного железа (Fe_2O_3) в породах возраста $3,5 \times 10^9$ лет, а также силикатов свидетельствует о том, что кислородно-силикатная оболочка Земли сформировалась действительно на

ранней стадии ее геологического развития. Содержание кислорода в этой оболочке, по В. И. Вернадскому [8], составляет 49,5 % по массе, а объем 91,77 %. Иными словами, перисфера Земли — это плотно упакованный кислородный каркас, в промежутках которого вкраплены все остальные породообразующие элементы, занимающие по объему всего 8,24 %.

Формирование кислородно-силикатной оболочки происходило в результате дезинтеграции и окисления магматических пород, выносимых из астеносферы на поверхность Земли. Дезинтеграция шла при взаимодействии с солнечным теплом, позднее — с кислородом атмосферы и водой. С появлением и развитием биосферы, простейшие организмы которой имеют возраст порядка $3,9 \cdot 10^9$ лет, этот процесс ускорился. По мере накопления продуктов дезинтеграции и их захоронения все новыми толщами осадков эти породы постепенно перемещались в области больших глубин, давлений и температур, где в результате метаморфизма происходили восстановление Fe_2O_3 и FeO и дегидратация [39].

С ростом глубины увеличивается парциальное давление водорода. Поэтому при погружении кислородно-силикатной оболочки в ее низах начинают действовать восстановительные процессы, в ходе которых, изымая кислород из окисленных пород, H_2 и CO_2 образуют воду и углекислоту. Последние, поднимаясь вместе с флюидами, газами вулканов и изверженных пород, формируют свободную гидросферу и CO_2 на поверхности планеты. Здесь в результате фотодиссоциации пары воды разлагаются на H_2 и O_2 . Тяжелые молекулы кислорода, накапливаясь, пополняли атмосферу, шли на окисление магматических пород, легкие молекулы водорода навсегда диссипировали за пределами Земли. В частности, расчеты Н. П. Семененко [39] и В. В. Кесарева [16] показали, что биогенного кислорода было бы недостаточно для окисления всей массы перисферы ($8 \cdot 10^{25}$ г) вопреки существующему мнению об исключительно биогенном происхождении O_2 [9]. Поэтому надо признать, что на догеологическом этапе окисление коры осуществлялось главным образом за счет кислорода, образовавшегося путем фотодиссоциации в верхних слоях атмосферы. Однако по мере роста биомассы объем свободного кислорода в атмосфере и верхней толще перисферы должен был возрастать за счет фотосинтеза, что несомненно ускорило темпы и масштабы ее окисления и дезинтеграции.

Архейские осадочные породы содержат следы атмосферы того времени. В частности, одним из наиболее эффективных индикаторов содержания кислорода в атмосфере служит отношение концентраций Fe_2O_3/FeO . По данным Е. Калиш, сильные вариации Fe_2O_3/FeO , развитие карбонатов и органического углерода, наличие ионов Mn^{3+} и SO_4^{2-} в архейских породах свидетельствуют о присутствии в атмосфере свободного кислорода, продуцируемого фотоллизом паров воды и, возможно, простейших водорослей архей.

Итак, свободная гидросфера не была дана планете изначально, а ее объем не оставался постоянным. Гидросфера, так же как и атмосфера и перисфера, есть продукт химической активности в реакционных зонах Земли и температурных условий на ее поверхности. Существование древнейших морских организмов возраста $3,9 \cdot 10^9$ лет, осадочных сульфатов и карбонатных пород возраста $3,5 \cdot 10^9$ лет на Алданском и Южно-Африканском щитах свидетельствует о том, что свободная гидросфера существовала на поверхности Земли уже на заре ее геологической истории. Однако, как будет показано далее, резкое возрастание темпов поступления свободной воды на земную поверхность произошло лишь в конце фанерозоя. Следовательно, в течение всего докембрия и большей части фанерозоя свободной воды на земной поверхности было значительно меньше, чем в кайнозое, и вся она была сосредоточена в мелководных бассейнах. Именно в этих бассейнах и шло формирование древнейших толщ морских осадков.

БАЛАНС ДЕРИВАТОВ ПРОТОВЕЩЕСТВА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Итак, земная кора является производной внутренней активности планеты и ее взаимодействия с телами и явлениями ближнего космоса. В связи с этим большой теоретический и практический интерес представляет количественная оценка общего баланса дериватов протовещества на поверхности Земли в течение всей ее геологической истории. Критерием истинности такой оценки могут служить известные объемы и массы земной коры и гидросферы, а также наблюдаемые темпы их поступления и эволюции.

Подобного рода оценки производились неоднократно Г. В. Войткевичем, В. В. Кесаревым, Е. К. Мархининым, А. Б. Роновым, А. Полдервартом, В. Руби. И хотя в первом приближении полученные результаты в целом удовлетворительны, во всех этих расчетах имеется общий недостаток. В них современная скорость течения геологических процессов на поверхности Земли априори распространяется и на всю предшествующую эпоху.

Вместе с тем современные геологические условия являются исключительными в истории Земли и существенно отличаются от характера и скорости течения геологических процессов в предшествовавшие кайнозойской эре эпохи. Граница мезозоя и кайнозоя явилась, по существу, рубежом, отделяющим доокеаническую стадию развития планеты, включающую докембрий и большую часть фанерозоя, и стадию океанизации, начавшуюся на границе мела и палеогена и продолжающуюся в настоящее время. Процесс океанизации характеризуется интенсивным платобазальтовым вулканизмом, происходящим многократно, одновременно и мощно на обширных площадях, крупными опусканиями перисферы этих площадей без ее существенной переработки и усилением темпов и увеличением объема выноса эндогенной воды [31, 32]. В ходе океанизации идет формирование разобщенных континентальных массивов и их значительное осушение (во всяком случае, на ран-

них стадиях океанизации). Кроме того, в ходе общей контракции Земли происходит постепенное увеличение расчлененности рельефа ее поверхности, причем в период океанизации темпы и глубина дифференциации оказываются наивысшими. Все это позволяет заключить, что скорость и объемы перемещения дериватов протовещества из астеносферы на поверхность Земли и последующая их дезинтеграция должны быть в период океанизации значительно выше, чем в доокеаническую эпоху. Для последней характерно относительно равномерное распространение по всей поверхности Земли существенно мелководных морских бассейнов, отсутствие широтной дифференциации климата (при преобладании высотной климатической зональности) и относительно слабая расчлененность рельефа. В таких условиях течение геологических процессов, включая накопление, перемещение и денудацию выносимого из астеносферы материала, должно идти по меньшей мере на порядок менее интенсивно, чем в эпоху океанизации. Поэтому в рассматриваемом масштабе времени мы можем констатировать определенное несохранение принципа актуализма Ч. Лайеля. Неучет этого момента вносит существенное искажение в количественные оценки баланса дериватов протовещества в истории Земли.

В основу приведенных ниже расчетов были положены данные о темпах поступления вулканогенного материала, эндогенной воды в течение последних 140 млн. лет, денудации материков и океанской седиментации, мощности земной коры, расслоенности и массах протовещества внутри Земли. Эти данные экстраполировались на более ранние эпохи с учетом сделанных выше замечаний относительно изменчивости скорости течения геологических процессов, вызванных океанизацией.

Современные темпы денудации земной поверхности, оцениваемые А. Полдервартом по объему и массе твердого стока, составляют примерно $0,8 \text{ км}/10^7 \text{ лет}$. Они сохранились в среднем такими лишь в последние 60—70 млн. лет, т. е. после начала образования океанических бассейнов и обособления современных континентальных массивов. Ускорение процессов денудации было вызвано увеличением амплитуды рельефа и понижением базиса эрозии. Следовательно, за 60—70 млн. лет мощность переработанной коры составила примерно 5—6 км. В раннем фанерозое и докембрии скорость денудации слаборасчлененной земной поверхности, вероятно, на порядок была ниже, т. е. за 3,9 млрд. лет мощность переработанной коры оценивается примерно в $3,9 \cdot 0,08 \cdot 10^2 \approx 31 \text{ км}$. Отсюда получаем, что общая мощность дезинтегрированных и окисленных пород за 4 млрд. лет составила 35—37 км. Эта величина хотя и весьма приближительна, однако она сопоставима со средней мощностью земной коры до границы М, равной 33 км [7]. Таким образом, можно предположить, что граница М в ряде случаев представляет собой погребенную под дериватами протовещества поверхность протопланеты, сложенную частично измененным веществом возраста 4 млрд. лет. Вся вышележащая толща была сформирована вулканическим материалом, переброшенным из ас-

теносферы на поверхность планеты. Дезинтеграция и окисление этого материала при взаимодействии с солнечным теплом, водой и биосферой совместно с процессами метаморфизма и дислокации в ходе нисходящей ундуляции перисферы и создали наблюдаемое многообразие форм и состава земной коры выше границы М.

Для подтверждения полученных выводов рассчитаем баланс поступления на поверхность Земли продуктов вулканизма и свободной воды исходя из наблюдаемых и установленных нами (для воды) величин.

Современный вулканизм сосредоточен преимущественно в областях островных дуг и рифтовых хребтов Мирового океана, а также в альпийском поясе континентальных массивов. В среднем возраст этих структур не выходит за пределы 25—50 млн. лет. Протяженность рифтовых хребтов составляет примерно 60, островных дуг — 25 и альпийского пояса — 30 тыс. км. По данным Е. К. Мархинина, островные дуги дают в среднем $3 \cdot 10^9$ т/год вулканического материала. Примерно столько же поставляют рифтовые и альпийские зоны, имеющие большую протяженность, т. е. суммарное поступление можно оценивать величиной $9,0 \cdot 10^9$ т/год. Следовательно, за 25—50 млн. лет в пределах только этих зон на земную поверхность было выброшено из астеносферы магматического материала $2,25—4,5 \cdot 10^{23}$ г.

Напряженность вулканизма в предшествовавшие эпохи докембрия и большей части фанерозоя в среднем была близка или несколько меньше, чем в кайнозое [26]. Следовательно, экстраполируя в первом приближении значение $9,0 \cdot 10^9$ т на период $4,5 \times 10^9$ лет, получаем $4,1—4,2 \cdot 10^{25}$ г. В сумме с кайнозойским масса вулканического материала, выброшенного на земную поверхность, составила $4,2 \cdot 10^{25}$ г, что соответствует слою мощностью 30 км. Эта цифра почти в два раза больше полученной Е. К. Мархининым ($2,7 \cdot 10^{25}$ г), так как последний для своих оценок использовал только данные по островным дугам ($3,0 \cdot 10^9$ т/год). Однако она ближе к наблюдаемой средней мощности земной коры 33 км, что соответствует массе $5 \cdot 10^{25}$ г [7]. Таким образом, с хорошей степенью приближения можно заключить, что верхние 30—35 км перисферы действительно сформированы вулканическим материалом и продуктами его эволюции.

Тем не менее масса кайнозойских платобазальтовых образований, известных в океанических и континентальных областях, почти на порядок больше полученной нами. Их площадь при средней мощности 2 км и средней плотности $2,9$ г/см³ примерно 350×10^{16} см², что составляет $2,3 \cdot 10^{24}$ г. Следовательно, кайнозойский вулканизм был интенсивнее, чем наблюдаемый в историческое время. И хотя эта поправка не играет существенной роли в оценке суммарной величины, она, как будет показано ниже, важна для понимания роли вулканизма в поставке свободной воды на земную поверхность.

Большая часть поступавшего на поверхность планеты материала должна была подвергнуться разрушению и окислению. Продукты дезинтеграции, накапливаясь, перемещались в область больших глубин, высоких давлений и температур, где в результате метаморфизма формировался гранитный комплекс пород. Попытаемся оценить дезинтегрированную массу, исходя из известных современных данных о планации и водной эрозии, чтобы сравнить ее с полученной массой вулканического материала. По данным А. П. Лисицына [21], реки ежегодно выносят в океан до $18,5 \cdot 10^5$ т терригенного материала, что совместно с ледниковой и береговой абразией дает $25 \cdot 10^9$ т. Однако, согласно результатам исследований Ю. Д. Шуйского и В. И. Огородникова, опубликованным в 1981 г., в морях высоких широт за счет размыва клифов и бенчей терригенного материала поступает в пелагиаль на порядок больше, чем за счет твердого стока рек. Учитывая разнообразие условий денудации суши в пределах различных климатических зон и новые данные, необходимо в расчетах А. П. Лисицына по меньшей мере удвоить массу терригенного материала, выносимого в океан, что составит $50 \cdot 10^9$ т/год. Так, если глобальная дифференциация рельефа планеты в результате океанизации началась лишь в последние 60—70 млн. лет, то современные темпы абразии мы можем в первом приближении экстраполировать лишь на период кайнозоя. В итоге получаем $50 \cdot 10^9$ т/год $\times 70 \times 10^6$ лет = $3,5 \cdot 10^{24}$ г.

В предыдущие 4 млрд. лет темпы абразии должны были уменьшиться вследствие прогрессивно уменьшавшейся расчлененности планеты [17, 31] и меньшего количества свободной воды. По-видимому, не будет большим преувеличением оценить скорость денудации на полпорядка меньше современной: $10 \cdot 10^9$ т/год $\times 4,0 \times 10^9$ лет = $4,0 \cdot 10^{25}$ г.

Следовательно, общая масса дезинтегрированных пород за геологическую историю Земли может быть оценена величиной $4,1 \times 10^{25}$ г. Иными словами, почти весь выброшенный на поверхность планеты вулканический материал подвергся разрушению, окислению и переотложению. Полученный вывод вполне закономерен и согласуется со всеми полученными выше данными и выводами Е. К. Мархинина.

Теперь сопоставим массу выработанной в ходе вулканизма свободной воды с тем ее количеством, которое должно было бы образоваться при переработке почти 60 % протовещества оболочки [16].

При 4—5 % содержания H_2O , устанавливаемых в продуктах современных вулканических извержений, при переброске $4,2 \cdot 10^{25}$ г вулканических пород за период 4 млрд. лет должно было выделиться $2,1 \cdot 10^{24}$ г свободной воды. Расход воды на фотолиз за это же время составил 1,82 объема Мирового океана [16], т. е. $2,58 \times 10^{24}$ г. Масса современной гидросферы, по подсчетам А. Полдварта, равна $1,64 \cdot 10^{24}$ г. Следовательно, недостающая часть воды ($2,12 \cdot 10^{24}$ г) поступила невулканическим путем. Полученный вывод

полностью согласуется с данными Н. И. Хитарова о том, что преобладающую часть растворенной воды и газов основная магма сбрасывает в нижних частях разреза при уменьшении давления до 176,2 и 98,1 МПа или при понижении температуры до 1000 °С. Это значит, что многочисленные внутрипластовые вулканические тела также являются источниками свободной воды. Значительная же доля ее поступлений, видимо, приходится на гидротермы и сольфатары.

Таким образом, общая масса выделившейся свободной воды, переброшенной на земную поверхность за 4 млрд. лет вулканическим и невулканическим путем, оценивается величиной $4,2 \cdot 10^{24}$ г. Эта цифра практически совпадает с расчетами В. В. Кесарева ($3,65 \cdot 10^{24}$ г), полученными им из анализа химико-эквивалентных соотношений масс и состава земной коры, гидросферы, атмосферы и оболочек Земли [16].

Попробуем рассчитать количество свободной воды, выделившейся при распаде 60 % протовещества в ходе физико-химических реакций в зоне внешнего ядра и астеносфере за всю историю Земли. Масса современной Земли составляет $5,974 \cdot 10^{27}$ г [7]. За 4,5 млрд. лет диссипировано $4,2 \cdot 10^{25}$ г H_2 , He, H_2O и других летучих, т. е. масса молодой Земли была больше — $6,01 \cdot 10^{27}$ г [16]. При содержании в протовеществе H_2O в количестве 0,5 %, что следует из данных Э. Кинга по метеоритам, в процессе преобразования $3,61 \cdot 10^{27}$ г протовещества было выработано $1,8 \cdot 10^{25}$ г H_2O , т. е. выход свободной воды ($4,2 \cdot 10^{24}$ г) составил 23 %. Не прошедшая через горнило физико-химических реакций часть протовещества ($2,4 \cdot 10^{27}$ г) способна дать еще $1,2 \cdot 10^{25}$ г H_2O и, следовательно, $2,76 \cdot 10^{24}$ г H_2O в свободной фазе.

Таким образом, за всю историю Земля уже выработала почти 2/3 воды, содержащейся в протопланетном веществе.

Опираясь на полученные данные по балансу дериватов протовещества на земной поверхности, оценим темпы и объемы поступления свободной воды в различные периоды ее геологической истории и одновременно проверим реальность найденного нами закона поступления воды в период океанизации [32]. В антропогене, как видно из графика $v(t) = ae^{t/a}$ (рис. 9), скорость дегидратации в свободной фазе составила в среднем 0,60 мм/год. Следовательно, масса современных ежегодных поступлений воды на земную поверхность равна $360 \cdot 10^{16}$ см² \times 0,06 см/год \times 1,03 г/см³ = $2,2 \times 10^{17}$ г. Средняя скорость поступления H_2O за последние 140×10^6 лет легко находится из графика $v(t)$. Она равна 0,01 см/год, что составляет $3,6 \cdot 10^{16}$ г/год. Следовательно, за период океанизации (60 млн. лет) на поверхность Земли из астеносферы было переброшено воды $2,2 \cdot 10^{24}$ 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 указанный период на фотолит, формирование астеносферы, биосферы и гидратированных соединений в поверхностном слое земной коры. Кроме того, полученное значение на порядок больше массы воды, выработанной

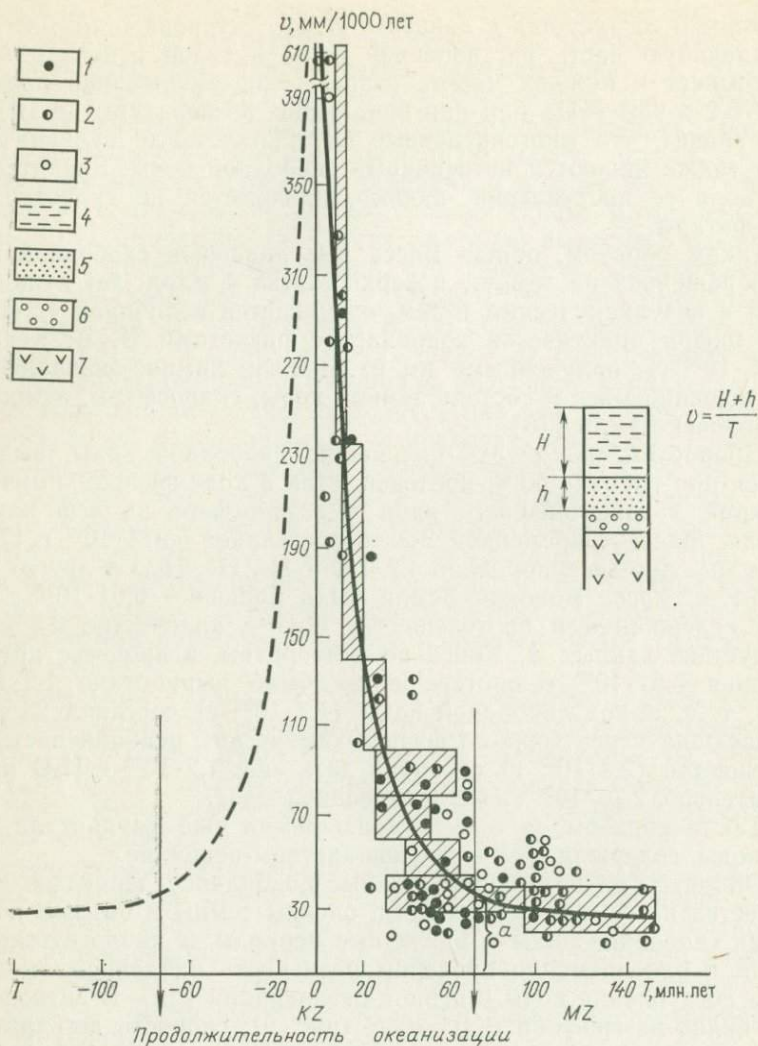


Рис. 9. График скорости опускания океанических сегментов Земли и поступления эндогенной воды, рассчитанный по данным «Гломар Челленджер»:

1—3 — по скважинам океанов (1 — Тихого, 2 — Атлантического, 3 — Индийского);
4 — вода, 5 — глубоководные осадки, 6 — мелководные осадки, 7 — базальты

при переброске $2,3 \cdot 10^{24}$ г вулканического материала, что дало лишь $0,11 \cdot 10^{24}$ г H_2O . Это еще раз подтверждает сделанный выше вывод о том, что вулканизм не является основным источником свободной воды. Значительную роль в этом процессе играют кондуктивные поступления ювенильных вод, гидротермы и фумаролы. В этом плане, видимо, следует пересмотреть роль глубинных разломов как транспортеров глубинной воды.

Таким образом, полученная оценка показывает, что из $4,2 \times 10^{24}$ г воды, выработанной за всю историю Земли, половина образовалась лишь в последние 60 млн. лет, т. е. в период океанизации. Это служит еще одним доказательством того, что глубоководный Мировой океан в современных размерах в основном был сформирован в кайнозойскую эру, хотя заложение его началось несколько раньше (поздняя юра—мел) [4, 31, 32]. Однако это не означает, что в домезозойскую эпоху воды на поверхности Земли не было. Можно предположить, что предпосылкой такого резкого ускорения дегидратации протовещества явилось постепенное накопление в верхах мантии и кислородно-силикатной оболочке диффундируемых из зоны внешнего ядра и астеносферы тепла и летучих (главным образом H_2 и O_2). К концу мезозоя насыщенные кислородом и другими летучими низы перисферы и верхи мантии под секторами будущих океанов оказались вовлеченными в зону растущей астеносферы. Это способствовало в ходе насыщения водородом кислородно-силикатной оболочки (при диффузии H_2 из зоны внешнего ядра) началу спонтанной дегидратации ее низов и резкому возрастанию объемов выносимой к поверхности вместе с летучими свободной воды.

При сохранении средних темпов дегидратации, установившихся в кайнозое ($3,6 \cdot 10^{16}$ г/год), для выработки оставшейся массы свободной воды ($2,76 \cdot 10^{24}$ г) потребуется $8 \cdot 10^7$ лет. Следовательно, через 80 млн. лет свободная гидросфера в результате выработки ресурсов оболочки (слой *D* модели Буллена) практически перестанет поступать на поверхность Земли.

Из рис. 9 видно, что в этом случае кривая деокеанизации будет симметрична кривой океанизации и ее можно аппроксимировать функцией вида $v(t) = ae^{t/c} + b$, где $a = 580$ мм/1000 лет. Отсюда мы приходим к важному заключению, что максимум дегидратации может быть достигнут в ближайший миллион лет, после чего баланс станет отрицательным. Это подтверждает сделанный ранее вывод [31, 32] о том, что мы находимся на пороге очередной, вероятно, последней трансгрессии.

Приведенные расчеты и полученные результаты по оценке баланса протовещества на поверхности планеты и его производной — свободной воды обнаруживают тесную внутреннюю связь. Они убедительно доказывают справедливость наступления фазы океанизации Земли на рубеже мезозоя и кайнозоя.

Таким образом, развитая гидросфера 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 эволюции протовещества, а продолжительность ее составляет всего 140—150 млн. лет.

Приведенные данные и полученные результаты, безусловно, схематичны. Однако они позволяют ориентироваться в порядке величин масс дериватов протовещества, темпов их поступления на поверхность Земли и общем характере эволюции.

В предстоящие 70—80 млн. лет планета выработает еще $2,76 \times 10^{24}$ 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 оказались захороненными около 10 % поступившей за это время свободной воды. Следовательно, обнаруженный выше избыток воды ($0,52 \cdot 10^{24}$ 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 фотолизе. Полученная в итоге величина позволяет оценить среднюю массу ежегодных потерь на фотолиз: $0,463 \cdot 10^{24}$ г / $70 \cdot 10^6$ лет = $0,67 \cdot 10^{16}$ г/год.

При современной средней скорости поступления воды, определяемой по графику $v(t)$ ($2,2 \cdot 10^{17}$ г/год), потери на фотолиз составляют около 3 % от ее 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, у которого за всю геологическую историю Земли (4 млрд. лет) потери на фотолиз составили $2,58 \cdot 10^{24}$ г, т. е. средние ежегодные потери были равны $0,64 \cdot 10^{15}$ 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 этом этапе эволюции Земли.

Современный баланс суши и моря — величина непостоянная. Наблюдается тренд в сторону сокращения площади континентов и увеличения площади океанов. При сохранении современных темпов аккреции и дегидратации через 1 млн. лет уровень океана может подняться до 500 м и выше (в зависимости от изменения емкости впадин Мирового океана). Скорость фотолиза при этом увеличится на 1/3 за счет увеличения площади водной поверхности и достигнет $10 \cdot 10^{15}$ 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 $4,4 \cdot 10^{24}$ в будущей 1—2-километровой толще осадков) $3,5 \cdot 10^{24}$ г / $(6,7 \div 10 \cdot 10^{15})$ г/год = $3,5 \div 5,3 \cdot 10^8$ лет.

Выполненные расчеты позволяют составить общую картину баланса протовещества и воды на Земле в ходе ее эволюции (табл. 7, 8).

Структура и баланс протовещества Земли

Балансовый материал	Масса, г	Время действия процесса
Современная Земля	$5,974 \cdot 10^{27}$	—
Молодая Земля	$6,01 \cdot 10^{27}$	$4,5 \cdot 10^9$ лет назад
Земная кора до границы М	$5,0 \cdot 10^{25}$	—
Диссипировавшие H_2 , He, H_2O и др.	$4,2 \cdot 10^{25}$	$4,5 \cdot 10^9$ лет
Переработанное протовещество (ядро, астеносфера, перисфера, гидросфера)	$361 \cdot 10^{25}$	$4,5 \cdot 10^9$ лет
Непереработанное протовещество слоя <i>D</i> модели Буллена	$240 \cdot 10^{25}$	—
Объем современного вулканизма	$9 \cdot 10^{15}$	В год
Объем вулканического материала:		
за период океанизации,	$6,3 \cdot 10^{23}$	$70 \cdot 10^6$ лет
за всю историю Земли	$4,2 \cdot 10^{25}$	$4,5 \cdot 10^9$ лет
Современные темпы денудации	$50 \cdot 10^{15}$	В год
Темпы денудации в океанический период	$10 \cdot 10^{15}$	В год
Объем дезинтегрированного материала:		
за период океанизации,	$3,5 \cdot 10^{24}$	$70 \cdot 10^6$ лет
за доокеанический период,	$4,0 \cdot 10^{25}$	$3,9 \cdot 10^9$ лет
за всю историю Земли	$4,2 \cdot 10^{25}$	$4,0 \cdot 10^9$ лет

КОНТРАКЦИЯ ЗЕМЛИ И ТЕКТОГЕНЕЗ ПЕРИСФЕРЫ

Как мы установили, в основе механизма формирования оболочек Земли лежат процессы физико-химических реакций и последующая термогравитационная дифференциация в области внешнего ядра и в астеносфере. Эволюция протовещества сопровождается ростом металлического ядра, что неизбежно ведет к уплотнению глубинного вещества и уменьшению объема Земли. Рассматриваемый процесс усиливается потерей массы за счет диссипации H_2 , He, Ar и, возможно, других летучих, а также теплопотерь. К «другим» летучим относятся пары воды, азота, хлора, серы, фтора, углекислого газа, вулканические дымы HCl, HF и др., перебрасываемые из недр Земли через астеносферу на поверхность, в гидросферу и атмосферу, захороняемые в породах перисферы. При этом только уплотнение первичного вещества в результате распада дигидрита протовещества плотностью $2,9 \text{ г/см}^3$ и образование металлического ядра массой $31,5\%$ и плотностью $7,5 \text{ г/см}^3$ (без учета сжатия) должны уменьшить объем Земли на $0,42 \cdot 10^{27} \text{ см}^3$ [16]. Объем сокращается также за счет уменьшения массы Земли и общего ее охлаждения (теплопотери). Например, сокращение массы только за счет диссипации водорода (H_2) со-

Балансовый материал	Масса, г	Время действия процесса	Примечание
Выработанная планетой вода	$1,8 \cdot 10^{25}$	$4,5 \cdot 10^9$ лет	
Вода, оставшаяся в оболочке (слой D)	$1,2 \cdot 10^{25}$	—	
Современные темпы поступления свободной воды	$2,2 \cdot 10^{17}$	В год	
Средние темпы поступления свободной воды	$3,6 \cdot 10^{16}$	В последние 140×10^6 лет	
Расход воды на фотоллиз: в современный период, средний за всю историю Земли	$0,67 \cdot 10^{16}$ $0,64 \cdot 10^{15}$	В год В год	30 % от годовых поступлений эндогенной воды
Количество диссипировавшей воды	$0,45 \cdot 10^{24}$	$70 \cdot 10^6$ лет	За период океанизации
	$2,58 \cdot 10^{24}$	$4,5 \cdot 10^9$ лет	За всю историю Земли
Масса современной гидросферы	$1,64 \cdot 10^{24}$	—	
Масса свободной воды: образовавшейся за период океанизации, за доокеанический период	$2,2 \cdot 10^{24}$ $2,0 \cdot 10^{24}$	$70 \cdot 10^6$ лет $4,5 \cdot 10^9$ лет	
Будущая выработка свободной воды	$2,76 \cdot 10^{24}$	$80 \cdot 10^6$ лет	
Всего свободной воды, выработанной Землей	$6,96 \cdot 10^{24}$	$4,6 \cdot 10^9$ лет	За всю историю внутренней активности Земли
Время, необходимое для исчезновения свободной воды с поверхности Земли	$2,76 \cdot 10^{24}$	$350-550 \times 10^6$ лет	При средней скорости диссипации H_2

ставляет $3,6 \cdot 10^{25}$ г, гелия (^4He) — $1 \cdot 10^{20}$ г, аргона (^{40}Ar) — $6,5 \times 10^{19}$ г, других летучих (N_2C , Cl , S) — $11,4 \cdot 10^{22}$ г и воды — $4,2 \times 10^{24}$ г, что в сумме составляет около $4,2 \cdot 10^{25}$ г. Полученная величина сравнима с массой каменной оболочки плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$ и толщиной 33 км (до границы M), равной $5 \cdot 10^{25}$ г.

Поскольку масса современной Земли равна $5,94 \cdot 10^{27}$ г, масса молодой Земли с учетом полученных данных была на $4,2 \cdot 10^{25}$ г больше, т. е. $5,982 \cdot 10^{27}$ г (по данным В. В. Кесарева [16] — $6,01 \times 10^{27}$ г). Следовательно, ее радиус был больше современного на 700—780 км, а средняя плотность меньше на $1,68 \text{ г/см}^3$. Поскольку в первый миллиард лет жизни планеты шло формирование реакционных зон, вследствие увеличения в них объема проточества Земля первоначально испытала умеренное расширение, которое можно оценить величиной 150 км [31]. В последующем это расширение сменилось прогрессирующим сжатием вследствие начав-

шегося процесса аккреции и диссипации массы, теплотеря и уплотнения протовещества. С учетом приведенных цифр общее уменьшение радиуса Земли за период около $3,9-4,0 \cdot 10^9$ лет составило 630 км.

Возникает вопрос: какова величина прироста радиуса за счет выпадения на поверхность Земли космического вещества в виде метеоритов, тектитов и др.? Анализ содержания микрометеоритного вещества в морских осадках [21] и скважинах ледников Гренландии и Антарктиды позволил Э. В. Собоновичу в 1976 г. оценить их ежегодную массу в 10^{12} г. С учетом площади всей поверхности Земли, равной $5,1 \cdot 10^8$ км², на 1 км² приходится 2×10^{-7} г/см³. Если после образования планеты среднее ежегодное количество вещества не отличалось от наблюдаемого за последние сотни лет (10^{12} г/год), то за 4 млрд. лет на ее поверхность должно было выпасть $4 \cdot 10^{21}$ г. Следовательно, на каждый квадратный сантиметр площади выпало $2 \cdot 10^3$ г.

Если массу 1 см³ космического вещества считать равной 10 г, то это означает, что общая мощность выпавшего материала составила не более 2 м [31]. Примерно такое количество космического вещества обнаруживается в соляных отложениях и глинах в виде оплавленных сферул чаще всего микронного диаметра. Предположение о том, что Земля в настоящее время находится в полосе, насыщенной космической пылью, не подтверждается изучением зодиакального свечения, согласно которому в окрестностях Земли одна микрочастица приходится на 10 км³. Следовательно, приращение радиуса Земли за счет последующего выпадения космического вещества на ее поверхность весьма невелико, а его роль в седиментации — ничтожна.

Итак, уменьшение объема Земли должно сопровождаться сокращением площади ее поверхности. Как будет происходить этот процесс?

Анализ гипсометрической кривой и данные по поверхностям выравнивания показывают, что примерно 90 % поверхности Земли занимают равнины и лишь около 10 % — горные районы и глубоководные желоба. В общепланетарном масштабе рельеф Земли представляет собой две поверхности выравнивания, смещенные относительно друг друга ступенью материкового склона. Это континентальные и океанические платформы. Внутри них различают ступени более высокого порядка, а по границам равнин, как правило, располагаются линейно вытянутые узкие горные области. Лестницы террас на их склонах отчетливо фиксируют этапы относительного опускания прилегающих платформенных равнин.

Рельеф Земли отчетливо отображает прежде всего уровни различного опускания ее поверхности. Все горные системы располагаются по границам этих ступеней, т. е. по границам различно опущенных относительно друг друга поверхностей выравнивания.

Теперь вспомним, что океанообразование сопровождалось обширным и многократным вулканизмом, выносом эндогенной воды и проседанием дна котловин. Каменная оболочка перисферы, чут-

ко следуя уменьшающемуся объему сферы, пассивно «садится» в разреженное пространство астеносферы, как только скопившиеся здесь летучие, избытки тепла и магмы оказываются переброшенными на поверхность планеты. Легкая перисфера опускается благодаря образуемому недостатку масс под ней — в астеносфере, которая в свою очередь испытывает нисходящее движение по радиусу вслед за сжимающейся сферой Земли [31]. При этом в верхах астеносферы происходит скопление выплавов материала с относительно легким удельным весом (металлы опускаются к ее подошве) и газообразных продуктов дифференциации. Отсюда блоки перисферы пассивно проседают по мере дегазации и вулканизма астеносферы, т. е. немедленно занимают «освободившееся» сферическое пространство.

Все это находит подтверждение в приуроченности трапповых провинций континентов к синеклизам платформ, т. е. к зонам опусканий перисферы [25]. После завершения цикла магматизма регион, как правило, испытывает погружение и трансгрессию. Так, заложению многих синеклиз и прогибов платформ (Балтийской, Московской синеклиз, грабена Осло и др.) предшествовали однократные трапповые излияния байкальского тектонического этапа (венда). Внутриматериковые прогибы более глубокого заложения (6—10 км) характеризуются повторными (в палеозое и мезозое) проявлениями траппового магматизма (Днепровско-Донецкий прогиб, Североморская впадина, грабены Торнквиста, Рейнский и др.). Однако при этом циклы магматизма разделены интервалами в сотни миллионов лет [39]. Кайнозойский трапповый магматизм охватил уже 2/3 площади планеты и также предшествовал последующему погружению всего этого региона. Многократное возобновление его на одних и тех же площадях в течение необычайно краткого (40—50 млн. лет) интервала времени привело к быстрому и глубокому обрушению перисферы и образованию впадин Мирового океана. Таким образом, амплитуда и динамика проседания перисферы $A(t)$ прямо пропорциональны напряженности траппового магматизма $U(t)$ и числу его циклов N и обратно пропорциональны длительности среднего интервала времени ΔT между ними

$$A(t) = \frac{NU(t)}{\Delta T}. \quad (13)$$

Полученное выражение характеризует внешнее проявление динамики перисферы, что в конечном итоге отражает активность процессов в ядре и астеносфере. Оно показывает, что чем больше циклов и чем чаще следуют они друг за другом, тем быстрее и интенсивнее идет относительное проседание перисферы Земли в разуплотненное (освобождающееся от магмы и летучих) пространство астеносферы.

Анализ формулы показывает, что при нулевом цикле ($N=0$) и, следовательно, отсутствии траппового магматизма относительного погружения перисферы не происходит. Трансгрессия, если тако-

вая наступает в данном случае, должна быть объяснена эвстатическим подъемом уровня моря, что, естественно, имеет место между интервалами общей аккреции Земли.

Таким образом, используя найденную закономерность, можно наметить для позднего протерозоя (венда) — фанерозоя динамический ряд структур, тектоника которых укладывается в определенную схему. Области, на которых в указанный период отсутствовал трапповый магматизм, оказались в дальнейшем динамически наиболее стабильными. К ним относятся все докембрийские щиты. Отсюда не случайно под ними не удастся обнаружить астеносферы. Области однократного (монокличного) магматизма (в венде) явились регионами будущих синеклиз. Двух- и трехкратное (включая и вендское) с интервалами в 100—200 млн. лет полициклическое проявление магматизма характерно для внутриплатформенных прогибов более глубокого заложения (авлакогенов). Наконец, полициклический магматизм с небольшими интервалами (5—10 млн. лет) привел к образованию современных океанических впадин.

Итак, структурный ряд — щиты, синеклизы, прогибы, впадины океанов — отражает прежде всего различные ступени эволюции астеносферы под этими регионами. Однако формирование последней всецело обусловлено объемом летучих и тепла, диффундируемых через оболочку под подошву перисферы из зоны внешнего ядра. Следовательно, гигантский размах кайнозойского траппового магматизма характеризует усиление активности процессов в ядре Земли, аккреции ее оболочки с образованием многочисленных диффузионных каналов под секторами будущих океанов.

Уменьшение объема Земли за счет уплотнения протовещества, диссипации водорода, других газов и продуктов диссоциации воды вместе с сокращением радиуса r , естественно, площади поверхности неизбежно ведет к опусканию уровней перисферы. Этот процесс неравномерен как в пространстве, так и во времени. Неравномерные вдоль радиуса опускания ведут к образованию разновысотных поверхностей выравнивания сферы. Эти разноамплитудные опускания поверхности сферы, а не горизонтальное сжатие Эли де Бомона и Э. Зюсса обеспечивают сокращение площади поверхности Земли в ходе ее контракции. И в этом — главное отличие нашей «холодной» контракции от классической контракции Зюсса, помимо ее исходной посылки [31].

Сокращение поверхности сжимающейся сферы достигается не всеобщим пликативным сжатием ее каменной оболочки, а опусканием на разные уровни отдельных ее блоков. Огибающая этих дискретных поверхностей будет равна по площади начальной поверхности протоземли.

Сокращение поверхности Земли вследствие уменьшения ее объема ведет к увеличению контрастности и глубины расчлененности рельефа твердой перисферы. Следовательно, размах амплитуды дифференцированности рельефа планеты прямо пропорционален ее возрасту и обратно пропорционален экзогенному фактору, характеризующему интенсивность разрушения рельефа, что

в конечном итоге определяется наличием или отсутствием свободной волны на поверхности планеты. Математически этот вывод можно записать так

$$A = \frac{T}{Q} K, \quad (14)$$

где A — средняя амплитуда расчлененности рельефа поверхности, км; T — возраст планеты, млн. лет; Q — экзогенный фактор, км/год; K — коэффициент пропорциональности, характеризующий относительную внутреннюю активность планеты.

Для планет Солнечной системы $T = 4,5 \cdot 10^9$ лет — величина постоянная. Для современных Земли, Луны, Марса, Меркурия величина A имеет один порядок, следовательно, $A = \text{const} \approx 4,5$ км.

Отсюда отношение коэффициента K планет к соответствующему коэффициенту Земли будет характеризовать меру их внутренней активности в сравнении с Землей:

$$\frac{K_3}{K_{\text{пл}}} = \frac{AQ_3}{T_3} : \frac{AQ_{\text{пл}}}{T} = \frac{Q_3}{Q_{\text{пл}}}. \quad (15)$$

Таким образом, о внутренней активности планет относительно Земли можно судить по отношению их экзогенных факторов. Расчеты показывают [31], что активность процессов в недрах Луны в 500 тыс. раз меньше, чем в недрах Земли, т. е. практически близка к нулю. Коль скоро имеет место сокращение радиуса Земли, предсказываемое контракцией, можно попытаться найти эту величину. Если современный параметр планеты составляет D_1 , а позднедокембрийский был равен D_2 , то величина

$$\frac{1}{2\pi} (D_2 - D_1) = \Delta R \quad (16)$$

и будет характеризовать сокращение радиуса Земли за время 580 млн. лет, т. е. за период фанерозоя. Проведенные расчеты [31] показали, что средняя величина радиуса Земли 600—1000 млн. лет назад была на 261 км больше, чем современная. Это соответствует уменьшению площади поверхности Земли примерно на 4 млн. км². Полученное значение сокращения радиуса совпадает по порядку величин с теоретическим В. В. Кесарева [16] 195 км/млрд. лет. Имеющиеся расхождения могут быть отнесены за счет приблизительности определения возраста и глубины фундамента либо массы переработанного вещества. Тем не менее достигнутое независимыми методами совпадение весьма убедительно и служит важным доказательством правильности теоретических предпосылок и расчетов, сделанных выше. Это, в свою очередь, не оставляет сомнений относительно общей направленности процесса эволюции периферы Земли, в основе которого лежит одновременное и разноамплитудное опускание ее блоков.

Таким образом, опускание твердой периферы, подготовленное иерархией процессов в ядре и астеносфере, является ведущим тектоническим процессом на поверхности Земли. Он полностью со-

гласуется с ее общей гравитационной организацией. Все остальные виды движений ее будут производными от этого главного процесса. Следовательно, на Земле нет такого механизма, который бы, работая против силы тяжести, приводил к воздыманию твердой перисферы. Предполагаемый некоторыми исследователями вслед за Р. Ван Бемменом механизм всплывания легкого материала с границы «жидкого» ядра через нижнюю мантию (слой D) с последующей остановкой под подошвой каменной оболочки весьма умозрителен. За длительную историю развития планеты подобные астенолиты неоднократно переплавили бы нижнюю мантию, что, несомненно, ускорило бы переработку первичного планетного вещества. В результате Земля давно бы достигла лунной стадии. Этого не

произошло потому, что плотная оболочка, обладающая исключительно низкой теплопроводностью, пропускала лишь летучие продукты дегазации ядра, а не расплавленную массу силикатов и окислов. Поэтому невозможна также и конвекция в нижней мантии, на что указывали еще Г. Джеффрис и Л. Кнопов.

В нашей схеме также следует предположить, что миграция летучих из зоны внешнего ядра происходила не непрерывно, а дискретно, по мере их скопления в верхах этой реакционной зоны. В противном случае непрерывный поток мог переплавить нижнюю мантию под секторами океанов. Однако сколько-нибудь существенных аномалий по данным сейсмологии здесь не наблюдается [7].

Итак, нам теперь становятся более понятными причины образования океанических впадин. В конце фанерозоя усиливаются потоки тепла и летучих из зоны внешнего ядра под секторы современных океанических областей (рис. 10). Они имеют преимущественно меридиональное простираие, согласное с осью вращения Земли. Это служит указанием на то, что причины этого явления связаны с динамикой вращения планеты и, возможно, аккрецией нижней мантии вслед за уменьшающимся объемом внешнего ядра. Скопление избытков тепла и летучих способствовало вовлечению в дегидратацию почти 35-километровой толщи кислородно-силикатной оболочки. Последующая дегазация астеносферы и разгрузка от магматического материала способствовали образованию в ней разреженного пространства, в которое пассивно опускалась перисфера. Так возникли две главные волны контракции —

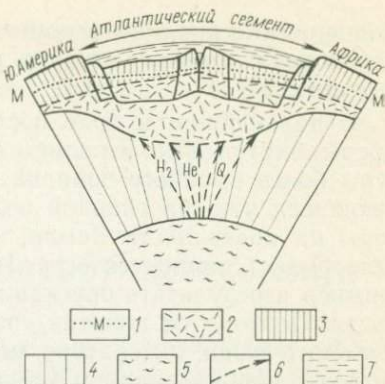


Рис. 10. Внутреннее строение Земли под Атлантическим сегментом, отвечающее новой интерпретации гравитационных аномалий и данным сейсмологии:

1 — сейсмический раздел Мохоровичича, 2 — астеносфера, 3 — перисфера, 4 — нижняя мантия, 5 — зона внешнего ядра, 6 — направление потоков тепла (Q), водорода (H₂) и гелия (He), 7 — вода

океанические впадины и континентальные блоки. Последние по отношению к первым следует рассматривать как остаточные возвышенности.

В дальнейшем в ходе последующей глобальной контракции сферы внутри этих главных ступеней рельефа возникают структуры более высокого порядка — впадины и возвышенности, развивающиеся уже на главной волне контракции. Следовательно, все горы на поверхности Земли, за исключением вулканических (перенос масс), являются остаточными возвышенностями, образовавшимися в результате опускания смежных участков земной поверхности. Поэтому от понятия «поднятие», широко распространенного в геологической литературе, необходимо отказаться. Можно согласиться с существованием только двух видов поднятий: происходящих в процессе вулканизма и при погружении с перекосом блоков коры (качельный эффект).

Таким образом, современный лик Земли не задан изначально. Он возник в процессе океанизации где-то 15—25 млн. лет назад после погружения сводовой суши срединных (рифтовых) хребтов и обособления материков. Земные ландшафты, размеры, глубина и очертания морей и океанов непрерывно изменялись совместно и под значительным влиянием процессов преобразования вещества планеты в зонах внешнего ядра и астеносферы. Как бы глубоко они ни происходили и как бы медленно они ни текли, именно внутренняя активность и эволюция протовещества в конечном счете и определяют изменчивость и асимметрию в распределении суши и моря.

Направление этой изменчивости в условиях Земли вполне определено. В ближайший миллион лет океан значительно расширит свою площадь и глубину за счет значительного сокращения материковой суши и подъема уровня на 500—600 м. Направление океанизации хорошо просматривается и на показанных выше палеогеографических картах.

В свете сказанного наблюдаемая асимметрия строения поверхности Луны, Марса, Меркурия также не изначально заданная особенность, вызванная первоначальной неоднородностью аккреции протовещества. Поскольку это крупные планетные тела с мощной гравитационной организацией веществ, следовательно, и здесь в недрах планет должны были возникнуть физико-химические процессы. Как и в условиях Земли, они способствовали определенному разделению протовещества на оболочки. Однако вследствие меньшей общей массы эволюция на Луне, Марсе и Меркурии завершилась значительно раньше, чем на Земле, и по ряду причин, которые мы рассмотрим ниже, не достигла высшей стадии дифференциации на кислородно-силикатную (каменную) оболочку, гидросферу и атмосферу.

Следовательно, возраст асимметрии поверхности этих планет очень древний — на Луне и Меркурии свыше 2 млрд. лет, на Марсе, видимо, ненамного моложе.

На планетах, где внутренняя активность еще не затухала (на Земле, Венере, Юпитере, Сатурне), наблюдаемая и возможная асимметрия приобретена ими в ходе эволюции и в будущем ее дальнейшие изменения неизбежны.

Глава 4

СТРУКТУРА И ДИНАМИКА МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Изучение магнитного поля Земли дает качественно новую информацию о глубинном состоянии вещества ее недр, которая не может быть получена традиционными методами сейсмологии и изучения динамики планет. В настоящей главе мы рассмотрим основы теории геомагнитного поля и возможности ее приложения к интересующей нас проблеме строения и эволюции перисферы Земли.

ГЕНЕРАЦИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Современные воззрения на природу геомагнитного поля базируются на гипотезе Лармора, согласно которой процесс генерации геомагнитного поля аналогичен действию гидромагнитного динамо.

Рассмотрим существо этой гипотезы.

Если бы магнитное поле Земли было постоянным, например, вызвано намагниченностью земной коры или верхней мантии, то вследствие процессов размагничивания с течением времени следовало бы ожидать существенного уменьшения величины магнитного момента, а вместе с ним и напряженности геомагнитного поля. Однако изучение естественной остаточной намагниченности горных пород показало, что начиная с силура (около 400 млн. лет назад) дипольный момент не убывал, а непрерывно возрастал. Следовательно, для поддержания напряженности геомагнитного поля в недрах Земли должен действовать механизм постоянной генерации поля. Преобладание дипольного поля и его осевой характер, а также западный дрейф с исключительно большой для геологических процессов скоростью ($0,2^\circ$ или 20 км/год) свидетельствуют о связи геомагнитного поля с вращением Земли. Данные Рикитяки о периодах и величине вековых вариаций, а также расчетные глубины источников дипольной и недипольной составляющих указывают на то, что механизм генерации располагается во внешнем «жидком» ядре. Как было показано выше, отсутствие жесткой связи между твердым субъядром и нижней мантией при вращении должно приводить к «проворачиванию» твердой оболочки относительно субъядра. Это, в свою очередь, должно найти отражение в изменении продолжительности суток. Непосредственные

измерения подтвердили такое изменение в длине суток, которое имеет порядок 1 мкс за 10 лет. Прямая зависимость напряженности поля от скорости вращения Земли — доказательство взаимосвязанности этих явлений. Следовательно, внешние оболочки в настоящее время вращаются медленнее внутреннего ядра, скорость которого оценивается в 10—4 м/с. Отмеченная флуктуация годовой скорости вращения не связана с приливным трением, прогрессивно увеличивающим длительность суток на 2 с в течение каждых 10^5 лет [28], а накладывается обертонами на этот общий процесс.

Следствием физико-химических преобразований протопланетного вещества в первой реакционной зоне является фракционное разделение продуктов реакции (подъем примесного легкого кремния и дегазация гелия и водорода с опусканием тяжелого FeNiS) с образованием термогравитационной конвекции, усиленной кориолисовыми силами ($2\omega v$) вращения Земли. В результате возникает вязкое течение жидкости между двумя сферами, вращающимися вокруг общей оси. Предполагается, что вследствие малой вязкости «жидкость» внешнего ядра несжимаема, а оболочка вращается с меньшей угловой скоростью по отношению к твердому субъядру.

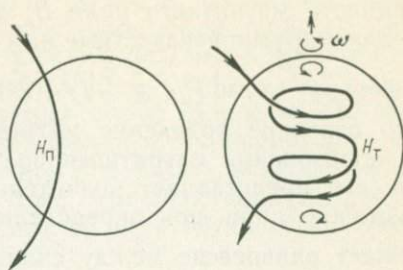
Характер течения вязкой жидкости между границами увлекающих ее сфер будет зависеть от толщины слоя $R - R_0 = \Delta R$, плотности жидкости ρ , коэффициента кинематической вязкости ν и средней линейной скорости потока v , что определяется безразмерной комбинацией Re , называемой числом Рейнольдса:

$$Re = \frac{v \Delta R}{\nu}, \quad (17)$$

где кинематическая вязкость жидкости определяется выражением $\nu = \eta/\rho$, а линейная скорость $v = \omega k$. Из гидродинамики известно, что при $Re < 2500$ образуется ламинарный поток, а при $Re > 2500$ — турбулентный. При определенных условиях ламинарное течение может образоваться и при более высоких значениях Re , однако структура такого потока не будет устойчивой.

Для жидкого ядра получены следующие приблизительные оценки параметров [28]: $\nu = 10^6$ см²/с, $R = 3,47 \cdot 10^8$ см, $\omega = 7 \times 10^{-5}$ рад/с, $R_0 = 1,210 \cdot 10^8$ см, $v = 10^{-1}$ см/с, $\rho = 10$ г/см³. Подставив эти значения в формулу (17), получим $Re = 22,16$, т. е. течение в жидком ядре устойчиво ламинарное, если только I не имеет величину значительно меньшую, чем 10^6 см²/с. Физически ламинарность течения жидкости внешнего ядра обусловлена прежде всего малой угловой скоростью проворачивания внешней сферы относительно внутреннего ядра и большой вязкостью жидкости. Эта скорость соизмерима со скоростью западного дрейфа недипольной составляющей геомагнитного поля. Однако чисто ламинарное движение жидкости приводит к осесимметричному распределению скоростей с формой движения в виде цилиндрических вихрей, оси

Рис. 11. Движение проводящей жидкости в «жидком» ядре вращающейся Земли



которых параллельны оси вращения Земли (рис. 11). Уравнение такого движения имеет вид [28]:

$$2\omega v = -\frac{1}{\rho} \nabla P + g, \quad (18)$$

где $2\omega v$ — сила Кориолиса, ∇P — градиент давления; g — сила тяжести, действующая на фракционное разделение жидкости;

$$\frac{1}{\rho} \nabla P = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial P}{\partial z} \right). \quad (19)$$

Осесимметричное движение проводящей жидкости не может создавать и поддерживать магнитное поле. Поэтому для обеспечения механизма генерации Малкус указал на прецессию оси вращения Земли как на возможный механизм несимметричной конвекции во внешнем ядре и, следовательно, движущую силу магнитного динамо [13]. Прецессия земной оси вызвана действием гравитационных полей Луны и Солнца, полный ее размах составляет большую величину — $23^\circ 27'$ и скорость $\lambda = 7,7 \cdot 10^{-12} \text{ с}^{-1}$. Это ускорение, дающее дополнительную силу инерции, называемую силой Пуанкаре, вызывает различные крутящие моменты в ядре и мантии, что и способствует возникновению несимметричной конвекции в жидком ядре. Период прецессии равен 25 800 лет. Этого оказывается достаточно для генерации магнитного поля и подтверждается сравнительным феноменологическим анализом магнетизма других планет Солнечной системы. Как показал Альвен, магнитные линии в проводящей жидкости как бы «вморожены» в эту жидкость и перемещаются вместе с ней. Но согласно закону индукции Фарадея ЭДС по любому замкнутому контуру пропорциональна скорости изменения магнитного потока, пронизывающего этот контур. Следовательно, величина индуцируемого магнитного поля будет связана со скоростью вращения оболочки относительно ядра и соответственно вязкого движения между ними. В качестве магнитного поля, необходимого для запуска гидромагнитного динамо, предполагается межпланетное магнитное поле. В соответствии с этим в уравнение движения жидкости (18) необходимо добавить электромагнитные силы — силу тока j и напря-

женность магнитного поля B , а также внешнюю силу Пуанкаре F плюс другие неизвестные нам силы:

$$\rho(2\omega v) = -\text{grad } P + \vec{g} + (\vec{j} + \vec{B}) + F. \quad (20)$$

Это основное уравнение магнитной гидродинамики характеризует образование магнитного поля Земли во внешнем ядре. Решение его представляет значительные математические трудности и возможно лишь при определенных упрощениях. В целом оно выражает равновесие между силами Кориолиса $\rho(2\omega v)$, градиентом давления ($\text{grad } P$), полем силы тяжести (g), электромагнитными силами $(\vec{j} + \vec{B})$ и внешними силами (F), поддерживающими непрерывное возбуждение магнитного поля.

В случае стационарного процесса, т. е. при отсутствии внешних источников и $v=0$, по данным Эльзассера, магнитное поле распадается в течение примерно $15 \cdot 10^3$ лет, так как уравнение (20) обращается в обычное уравнение диффузии ($\tau = \mu \sigma L^2$, для земного ядра $L = 10^6$ м, $\sigma = 3 \cdot 10^5$ (ом·м) $^{-1}$, $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ г/м, т. е. $\tau \approx 10^4$ лет. Вследствие вращения вытянутые вдоль меридиана магнитные силовые линии будут вытягиваться и накручиваться в широтном направлении. Таким образом, из полоидального поля H_p образуется тороидальное поле H_t . Полоидальное поле создает дипольную составляющую геомагнитного поля. Непрерывная накрутка тороидального поля ведет к уплотнению магнитных силовых линий и, следовательно, усилению дипольного поля. В дальнейшем поднимающийся конвекционный вихрь распадается. Распад происходит в приполярных областях ядра (см. рис. 11).

Такова в общем основа идеи гидромагнитного динамо Земли, являющегося, судя по намагниченности докембрийских пород, в среднем стационарным процессом. В зависимости от величины поля и скорости углового вращения Земли модель динамо может осуществлять колебания со случайными обращениями знака поля.

Из вышесказанного можно заключить, что механизм гидромагнитного динамо возможен в условиях Земли лишь при наличии конвекции в ядре. Следовательно, в ходе эволюции Земли был период продолжительностью $5 \cdot 10^8$ — $1 \cdot 10^9$ лет, когда первой реакционной зоны не существовало, а значит, не было и магнитного поля. Это соответствует протопланетной стадии развития Земли, имевшей место примерно 4 млрд. лет назад.

Рост толщины зоны внешнего ядра несомненно сопровождался усилением конвекции и размеров ее ячеек, что должно было увеличивать напряженность дипольного поля. В дальнейшем с увеличением массы твердого субъядра и расходом материала протопланетной оболочки толщина реакционной зоны будет уменьшаться и соответственно будут уменьшаться конвекция, а с ней и напряженность геомагнитного поля.

Идея гидромагнитного динамо находит подтверждение при исследованиях магнитных полей Меркурия, Марса, Венеры и Луны. По данным космических исследований размеры магнитоактивных

зон у Меркурия и Марса в настоящее время не превышают 200—500 км, у Юпитера в 1600 раз превосходят объем жидкого ядра Земли (для сравнения: у Земли — порядка 2000 км). Луна не имеет жидкого ядра и собственного поля [13].

Современная полярность магнитных полей Марса и Юпитера обратна полярности магнитного поля Земли и Меркурия, хотя все эти планеты имеют прямое вращение. Эти факты, и особенно последний, служат доказательством того, что знак поля не связан с направлением вращения, а обусловлен неустойчивостью самого механизма динамо.

ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Объяснение инверсий геомагнитного поля самопроизвольным обращением практически не оставляет места для экспериментальной проверки такого механизма. Поэтому дальнейшее развитие гипотезы сильно затянулось.

Заманчиво в рамках гипотезы гидромагнитного динамо попытаться найти другой механизм, объясняющий перемену знака поля, который согласовывался бы с данными палеомагнитных измерений. В этой связи мы рассмотрели модель, в которой инверсии объясняются вязким торможением вращающихся с различной угловой скоростью внутреннего ядра (ω_1) относительно оболочки ω_2 (рис. 12). При этом влиянием электромагнитного и топографического сцепления ядра и оболочки будем пренебрегать ввиду их несомненно меньшей роли по сравнению с механически-вязким сцеплением. Дело в том, что для поддержания динамо-процесса во внешнем ядре требуется по единодушным оценкам исследователей энергии около 10^{12} Дж/с. Если гидромагнитные течения в ядре возникают в результате прецессии земной оси («болтание» твердого субъядра) или вследствие гравитационной дифференциации, то вклад первой составляет 10^8 Дж/с, второй — $2 \cdot 10^{12}$ Дж/с, что в принципе достаточно для поддержания динамо-процесса. Однако наблюдаемые вариации изменения длительности суток на 0,1 мс в год соответствуют изменению кинетической энергии вращения Земли около $1,6 \cdot 10^{13}$ Дж/с. Это на порядок превосходит мощность рассмотренных источников энергии в ядре. Поэтому неравномерность вращения Земли обусловлена не изменением величины электромагнитного сцепления, а передачей энергии извне внутрь жидкого ядра.

Предположим, что выравнивание угловых скоростей ядра и оболочки ($\omega_1 = \omega_2$) с последующим обменом моментами вращения может вызвать перемену знака поля. При этом общее прямое направление вращения планеты сохраняется. В современную эпоху внутреннее субъядро вращается быстрее оболочки. Судя по западному дрейфу, эта скорость составляет один оборот за 2 тыс. лет. Если учесть большую вязкость вещества жидкого ядра и малую скорость проворачивания оболочки, то можно предположить здесь наличие огромных инерционных сил, практически исключая-

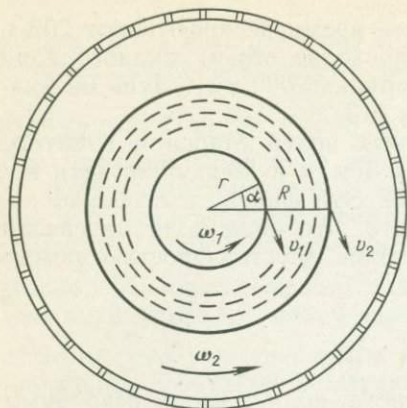


Рис. 12. Модель вращения внешних оболочек Земли относительно внутреннего ядра:

ω_1 — угловая скорость вращения внутреннего ядра, ω_2 — угловая скорость вращения оболочки, r — радиус внутреннего ядра, R — радиус внешнего ядра, v_1 — линейная скорость внутреннего ядра, v_2 — линейная скорость оболочки

Сферы станут вращаться с одинаковой угловой скоростью. В результате конвекция будет затухать, а «накрученные» витки тороидального поля (см. рис. 12) — распадаться. Это приведет к диффузии магнитного поля и, как следствие, — уменьшению дипольной составляющей. Следовательно, в момент выравнивания скоростей напряженность магнитного поля Земли резко уменьшится, а оставшаяся часть будет обусловлена величиной напряженности остаточного распадающегося поля и поля намагниченности верхних 30—60 км перисферы.

В дальнейшем при увеличении вращения оболочки относительно ядра вновь образуется конвекция, но уже с восточным дрейфом недипольной составляющей. Перестройка конвекции должна происходить очень быстро, так как отсутствует свободное течение вязкого вещества внешнего ядра. Едва наметившееся изменение направления движения сфер увлекает в том же направлении «жидкость». Математическое доказательство этого процесса весьма сложно и к тому же не решает всех проблем. Однако если удастся обнаружить восточный дрейф поля на Марсе и Юпитере, имеющих обратный по сравнению с Землей знак полярности современного поля, то предложенный механизм инверсий можно будет считать доказанным.

Имеются и прямые доказательства существования подобного механизма инверсий. Речь идет о палеомагнитных изменениях напряженности геомагнитного поля в момент инверсий, или, иными словами, о резко уменьшении интенсивности намагниченности пород в момент инверсии и постепенном возрастании ее после обращения. Смена знака происходит быстро — в интервале 10 тыс.

щих свободное течение жидкости ядра, т. е. жидкость увлекается неровными границами вращающихся сфер, образуя в условиях существенно ламинарного течения минимальное число ячеек конвекции. В данном случае их может образоваться не более двух. Отсюда дрейф геомагнитного поля отражает по существу прохождение сферической оболочки над магнитными силовыми линиями различной плотности (и конфигурации). Коль скоро происходит такое проворачивание сфер, то вследствие вязкого трения будет происходить постепенное торможение более быстро вращающейся внешней оболочки относительно внутренней, что в итоге приведет к кратковременному стационарному состоянию систе-

лет. Продолжительность существования поля одного знака различна — от нескольких миллионов и даже десятков миллионов до нескольких десятков тысяч лет. Исходя из этих данных оценим время, необходимое для выравнивания скоростей вращения субъядра и оболочки. Будем исходить из условия вязкого взаимодействия без учета магнитных сил.

Пусть тангенциальная сила на единицу площади движения сферы в вязкой жидкости определяется выражением:

$$\sigma = \eta \frac{\Delta v}{\alpha}, \quad (21)$$

где $\Delta v = v_1 - v_2$, η — вязкость внешнего ядра, α — угол. Причем v_1 , v_2 — линейные скорости оболочки и ядра, соответственно $v_1 = \omega_1 r$, а $v_2 = \omega_2 R$.

Если $v_1 > v_2$, то кинетическая энергия ядра (E) расходуется на работу (A) по преодолению сил вязкости, возникающих при вращении его в жидкой среде, причем $E = \frac{I\omega^2}{2}$, где I — момент инерции шара, равный $\frac{2}{5} m r^2$.

Работа по преодолению сил вязкости $A = FL$, где L — путь, который пройдет точка на поверхности ядра до момента, когда линейные скорости ядра и оболочки будут равны; F — сила, действующая на ядро по касательной (тангенциальная составляющая). Учитывая, что $dF = \sigma dS'$ (S' — поверхность шара), находим F :

$$F = 2 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sigma dS'. \quad (22)$$

Если $a = R - r$, $\Delta v = \omega_1 r - \omega_2 R$; $dS' = 2\pi r \cdot r \cos \varphi r \cos \varphi d\varphi$, тогда

$$\sigma = \frac{\eta}{R - r} (\omega_1 r - \omega_2 R) r \cos \varphi. \quad (23)$$

Подставляя (23) в (22), получим:

$$\begin{aligned} F &= 2 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sigma dS' = \frac{\eta}{R - r} (\omega_1 r - \omega_2 R) r^2 4\pi \int_0^{\frac{\pi}{2}} \cos^3 \varphi d\varphi = \\ &= \frac{\eta}{R - r} (\omega_1 r - \omega_2 R) \frac{8}{3} \pi r^2. \end{aligned} \quad (24)$$

В выражении $A = FL$ будет выполняться условие $\omega_1 r = \omega_2 R$. В этом случае сила вязкости трения между двумя сферами будет равна нулю. Найдем

$$L = \frac{\omega_1 r - \omega_2 R}{2} \tau, \quad (25)$$

где τ — время, в течение которого происходит выравнивание скоростей сфер. Из уравнения кинетической энергии вращения ядра

$$E = \frac{I\omega^2}{2} \text{ определим:}$$

$$\frac{I\omega^2}{2} = \frac{\eta}{R-r} (\omega_1 r - \omega_2 R) \frac{8}{3} \pi r^2 \frac{(\omega_1 r - \omega_2 R)}{2} \tau,$$

$$\tau = \frac{\frac{2}{5} \frac{mr^2}{2} \omega_1^2}{\frac{\eta}{R-r} (\omega_1 r - \omega_2 R) \frac{8}{3} \pi r^2 \frac{(\omega_1 r - \omega_2 R)}{2}}. \quad (26)$$

Подставим известные значения соответствующих величин в формулу (26): $m = 3,6 \cdot 10^{24}$ кг; $r = 1,21 \cdot 10^6$ м; $\rho = 12,5 \cdot 10^{-3}$ кг/м³; $v_1 = 1,5 \cdot 10^{-2}$ м/с; $v_2 = 10^{-2}$ м/с; $\eta = 10^5$ мс/м²; $R - r = 2,26 \cdot 10^6$ м; $\omega_1 = 1,25 \cdot 10^{-8}$ рад/с. Тогда $\tau \approx 10^{14}$ с $\approx 10^7$ лет. Таким образом, кинетическая энергия вращения гасит конвекцию в ядре за 10 млн. лет. Полученная величина расходится со средним значением τ за последние 10^7 лет на два порядка ($\tau = 10^{12}$ с). Следовательно, гашение конвекции происходит не только вязким торможением сфер, но и магнитным силовым полем, на долю которого, как следует из полученного значения, приходится меньшая часть работы (где-то около второго порядка τ). Из приведенных оценок следует, что предложенный механизм инверсий в принципе осуществим. Движение в целом неустойчиво и стабилизируется лишь на короткий период при выравнивании скоростей.

Можно отметить, что приливное трение тормозит в основном верхнюю оболочку: на ядро это торможение передается через вязкую жидкость. Поэтому при уменьшении приливного взаимодействия системы Земля—Луна больший период времени оболочка будет отставать от ядра и при этом будет преобладать поле положительных инверсий. Возможно, этим объясняется преобладание прямой полярности геомагнитного поля второй половины фанерозоя, начиная с верхней перми, что связано с прогрессирующим удалением Луны. В первой половине фанерозоя периоды преобладающих прямой и обратной полярности были примерно одинаковы.

Определим современную плотность силовых линий магнитного поля во внешнем ядре Земли исходя из его напряженности, регистрируемой на ее поверхности.

Число витков N определяется из соотношения:

$$N = \frac{H2\pi R}{I}. \quad (27)$$

Подставив в него $H = \frac{0,5}{4\pi} 10^3 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$, $I = 10^6 \text{ А}$, $R = 6,4 \cdot 10^6$ м, получим $N \approx 10^3$.

Наблюдаемый полный оборот оболочки вокруг ядра происходит в течение $2 \cdot 10^3$ лет. Следовательно, время, в течение которого было «накручено» полученное число витков, будет равно $2 \times 10^3 \text{ лет} \times 10^3 = 2 \cdot 10^6$ лет.

Таким образом, если регистрируемые скорости дрейфа сохранялись в среднем, то современное магнитное поле Земли (считая от последней инверсии) имеет «возраст» около 2 млн. лет. Как из-

вестно, начало эпохи Брюнеса датируется в 0,7 млн. лет (рис. 13), а если включить сюда эпизод Джарамильо, то 0,95 млн. лет. Исходя из средней периодичности инверсий в 1 млн. лет можно предположить, что мы находимся на пороге очередной инверсии геомагнитного поля. Этот вывод хорошо согласуется с быстрым уменьшением магнитного момента диполя, о чем говорилось выше. Если темпы его уменьшения сохранятся на уровне 0,05 % в год, то через один оборот оболочки (через 2 тыс. лет) Земля войдет в интервал переполюсовки, т. е. будет иметь очень слабый магнитный экран (около 20 % от современного). Как это отразится на человечестве? Первобытные люди пережили уже одну такую инверсию 0,7 млн. лет назад — эпоху Брюнеса. Из вышесказанного становится ясно, что минимально возможный интервал существования поля одного знака приближается к 1 млн. лет. Вязко механический эффект сцепления и торможения оболочки вследствие большой инерционности системы ядро—оболочка не может «работать» быстрее. Поэтому выделение эпох инверсий длительностью менее 0,7—1,8 млн. лет неубедительно. Это, скорее всего, локальные особенности намагниченности пород, не имеющие отношения к полю диполя. Сходная картина уже наблюдалась при выделении фаз складчатости и попытках распространения местных тектонических подвижек в общепланетарный ранг.

Если вещество внешнего ядра обладает сверхпроводимостью, то «приклеенные» к нему магнитные силовые линии должны вытаскиваться к поверхности ядра. Следовательно, средняя плотность силовых линий составляет примерно одну линию на каждые 9 км ядерного меридиана. Вероятно, такой же характерный порядок имеют поперечные размеры силовых линий. Поэтому они могут оказывать существенное влияние на распространение упругих волн. Из физики плазмы известно, что ток, циркулирующий вокруг магнитных силовых линий, сжимает их, т. е. магнитные силовые линии превращаются в своего рода упругие натянутые шнуры со сжатым внутри них веществом. Такие шнуры в направлении их простираения абсолютно несжимаемы. Поэтому они должны вести себя подобно своеобразной поляризованной жидкости. Поскольку P -волны представляют собой движение частиц среды по направлению движения, а S -волны — перпендикулярное направление движения, прохождение последних через внешнее ядро будет затруд-

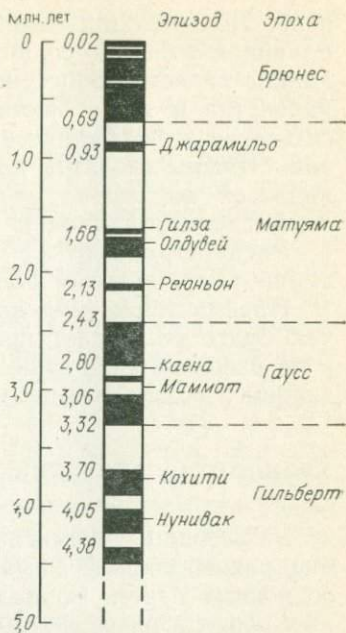


Рис. 13. Палеомагнитная геохронологическая шкала для последних 4,5 млн. лет. По Ф. Стейси

нено. Поляризация колеблющихся частиц среды будет совпадать с направлением абсолютного сжатия жгутов магнитных силовых линий, опоясывающих поверхность внешнего ядра, и вследствие равенства μ нулю значительная часть энергии S -волн будет гаситься на этой границе или полностью отражаться обратно в мантию. Иными словами, для S -волн граница внешнего ядра будет являться абсолютно отражающей (коэффициент отражения для S -волн близок единице).

Распространение же P -волн сопровождается изгибом силовых линий поля, поэтому последние для них не являются преградой.

Предлагаемая модель для объяснения феномена с S -волнами как будто разрешает противоречие между данными о ненулевом μ во внешнем ядре существованием вязкой конвекции и непрохождением S -волн через него.

ХРОНОЛОГИЯ ИНВЕРСИИ

Важнейшим достижением палеомагнетизма явилось установление разнополярной намагниченности последовательности лав и осадочных пород. Совпадение знака полярности для одновозрастных пород в разрезах континентов и океанического дна исключает предположение о широком развитии процессов самообращения вектора намагниченности. Синхронность и глобальность обращений может быть объяснена тем, что земное магнитное поле на протяжении геологической истории неоднократно изменяло свою полярность. Возможный механизм этого процесса мы только что рассмотрели.

Сопоставление по различным разрезам Северной Америки последовательности прямо и обратно намагниченных толщ с их абсолютным возрастом позволило А. Коксу и другим установить время обращений геомагнитного поля и длительность различных эпох полярности. В результате была создана палеомагнитная геохронологическая шкала для последних 4,5 млн. лет (см. рис. 13). Согласно этой шкале в течение указанного периода сменилось четыре эпохи. Первые две эпохи были названы именами крупных ученых-геофизиков Брюнеса и Матуяма, которые одними из первых определили важную роль обратного намагничивания пород, две другие эпохи — именами выдающихся физиков К. Гаусса (1777—1855 гг.) и Дж. Гильберта (1544—1603 гг.), впервые изучивших магнитное поле Земли.

Внутри этих эпох при более детальных исследованиях были обнаружены краткие обращения полярности. Так, внутри обращенной эпохи Матуяма отмечается небольшой интервал с нормальной полярностью длительностью около 10^5 лет, получивший название одного из ущелий в Танзании — Олдувей.

Внутри нормальной эпохи Гаусса также отмечено краткое обращение поля, получившее название Маммот (озеро в Калифорнии, где это обращение впервые было обнаружено).

В настоящее время имеются данные о наличии еще целого ряда обращений внутри каждой из эпох, однако достоверность некоторых из них пока нельзя считать достаточно обоснованной.

Описанная хронология обращений земного магнитного поля получила наилучшее подтверждение при сравнении последовательности прямо и обратно намагниченных слоев в колонках глубоководных осадков океана — пелагических красных глин, характеризующихся наиболее устойчивыми темпами седиментации. Оказалось, что время образования последовательности нормально и обратно намагниченных пачек слоев полностью совпадает с длительностями эпох полярности, определенными палеонтологическими и $K=Ag$ методами по лавам островов и континентов, и коррелируется с данными измерений в аналогичных осадках различных районов Мирового океана.

Обращение земного магнитного поля было обнаружено и в более древних вулканических и осадочных породах Земли. Это позволило продлить палеомагнитную геохронологию на весь фанерозой. Применение палеомагнитной геохронологии для стратиграфии ограничивается необходимостью иметь непрерывный разрез лавовых или осадочных слоев начиная с современного возраста либо палеонтологическую или изотопную датировку. В противном случае вследствие выпадения или размыва отдельных слоев возможны крупные ошибки в корреляции. Вместе с тем использование палеомагнитных данных по обращениям геомагнитного поля совместно с палеонтологическими определениями позволяет в ряде случаев более точно устанавливать границы между разновозрастными породами, так как изменение или вымирание той или иной группы организмов происходит обычно в течение большого промежутка времени, а инверсии поля — в течение 10—15 тыс. лет.

В настоящее время построено несколько палеомагнитных хронологических шкал. Все они могут быть разделены на две группы. К первой группе относятся шкалы, построенные по данным непосредственных измерений на разрезах эффузивных или осадочных пород в сочетании с палеонтологическими и изотопными определениями возраста. Сюда же относятся и измерения по кернам скважин судна «Гломар Челленджер», ударных и вибропоршневых трубок. Именно таким путем выполнена палеомагнитная хронология в Азии, Северной Америке, Западной Европе, Японии и Мировом океане в период с 1958 по 1972 г.

Эти данные хорошо сопоставимы между собой и, следовательно, отражают реальный процесс инверсий полярности геомагнитного поля в соответствующие геологические периоды.

Другая группа шкал построена по рисунку магнитных аномалий срединно-океанических рифтовых хребтов, полученных на уровне моря. Их построение основано на гипотезе Вайна-Мэтьюза о разрастании (спрединге) океанического дна вследствие внедрения базальтовых масс в рифтовой зоне с последующим раздвижением «литосферных плит» в обе стороны от нее. Согласно этой, ныне широко распространенной концепции, намагниченность пород

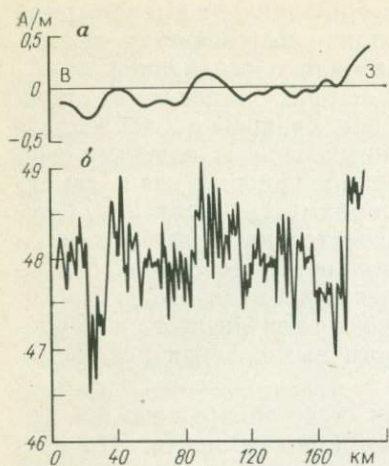


Рис. 14. Придонные и поверхностные магнитные наблюдения 34° с. ш. 127° з. д. По В. Вакье:

а — съемка на уровне моря, *б* — съемка на уровне дна

ранить это несоответствие, трансформировать поле на уровень источников, т. е. в данном случае дна. Выполнение такой трансформации или проведение придонной магнитной съемки (рис. 14) вскрывает сложное чередование положительных и отрицательных значений вектора ΔT , которое не имеет ничего общего с характером поверхностной аномалии. При построении шкалы по этому рисунку придонной аномалии мы не получим и отдаленного сходства с «контактной» структурой поля инверсий Кокса и др. Авторы же концепции спрединга склонны видеть в этом лишь мешающий магнитный шум, обусловленный топографией [20], либо предлагают выделять дополнительные кратковременные эпизоды обращения геомагнитного поля. По существу же, здесь мы видели стремление интерпретировать магнитные аномалии рифтовых хребтов только и исключительно полем ограниченного по мощности вертикального пласта с удалением в бесконечность второго полюса (положительного или отрицательного), что является грубым игнорированием в целом двухзначного характера магнитных аномалий.

Любое намагниченное тело — это диполь, если не мультиполь. И ему свойственны положительные и отрицательные аномалии, если только нижние кромки не отнесены на очень большую глубину. Это, в частности, и подтверждается придонной съемкой и трансформацией поля в нижнее полупространство, где четко проявляется роль подводных гор и рельефа дна вообще и сложный характер распределения магнитоактивных тел. Мы уже не говорим о прямых несоответствиях, указанных А. Майерхоффом и

происходит в момент внедрения в рифтовую щель горячих базальтовых даек. Таким образом, океаническая кора по обе стороны от нее должна иметь вертикально слоистое строение. Полагая, что скорость «расширения» дна колеблется в пределах 1—10 см/год, авторы и сторонники концепции «рассчитали» интервалы и «нашли», что последние сходны со шкалой А. Кокса, построенной совершенно иным методом [20].

Однако сравнение поверхностных аномалий, отражающих сглаженный интегральный эффект удаленных от уровня наблюдения совокупности рассредоточенных по площади и по разрезу источников, с приземными (контактными) аномалиями А. Кокса принципиально невозможно. Это, по существу, несравнимые поля. Чтобы как-то уст-

мы должны в лучшем случае

Г. Майерхоффом [24], когда, например, выделенная по рисунку магнитного поля 5-я аномалия «возраста 8 млн. лет» выходит в Исландии в районе современного вулканизма. Кроме того, прямые определения намагниченности в кернах базальтовых пород, по данным бурения судна «Гломар Челленджер», вскрыли чередование прямо и обратно намагниченных базальтовых слоев, расположенных в пределах одной полосовой аномалии. Например, в скв. 395 45-го рейса, пробуренной в зоне 4-й положительной магнитной аномалии на склоне Срединно-Атлантического хребта, в интервалах глубин 100—243 и 733—612 м вскрытого разреза базальты характеризуются положительной намагниченностью, а в интервале 243—573 и ниже 612 м — отрицательной.

В скв. 396, расположенной по другую сторону Срединно-Атлантического хребта, в пределах полосовой 5-й положительной аномалии в разрезе базальтов толщиной 96 м верхняя и нижняя зоны отрицательной намагниченности разделяются зоной положительной намагниченности. Приведенные данные не исключение. Они подтверждаются во всех случаях, где удастся забуриться в базальтовые слои [45]. Результаты палеомагнитного изучения 94 ориентированных образцов осадков 37-го рейса «Гломар Челленджер» (скв. 332—335) показали, что полярность стабильной части естественной остаточной намагниченности (I_n) многократно меняет свой знак по разрезу и имеет более пологое по сравнению с дипольным наклоение. Последнее предположение, однако, обусловлено не перемещением плит, а местным тектоническим наклоном блока. В скв. 332 В обнаружено неустойчивое и аномально пологое наклонение в базальтах, подстилающих осадки. При этом вертикальная составляющая вектора I_n явно мала для обеспечения наблюдаемой на поверхности океана магнитной аномалии. Это указывает на то, что мощность магнитоактивного слоя должна быть в несколько раз большей 500 м (обычно принимаемой в гипотезе тектоники плит), а сама толща представлена многими слоями лав различных эпизодов вулканизма и, следовательно, различного возраста и наклоения.

В скв. 337 в Норвежском море в брекчированном базальте, подстилающем толщу осадков (132,5 м), обнаружено 13—14 потоков. Возраст их определяется в 18—24 млн. лет и плохо увязывается с магнитными и палеомагнитными данными.

Ни на одной из пробуренных в 1976 г. в Атлантическом океане скважин магнитные свойства базальтов не отвечали линейным магнитным аномалиям в соответствии с гипотезой Вайна—Мэтьюза. Отсюда делалось предположение о более глубоком залегании магнитоактивных тел, ответственных за эти линейные знакопеременные аномалии. Таким образом, прямые определения намагниченности пород фундамента, строго говоря, не подтвердили основы концепции вертикально-слоистой модели намагниченности рифтовых хребтов. Регистрируемые же магнитные аномалии на поверхности моря, равно как и на уровне дна, отражают суммарный эф-

фект прямо и обратно намагниченных по разрезу пород и поэтому никак не могут быть интерпретированы серией горизонтально дифференцированных однородно намагниченных вертикальных пластов мощностью 500—1000 м. Эти соображения излагались нами ранее [31] и теперь находят подтверждение в работах других исследователей — В. Н. Луговенко, Т. Н. Симоненко и др.

Анализируя обширный материал по статистическим характеристикам аномального магнитного поля (АМП), В. Н. Луговенко сформулировал закон суммирования магнитных источников в магнитоэффективные тела в следующем виде: аномальное магнитное поле над поверхностью Земли есть суммарный эффект влияния магнитных масс, расположенных ниже того участка земной поверхности, который виден из точки измерения поля под телесным углом $0,59\pi$ ср. Отсюда следует, что при изменении высоты магнитной съемки размеры и свойства магнитоактивного источника, создающего данное АМП, также изменяются. Это обусловлено увеличением вертикальной мощности «зондируемого» магнитоактивного слоя с увеличением высоты прибора. С другой стороны, с увеличением глубины вследствие повышения температуры и давления намагниченных пород их вклад в суммарное поле будет уменьшаться. Однако трудно предположить образование обширных лавовых полей мощностью 1000—2000 м и протяженностью в несколько тысяч километров в течение той или иной магнитной эпохи длительностью около миллиона лет. Подобных глобальных вулканических катастроф в фанерозое не отмечено в геологической летописи Земли. Как показал В. Н. Луговенко, источники многих крупных магнитных аномалий лучше всего аппроксимируются моделью вертикального пласта. Если высота съемки соответствует горизонтальной полумощности такого тела, то его вертикальная составляющая характеризуется известным соотношением:

$$Z = 2I \operatorname{arctg} \frac{2bH}{H^2 - b^2 + x^2}, \quad (28)$$

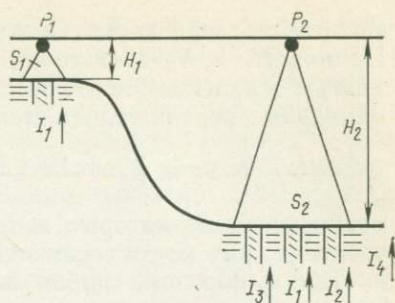
где I — намагниченность $A \cdot m^{-1}$; b — горизонтальная полумощность, м; H — глубина до верхней кромки, м; x — координата.

Для оценки влияния магнитных масс, расположенных по глубине разреза, магнитный источник можно представить в виде суммы горизонтальных цилиндров, имеющих предположительно вертикальное намагничивание:

$$Z = 2M \frac{H^2 - x^2}{(H^2 + x^2)^2}, \quad (29)$$

где M — линейный магнитный момент цилиндра. Поскольку элементарные цилиндры ($Ba = Bb$) равны по модулю, но имеют различные знаки, влияние области α компенсируется влиянием обла-

Рис. 15. Зависимость ширины (S) «магнитной освещенности» поверхности дна от телесного угла при разной глубине моря (H_1 и H_2).
 I_1-I_4 — намагниченные тела



сти β и магнитное поле в точке P создается вертикальным пластом мощностью $2H$. Над центром пласта при $H=b$ имеем:

$$Z = H \bar{I} \arctg \frac{b}{H} = \pi I, \quad (30)$$

где \bar{I} — средняя намагниченность пород всего разреза в пределах угла, под которым видна земная поверхность. Таким образом, при постоянной высоте съемки амплитуда и размеры магнитных аномалий будут определяться средней намагниченностью пород по всей толщине разреза.

Лишь с помощью операции трансформации наблюдаемых аномалий можно произвести разделение поля на локальную и региональную составляющие, а с ними и относительную глубину источников. Это свойство АМП практически исключает возможность однозначной геологической интерпретации линейных магнитных аномалий океанических областей вертикальными разновозрастными и, следовательно, однополярными пластами той или иной мощности и характеризует ее как задачу с неопределенным множеством решений. В частности, уменьшение глубины океана и соответственно высоты съемки влечет за собой увеличение мощности «зондируемого» магнитоактивного слоя, и наоборот, с увеличением глубины толщина «освещения» разреза уменьшается. Одновременно увеличиваются ширина «освещаемой» поверхности и, следовательно, интегрируемость (осреднение) в пределах площади телесного угла различных магнитных неоднородностей как на поверхности, так и на глубине (рис. 15). При этом алгебраическое суммирование аномалий и в горизонтальном, и в вертикальном направлениях может привести к существенному (если не полному) изменению картины поля за счет осреднения и перераспределения составляющих разных знаков и амплитуды. Это было доказано В. Н. Луговенко по расчетам радиуса корреляции и периодов T_0 . Оказалось, что градиент $\partial r_0 / \partial H$ в области высот ($0 < H < 5 \div 20$ км) достигает наибольших значений. Чем однороднее (в магнитном отношении) материал коры, тем протяженнее аномалии одного знака с увеличением высоты съемки. Отсюда следует, что высокий градиент в океанических областях свидетельствует о большей однородности верхней коры котловины и, наоборот, низкий градиент континентов — большей горизонтальной дифференцированности верхов

континентальной коры. То же самое нетрудно видеть и из рис. 15. Приняв H_1 и H_2 достаточно большими по сравнению с полумощностью магнитных источников \bar{I}_j , мы как бы получаем сумму элементарных вертикальных стержней:

$$Z_1 = \frac{\bar{I}_1 + \bar{I}_2}{H_1^2} S_1 \quad \text{и} \quad Z_2 = \frac{(\bar{I}_1 + \bar{I}_2 + \bar{I}_3 + \bar{I}_n)}{H_2^2} S_2, \quad (31)$$

магнитное поле которых в точке P будет представлять алгебраическую сумму из составляющих I_j каждого элемента.

Таким образом, любая шкала хронологии обращений геомагнитного поля, построенная по рисунку аномалий рифтовых хребтов по принципу Вайна и Мэттьюза, является лишь гипотезой и не может быть использована для палеомагнитной стратификации. Сравнение таких шкал между собой дает весьма проблематичное сходство.

Симметрия и линейный характер магнитных аномалий над рифтовыми хребтами отражают симметрию равномерного растяжения коры на своде остаточной возвышенности вследствие опускания дна котловин по обе его стороны. Магнитные аномалии фиксируют, по существу, зоны глубоких расколов земной коры, возникающих при этом растяжении, и полосы сильно и слабо намагниченных пород. С. Н. Максимовым, Н. Я. Куниным и Н. М. Сардонниковым [26] было показано, что режимы инверсий геомагнитного поля обнаруживают четкую низкочастотную цикличность с периодом 155 млн. лет и среднечастотную — с интервалом 39 млн. лет. Кроме того, намечаются высокочастотные инверсии порядка 1 млн. лет. При этом заметна определенная связь режима инверсий с геологическими эрами, отражающими крупные изменения в жизни биосферы Земли, — палеозою соответствует преобладание обратной полярности, мезозою — преобладание прямой полярности, кайнозой — знакопеременное поле.

Наряду с этим существовали периоды более частых инверсий и длительной стабильности поля. В целом отмечается возрастание частоты инверсий начиная с поздней перми с преобладанием в этот период положительной (нормальной) полярности. Аналогичная картина возрастания частоты инверсий наблюдается также в среднем и позднем кембрии и в интервале между средним ордовиком и средним девоном. Интересно сопоставить шкалу инверсий геомагнитного поля с циклами тектонической активизации земной коры, выделенными Г. Штилле, В. Е. Хаиным, Н. М. Страховым, В. В. Белоусовым и др., а также с эпохами трансгрессий и регрессий. Анализ показывает, что эта связь весьма проблематична. Большинство фаз так называемой тектонической активизации не находит отражения в режиме инверсий геомагнитного поля. Исключения составляют салаирская фаза на рубеже кембрия и ордовика, совпадающая с переходом знакопеременного режима к однополярной эпохе раннего ордовика, астурийская и заальская, совпадающие с эпизодами обращения поля в среднем и позднем карбоне, пфальцкая, совпадающая с границей перехода однополярно-

го режима поздней перми в знакопеременный триаса, и ларамийская — переход к знакопеременному полю кайнозоя. Таким образом, намечается некоторая корреляционная связь изменения режима геомагнитного поля с тектонической активностью лишь для пяти фаз из 21. Приведенная статистика позволяет заключить, что либо большинство из названных фаз связано с местным характером тектонических движений, либо режим геомагнитного поля не находит отражения в общепланетарных тектонических активизациях Земли. С другой стороны, трудно согласиться с предположением, что глобальная сейсмическая активность перисферы Земли, отражая какое-то повышение активности в ее недрах, не отобразилась бы на режиме магнитного поля.

Динамика перисферы — это следствие и результат именно внутренней активности планеты. Например, повышение сейсмической активности Земли приводит к возникновению дополнительных собственных колебаний сферы, а с нею и внутреннего ядра относительно вязкого внешнего ядра. Это известно из примеров Чилийского и Аляскинского землетрясений. Вероятно, такие дополнительные колебания способны изменить направление ламинарных течений в ядре и тем самым ускорить инверсию геомагнитного поля. Исследования Е. П. Велихова в области магнитной гидродинамики указывают на возможность генерации возмущений в проводящей плазме и их влияние на турбулентность несжимаемой жидкости с «приклеенными» к ней магнитными силовыми линиями.

Следовательно, можно предположить, что салаирская (ранний палеозой), астурийская и заальская (поздний палеозой), пфальцкая (начало мезозоя) и ларамийская (кайнозой) фазы отражают какие-то крупные перестройки на уровне внешнего ядра и астеносферы. К некоторым из этих рубежей (палеозой—мезозой) относятся и крупнейшие изменения климата и биосферы.

ОЦЕНКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ РЕКОНСТРУКЦИИ НЕОМОБИЛИЗМА

Оживление идей мобилизма А. Вегенера началось в начале 50-х годов прежде всего благодаря успехам палеомагнетизма. При измерении намагниченности осадочных и магматических горных пород было установлено, что в течение геологической истории земное магнитное поле неоднократно меняло знак полярности, причем интервал инверсии составлял всего 10—12 тыс. лет. Одновременно была обнаружена неустойчивость положения виртуальных (наблюденных) магнитных полюсов на поверхности Земли. В кембрии (580 млн. лет назад) они располагались в районе экватора и в дальнейшем мигрировали к современному своему положению. Но что самое удивительное, геомагнитные полюса, определенные по различным континентам для одной и той же эпохи, не формировались в дипольном поле, а группировались роями по каждому континенту, располагаясь друг от друга на многие тысячи километров.

Объяснить эти данные палеомагнетизма, по мнению большинства исследователей, можно было только с помощью допущения дрейфа огромных континентально-океанических плит. Дело в том, что современное магнитное поле Земли на первый взгляд мало отличается от поля диполя — ось магнитного поля отклонена от оси вращения на $11,5^\circ$ (рис. 16). Отсюда было сделано два предположения: 1) магнитное поле и в прошлом было полем диполя, 2) ось диполя в первом приближении можно считать совпадающей с осью вращения Земли. Принятие этих гипотез при условии постоянства радиуса Земли и отсутствии каких-либо перемещений блоков коры (кроме видимых) с момента своего образования и до сего времени оставляло только один путь объяснения дисперсии геомагнитных полюсов — перемещением континентов таким образом, чтобы для каждой эпохи образовывалось не пять, а только два полюса, что необходимо для удовлетворения гипотезы осесимметричного диполя.

В результате в литературе появились многочисленные реконструкции взаимного положения материков для различных геологических эпох. Поразительная односторонность интерпретации данных палеомагнетизма видна из высказывания одного из теоретиков мобилизма Ф. Стейси: «Если принять гипотезу осевого диполя, то различие между кривыми (траекториями дрейфа полюсов для различных континентов.— В. О.) можно объяснить только континентальным дрейфом».

Однако полностью принять оставленные в свое время идеи А. Вегенера было нельзя. «Выявление» особого типа «океанической» коры и открытие в конце 50-х — начале 60-х годов мировой системы рифтовых хребтов послужило основой для проверки вегенеровского механизма дрейфа легких сиалических глыб материков в тяжелом субстрате симы.

В 1961 г. Р. Дитц, а затем Г. Хесс предложили новый вариант мобилизма, получивший название «спрединга», т. е. расширения (точнее, разрастания) дна океана. Теперь уже материковые глыбы не блуждали в одиночестве в море магмы. Они вместе с наращиваемой кромкой океанической коры отплывали в обе стороны от рифтовой щели, откуда, по мнению авторов, происходило непрерывное пополнение базальтовой магмы. Трудно предположить, что внедряющиеся в узкую (не более 10 км шириной) рифтовую трещину дайки способны отодвинуть в обе стороны гигантские блоки материково-океанических плит. Поэтому после Ф. Вайна и Д. Мэтьюза, попытавшихся согласовать инверсии магнитного поля Земли А. Кокса со знакопеременными полосовыми аномалиями над океаническими рифтовыми хребтами и механизмом спрединга, добавилась существенная деталь, а именно — литосферные плиты, которые отодвигались от рифтов конвективными течениями в мантии [20]. При этом избыток новообразованной коры предположительно поглощался возле материковых окраин и островных дуг, подныривая под них вдоль плоскостей Бенъофа.

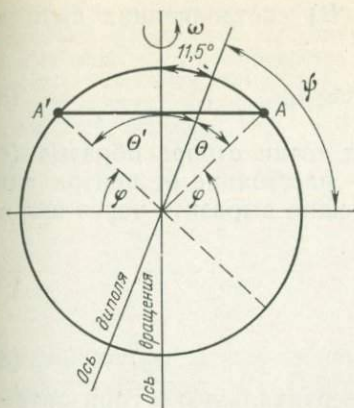


Рис. 16. Схема, иллюстрирующая отсчет полярного расстояния θ и θ' для точек земной поверхности A и A' для наблюдаемого расхождения осей вращения Земли и магнитного диполя.

φ — широта

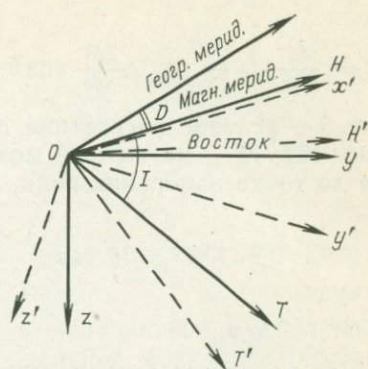


Рис. 17. Элементы земного магнетизма

Таким образом, вся тектоника и эволюция перисферы Земли сводились к умозрительным механическим построениям, в основе которых лежали одни гипотезы и удивительная тенденциозность в толковании фактического материала.

В результате сложилась цепь гипотетических умозаключений — сначала гипотеза осесимметричного диполя, потом практически полная, кроме горизонтальных смещений, инертность каменной оболочки, затем вязкие течения в мантии (имеющей, кстати, плотность стали) и, наконец, спрединг и субдукция — т. е. все то, что мы сегодня называем неомобилизмом. Не будем повторять общеизвестную критику этой гипотезы, ныне поспешно переведимой в ранг теории. Мы просто покажем, что «палеомагнитный фундамент» этой гипотезы, являющейся, как мы видели, опорой всего этого «архитектурного сооружения», так же умозрительна и далек от реальности, как и представления о существовании «океанического» типа коры [31].

В основе всех «определений» координат виртуальных палеомагнитных полюсов лежит известное соотношение:

$$\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} \varphi_m, \quad (32)$$

где I — наклонение магнитного поля (рис. 17); φ_m — палеомагнитная широта в месте измерения.

Формула (32) позволяет по углу наклона вектора магнитного поля T определить магнитную широту, на которой данная порода приобрела свою намагниченность в момент образования при условии дипольного характера магнитного поля Земли. Это следует из того, что данная формула получается из выражений для

вертикальной (Z) и горизонтальной (H) составляющих поля диполя:

$$H = \frac{M}{R^3} \sin \theta; \quad Z = \frac{2M}{R^3} \cos \theta; \quad \frac{Z}{H} = 2 \operatorname{ctg} \theta, \quad (33)$$

где θ — угловое расстояние полюса от точки отбора образца (см. рис. 16); M — магнитный момент; R — расстояние от центра диполя до точки измерения поля. Угол θ можно выразить через широту φ_m :

$$\theta = \varphi_m + \pi, \quad \operatorname{ctg} \theta = \operatorname{tg} \varphi_m, \quad (34)$$

откуда

$$Z/H = 2 \operatorname{tg} \varphi_m. \quad (35)$$

Но из элементов земного магнетизма вертикальную и горизонтальную составляющие можно выразить также через полный вектор T и наклонение I :

$$Z = T \sin I; \quad H = T \cos I; \quad Z/H = \operatorname{tg} I. \quad (36)$$

Сравнивая выражения (35) и (36), получаем формулу (32).

Вычисление географических координат виртуальных магнитных полюсов осуществляется по формулам сферической тригонометрии:

$$\begin{aligned} \sin \Phi &= \sin \varphi \sin \varphi_m + \cos \varphi \cos \varphi_m \cos D, \\ \sin (\Lambda - \lambda) &= \frac{\cos \varphi_m \cos D}{\cos \Phi}, \end{aligned} \quad (37)$$

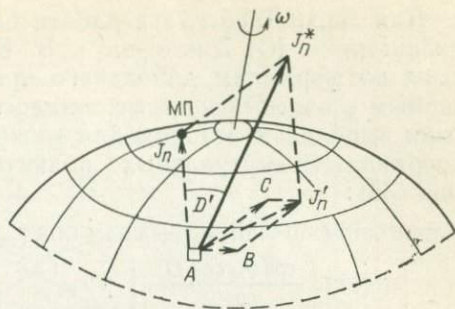
где φ и Λ , Φ и λ — соответственно географическая и магнитная широта и долгота точки наблюдения и виртуального магнитного полюса, определяемого по этой точке; D — магнитное склонение (см. рис. 17).

Однако современное магнитное поле Земли лишь в первом приближении можно аппроксимировать полем диполя. По данным Ф. Стейси, ось диполя не совпадает с осью вращения Земли на $11,5^\circ$ (см. рис. 16), а его центр смещен относительно центра Земли к северу на 300—400 км. Следовательно, даже для современной эпохи формула (32) очень приближенная.

Между тем известно, что современное геомагнитное поле представляет собой сумму нескольких полей — дипольного, недипольного и локального. Недипольное поле совпадает с конфигурацией материков, поэтому его иногда называют материковым. Интенсивность этого поля может быть соизмерима с интенсивностью на геомагнитных полюсах. Например, поле Сибирской аномалии достигает значения $47,8 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$, такая же величина наблюдается на Северном магнитном полюсе. Значения поля в локальных аномалиях могут приближаться к значениям на полюсах.

Из вышесказанного становится ясно, что вектор намагничивания горных пород никогда не будет строго ориентирован по магнитному меридиану, а будет представлять собой некоторую ре-

Рис. 18. Схема, иллюстрирующая появление эффективного вектора намагниченности I_n^* , направление которого отличается на угол D' от направления истинного магнитного меридиана I_n .
 МП — магнитный полюс



зультатирующую между полем диполя и материковой и локальной аномалиями (рис. 18). Обращаясь к реальной модели магнитного поля Земли, когда диполь не является осесимметричным (т. е. наклонен к оси вращения на $11,5^\circ$ для точек, расположенных по разную сторону от оси вращения), магнитные широты и, следовательно, координаты полюсов будут определяться по разным формулам, существенно отличающимися от формулы (32). Как видно из рис. 16, полярное расстояние θ и θ' для точек соответственно A и A' будет равно $\theta = \psi - \varphi_m$ и $\theta' = \pi - (\psi + \varphi_m)$, откуда $\operatorname{tg} I_1 = 2 \operatorname{ctg}(\psi - \varphi_m)$, $\operatorname{tg} I_2 = 2 \operatorname{ctg}[\pi - (\psi + \varphi_m)]$, или

$$\operatorname{tg} I_1 = 2 \frac{1 + \operatorname{tg} \psi \operatorname{tg} \varphi_m}{\operatorname{tg} \psi - \operatorname{tg} \varphi_m} \quad \text{и} \quad \operatorname{tg} I_2 = 2 \frac{1 - \operatorname{tg} \psi \operatorname{tg} \varphi_m}{\operatorname{tg} \psi + \operatorname{tg} \varphi_m}. \quad (38)$$

Полученные выражения позволяют определить широту φ , если известны не только I_1 и I_2 , но и угол:

$$\varphi = \operatorname{arctg} \left[\frac{0,5 \operatorname{tg} I \operatorname{tg} \psi - 1}{\operatorname{tg} \psi + 0,5 \operatorname{tg} I_1} \right], \quad (39)$$

либо

$$\varphi = \operatorname{arctg} \left[\frac{1 - 0,5 \operatorname{tg} I_2 \operatorname{tg} \psi}{0,5 \operatorname{tg} I_2 + \operatorname{tg} \psi} \right]. \quad (40)$$

Но эту задачу можно решить только для современной эпохи, для которой ψ известен. Что же касается прошлых эпох, то относительно величины ψ мы ничего не можем сказать. Вероятнее всего, она была больше, судя по растущему разбросу виртуальных полюсов в глубь фанерозоя. Кроме того, нам ничего не известно о величине отклонения векторов I_1 и I_2 от магнитного меридиана, обусловленной изменчивыми во времени полями материковых и локальных аномалий.

Легче всего можно оценить влияние недипольности поля, а с ним и влияние материковых и локальных аномалий на вычисление координат виртуальных и палеомагнитных полюсов, используя для этого современные карты нормального поля изоклин I или изодинам H и Z .

Для эпохи 1955 г. эта работа была проведена казанскими геофизиками А. Ю. Дикгофом и В. В. Гавриловым. Расчеты проведены по формулам дипольного приближения (35) и (37), применяемым в палеомагнетизме. Аналогичные измерения в том же году были выполнены автором для эпохи 1975 г. ЛОИЗМИРАН СССР. Координаты виртуальных полюсов определялись из выражения (36):

$$\Phi = \arcsin (\sin \varphi \sin \varphi_m + \cos \varphi \cos \varphi_m \cos D);$$

$$\Lambda = \left[\arcsin \left(\frac{\cos \varphi_m \cos D}{\cos \Phi} \right) \right] + \lambda, \quad (41)$$

где φ , λ — широта и долгота точек наблюдения, D — магнитное склонение в тех же точках, Φ , Λ — широта и долгота виртуального магнитного полюса, соответствующего точке наблюдения. Расстояние l между каждой парой полюсов находилось из выражения

$$l = \frac{2\pi R}{360} \arcsin [\sin \Phi_k \sin \Phi_p + \cos \Phi_k \cos \Phi_p \cos (\Lambda_k - \Lambda_p)], \quad (42)$$

где $\Phi_k \Lambda_k$ и $\Phi_p \Lambda_p$ — географические координаты магнитных полюсов, R — радиус Земли.

При этом оказалось, что магнитные полюса для разных континентов группируются в различных местах, как и по палеомагнитным измерениям (рис. 19). При этом разброс полюсов для Австралии составил более 800 км, Северной Америки — 1600 км, Африки — 2000 км, Евразии — 2200 км, Южной Америки — 2800 км. Максимальный разброс между полюсами составляет 4000 км, или 34° по долготе. Результаты получены по картам нормального поля, т. е. по картам, на которых влияние материковых и локальных аномалий, а также поля вариаций ΔT исключены.

Если бы эти же расчеты были выполнены по современным породам (магматическим и осадочным), взятым непосредственно в местах их образования, то из-за влияния упомянутых аномалий разброс оказался бы еще большим.

Теперь для удовлетворения условия дипольности геомагнитного поля мы должны были бы произвести взаимное перемещение континентов для приведения пяти осредненных и виртуальных полюсов к одному Северному полюсу. В соответствии с теорией диполя (32) географическая широта реконструированных пунктов наблюдения должна быть равна их магнитной широте, а долгота остается прежней. Учет деформации кручения производится по величине магнитного склонения D , взятой с карты нормального поля с обратным знаком (при положительном D точка отклоняется к востоку от Гринвичского меридиана, при отрицательном — к западу). Результаты приведены на рис. 20.

Наши континенты действительно «поехали». Австралия сместилась на юг на 1300 км(!), испытав при этом деформации, — ее протяженность увеличилась на 500 км. Африка передвинулась к югу на 750—3000 км и так же деформировалась (сжалась) на 1750 км.

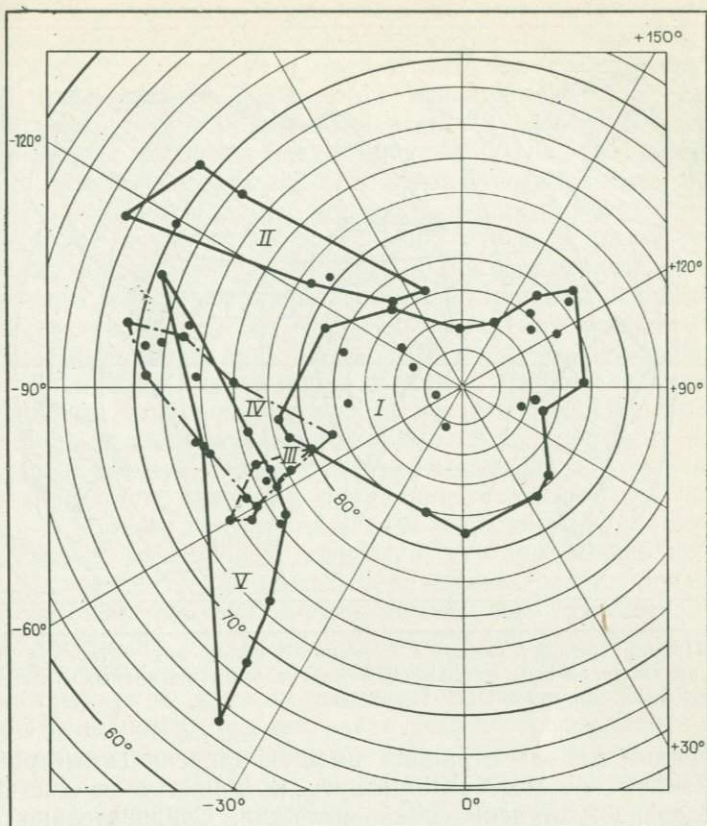


Рис. 19. Положения виртуальных магнитных полюсов, определенные по современному нормальному полю для различных континентов в предположении дипольной природы поля. По А. Ю. Дикгофу, В. В. Гаврилову:

I — Евразия, *II* — Африка, *III* — Австралия, *IV* — Северная Америка, *V* — Южная Америка

Южная Америка «поехала» на юг на 1250 км, испытав частично растяжение на 2000 км. Отдельные части Северной Америки отдрейфовали на север на расстояние от 150 до 2700 км и растянулись на 850 км против прежних своих размеров. Отдельные пункты Евразии, деформируя последнюю, сместились на север и юг на 25—300 и местами на 500—2000 км.

Приведенного материала, видимо, достаточно, чтобы поставить под сомнение методы и весь смысл палеомагнитных реконструкций в современной «глобальной тектонике плит».

Попытки же использовать для доказательства дипольности поля и совпадения его оси с осью Земли осредненных данных Φ и Λ за 2000 и 7000 тыс. лет [5], по существу, еще дальше уведут от реальности. Ведь за столь ничтожный период поле не стало дипольным. Наоборот, оно оказалось еще в большей степени, чем современное, «загрязнено» недипольной составляющей. И вообще, осе-

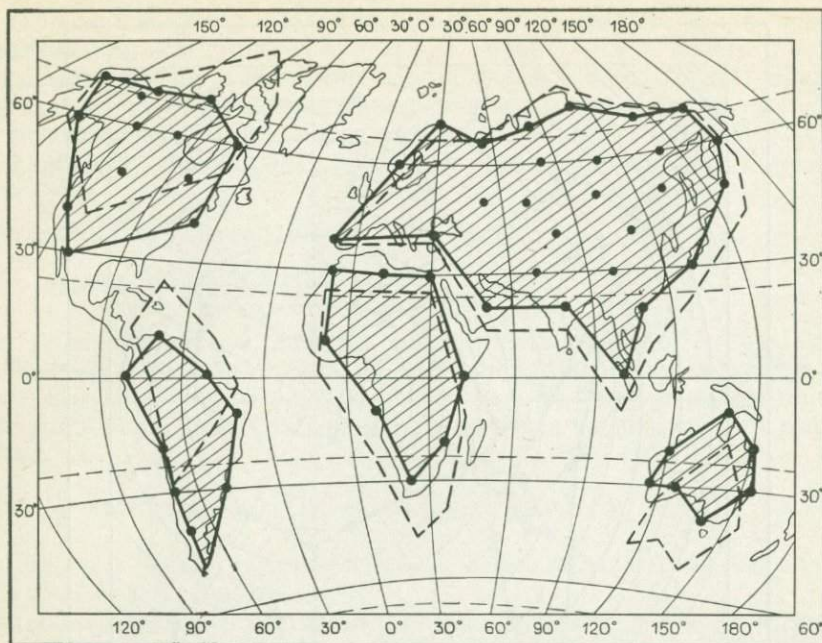


Рис. 20. Пример «реконструкции» современного положения материков (пунктиром) по предвычисленным координатам виртуальных магнитных полюсов (см. рис. 7). По А. Ю. Дикгофу, В. В. Гаврилову

симметричный диполь отражает высшую степень симметрии планеты, которой она может достигнуть (а может и не достигнуть) на определенной ступени своей эволюции. Следовательно, у нас нет оснований считать, что на раннем фанерозойском этапе развития Земля имела симметрию в главных своих полях более высокую, чем в настоящее время. Современный разбаланс осей вращения и диполя не является чем-то исключительным для Земли. Он наблюдается и на других планетах. Например, у Марса угол между осью вращения и осью диполя составляет $15\text{--}20^\circ$, у Юпитера — $15\text{--}24^\circ$, а на Меркурии диполь смещен относительно центра на 0,47 его радиуса [13].

Из вышесказанного ясно, что чем дальше мы будем уходить в прошлое Земли, тем больше и хаотичнее разброс виртуальных геомагнитных полюсов мы будем получать. Причина же этого заключается не в дрейфе материково-океанических глыб, а в существенной недипольности земного магнитного поля, росте мультипольности его в прошлые эпохи, усугубленном влиянием аномальных составляющих.

Теперь рассмотрим другой, не менее важный для данной проблемы вопрос, а именно — предположение об отсутствии каких-либо перемещений блоков коры (кроме видимых складок и наклонных пластов) с момента своего образования (и, следовательно, намагничивания) и до настоящего времени.

Выше было показано, что Земля вследствие непрерывной потери (диссипации) водорода, гелия, тепла, уплотнения протоплазменного вещества в связи с ростом металлического ядра теряет массу и уменьшается в объеме, т. е. испытывает сжатие (контракцию). В результате, как показали расчеты, только за период фанерозоя радиус планеты уменьшился на 261 км [31]. Каменная оболочка Земли (перисфера) будет пассивно следовать за сокращающимся объемом планеты. Поэтому внешним проявлением контракции будут нисходящие разноамплитудные и разновременные проседания вдоль радиуса отдельных блоков перисферы. Возникающие при этом глобальные наклоны крупных сегментов оболочки и связанные с ними гравигенные течения осадочных и метаморфических пород будут приводить к нарушению пространственной ориентации блоков пород вместе с жестко связанной с ними первоначальной геомагнитной системой координат (см. рис. 17). Следовательно, на поверхности Земли не будет ни одного абсолютного уровня отсчета палеомагнитных векторов. С момента своего образования блок, которому принадлежит взятый для определения Φ и Λ образец, претерпел в ходе нисходящей динамики перисферы столько наклонов и поворотов, что совершенно невозможно решить, относительно какого направления ориентирована в настоящее время структура. Учет видимых деформаций, как мы теперь понимаем, не решает проблемы, ибо они характеризуют только относительное, а не абсолютное смещение.

Таким образом, даже отрешась от природы поля (пусть оно было бы дипольным), мы все равно не можем установить положение первоначального магнитного меридиана, измеряя I и D для той или иной эпохи. Поэтому получаемые элементы палеомагнетизма — это не истинные значения, а какие-то «кажущиеся» I^* и D^* , которые в лучшем случае смогут характеризовать суммарную амплитуду вертикальной динамики и наклонов локальных блоков и крупных регионов каменной оболочки в геологическом прошлом, а не «истинное» положение древних геомагнитных полюсов. Прямая корреляция между вариациями палеомагнитных широт с ускорением вертикальных прогибаний перисферы на всех континентальных платформах в известные периоды фанерозоя как нельзя лучше подтверждает сказанное.

Итак, результирующий характер и существенная недипольность поля, а также вертикальная ундуляция поверхности каменной оболочки Земли в процессе контракции исключают скольконибудь удовлетворительное использование палеомагнитных «определений» координат кажущихся виртуальных полюсов для целей реконструкции горизонтальных перемещений отдельных участков земной поверхности в геологическом прошлом. Поэтому широко распространенную методологию подобных построений следует признать ошибочной. Весь же «палеомагнитный фундамент» тектоники плит можно квалифицировать как цепь умозрительных построений, не имеющих ничего общего с реальными процессами и моделями.

Остаточная намагниченность горных пород осадочного, метаморфического и магматического происхождения представляет собой вектор, направление которого является равнодействующей суммы векторов дипольного поля Земли \vec{I}_0 , поля данной материковой аномалии \vec{I}_m , поля локальной аномалии \vec{I}_l и поля вмещающих пород \vec{I}_p : $\vec{I}_n = [\vec{I}_0 + \vec{I}_m + \vec{I}_l + \vec{I}_p]$.

Следовательно, вектор \vec{I}_n в реальных средах должен отличаться от истинного направления геомагнитного поля \vec{I}_n^0 даже в момент своего образования, что и подтверждается существующим разбросом вычисленных по остывающим лавам действующих в настоящее время вулканов геомагнитных полюсов и их отклонения от современного положения геомагнитного полюса. Этот факт, с одной стороны, свидетельствует, как будто бы в пользу действительности вывода палеомагнитных измерений о миграции геомагнитных полюсов, наиболее заметных для пород возраста свыше 30 млн. лет. С другой стороны, он должен был бы насторожить исследователей относительно более отдаленных экстраполяций векторов \vec{I}_n по древним породам.

Измеряемый в современных лавах и осадочных породах (прошедших стадию диагенеза) вектор \vec{I}_n является по существу некоторой эффективной величиной. Его разность с направлением вектора \vec{I}_n^0 современного геомагнитного поля позволяет определить наклоны (уклонения) поверхности отдельных сегментов перисферы на настоящей стадии аккреции Земли: $\vec{I}_n - \vec{I}_n^0 = \Delta \vec{I}_n$, а величина $\vec{I}_n^0 / \vec{I}_n = \delta \vec{I}_n$ — меру этого уклонения.

Построение такой карты «магнитной ундуляции» позволит установить глобальный характер современных опусканий поверхности Земли и уточнить конфигурацию главных волн контракции, основные черты которых отражены в современной топографии планеты и на карте геоида.

Вся совокупность геологических и геофизических данных свидетельствует о пространственной и вертикальной нестабильности земной коры. Причем амплитуда вертикальных перемещений и их производных по другим направлениям достигает сотен и тысяч метров в относительном исчислении и сотен километров — в абсолютном. В пределах современных главных волн контракции, каковыми являются материковые и океанические области, в глобальном плане будут фиксироваться основные направления перемещений перисферы — от свода к периферии и от склонов к центру впадины и их более высокие составляющие. Так не эти ли региональные направления палеомагнитных векторов принимаются за смещение геомагнитных полюсов? В разные эпохи разные участки перисферы испытывали различные ускорения проседаний и сопровождающие их региональные наклоны обширных сегмен-

тов перисферы. Не эту ли закономерность фиксируют изменения направления палеомагнитных векторов в различные геологические эпохи?

Метод восстановления динамики локальных геологических структур по палеомагнитным реконструкциям векторов ныне успешно применяется в практике геологических изысканий. Этот метод в свете вышесказанного может быть успешно применен для более широких реконструкций динамики перисферы без перемещений материковых глыб. Современный палеомагнетизм довольно односторонне изучает богатейшую информацию, выделяя лишь воздействие геомагнитного поля эпохи образования пород. Однако горные породы несут в себе следы более сильных воздействий, а не только магнитного поля Земли. В результате опускания обширных сегментов перисферы на более низкие уровни и, как следствие этого, образования наклонов и связанных с ними течений осадочных пород, их смятия происходит нарушение пространственной ориентации пород и обширных участков поверхности Земли вместе с жестко связанной с ними системой координат. Эти явления, а не гипотетический дрейф континентов определяют кажущуюся миграцию геомагнитных полюсов. Таким образом, интерпретация палеомагнитных данных пока еще не однозначна, а их изучение нельзя считать завершенным.

Если обратить внимание на то, что большинство реконструкций выполнено по образцам вулканических и осадочных пород, взятых в складчатых областях (т. е. в зонах перисферы, характеризующихся наиболее высокими амплитудами вертикальных и других перемещений пород), то остается только удивляться, каким образом удастся получить «согласование» измерений даже в пределах одного региона. Другой до конца не решенной проблемой является вращение вектора намагниченности под действием одноосного давления. А как поведет себя этот вектор при объемном всестороннем сжатии, сочетающемся с изменением температуры нагрева пород, фактором времени и т. д.? Много неясного в оценке стабильности остаточной намагниченности и уверенного разделения ее с вторичной намагниченностью. Нередко последняя оказывается не менее стабильной, чем первичная, а если ее вектор близок к \vec{I}_n или совпадает с ним, то выделить ее вообще нельзя. Л. Е. Шолпо приводит пример несогласованности докарбонных палеомагнитных векторов по Русской и Сибирской платформам, обусловленной высокой вторичной намагниченностью, которую трудно «отчистить». Недостаточно изучены также явления магнитной анизотропии различных видов, ее изменчивость при длительных и высоких давлениях.

Резко отличаются от неомобилистских реконструкций палеоклиматические реконструкции Н. М. Страхова, согласно которым билатеральная зональность на континентах существовала на протяжении всего фанерозоя. Смещение же линии экватора к северу в девоне и карбоне вполне объяснимо сравнительно небольшим из-

менением наклона оси вращения Земли, что, возможно, регулировалось приливным взаимодействием системы Земля—Луна.

Таким образом, в современных палеорекострукциях векторов наклонения магнитного поля отсутствуют исследования, позволяющие уверенно отделять горизонтальные смещения блоков от их наклонов и возможных при этом поворотов. Последнее возможно лишь при сопоставлении материалов по обширным площадям как в пределах одного блока, так и по их совокупности. Вследствие асинхронной и разноамплитудной вертикальной ундуляции периферии с поверхностью Земли нельзя связывать жесткую систему координат и тем более отсчитывать в ней вращение палеовекторов. Именно поэтому палеорекострукции неомобилизма следует признать ненадежными и крайне дискуссионными.

СТРУКТУРА МАГНИТНОГО СЛОЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Магнитное поле материков и океанов изучено пока недостаточно. Тем не менее имеющиеся данные гидро-, аэро- и космической магнитной съемки позволяют получить представление о структуре аномального магнитного поля в пределах всех основных геологических областей Земли — как в океанических бассейнах, так и на континентальных блоках.

На рис. 21 приведена карта глобального распределения остаточных магнитных аномалий ΔT , представляющих разность между нормальным полем гауссова разложения и наблюдаемым,

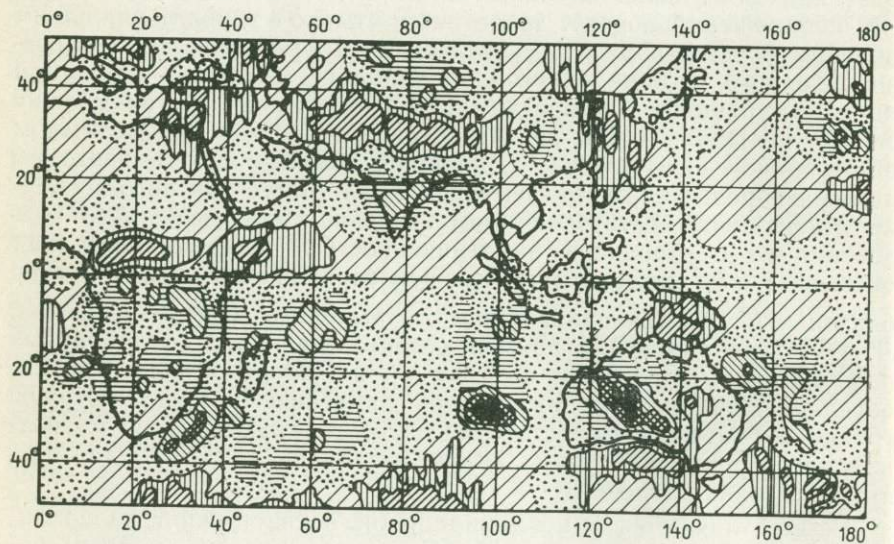
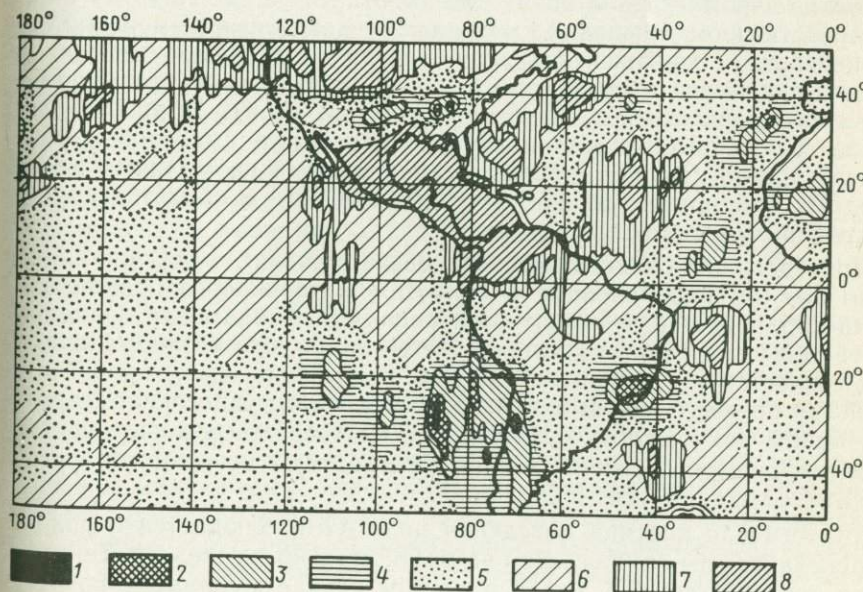


Рис. 21. Карта глобального магнитного поля, нТ: 1 — +8 и выше; 2 — +6 — +8; 3 — +4 — +6; 4 — +2 — +4; 5 — 0 — +2;

построенным по данным американских спутников OGO-2, 4, 6. Съемка охватывает полосу Земли шириной по 50° в обе стороны от экватора и выполнена с интервалом одно наблюдение на каждые 50 км, что соответствует примерно градусному осреднению. Максимальные значения аномалий при высоте съемки менее 700 км не превышали ± 12 нТ. Анализ карты показывает, что лишь область впадины Тихого океана отображается устойчивыми слаболожительными — слабоотрицательными значениями $\Delta T = \pm 2$ нТ.

В остальных районах (как континентальных, так и океанических) наблюдается мозаичное чередование положительных и отрицательных аномалий сравнительно небольших размеров. При более детальном рассмотрении можно отметить приуроченность относительно высоких положительных аномалий к областям древних докембрийских щитов, хотя имеются и исключения (например, Гавайская возвышенность и участок Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе о-ва Пасхи, экваториальная зона Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского хребтов). Однако это исключение представляется лишь кажущимся, ибо основано на существующих представлениях о резком разделении коры на океаническую и континентальную. На самом деле во всех отмеченных районах известны проявления кислого вулканизма [24, 31, 35, 36], свидетельствующие о присутствии под молодыми кайнозойскими базальтовыми покровами гранитно-метаморфического фундамента, вероятнее всего, докембрийского возраста. Далее, нельзя не отме-



распределения ΔT . По Д. Регану.

6 — 0 — +2; 7 — -2 — -4; 8 — -4 и ниже

тить парный характер аномалий, т. е. почти каждая сколько-нибудь интенсивная положительная аномалия имеет сопряженную интенсивную отрицательную аномалию. Следовательно, это не области прямого или обратного намагничивания, а, вероятно, двухполюсные магнитные массы — диполи либо блоки большей и меньшей средней намагниченности. Судя по небольшим размерам аномалий, они продуцируются телами, расположенными в пределах верхов твердой коры. Невыразительность рифтовых хребтов в аномальном магнитном поле по сравнению со структурами щитов является указанием на то, что аномалиеобразующие тела в зоне хребтов лежат на незначительной глубине и имеют небольшие размеры, выходящие за пределы градусного разрешения.

Более детальная картина распределения аномального магнитного поля проявляется при анализе материалов гидромагнитной съемки на уровне моря. Однако необходимо учитывать тот факт, что мы при этом получаем также существенно заниженные величины аномалий. Нормальный вертикальный градиент ΔT на средних магнитных широтах ($40-60^\circ$) составляет около 20 нТ, следовательно, наблюдаемые аномалии при средней глубине океана 4000 м будут уменьшены на величину порядка 80—100 нТ и более по сравнению с теми, которые могли бы регистрироваться при измерениях на уровне дна. К аналогичным выводам приводят и непосредственные измерения поля ΔT над Аравийско-Индийским и Срединно-Атлантическим хребтами, в Северной Атлантике, Баренцевом, Гренландском и Балтийском морях. В условиях суши это адекватно аэромагнитной съемке на высотах 2—3 км. Поэтому при непосредственном сравнении материалов магнитных измерений в океанических и континентальных областях необходимо учитывать уровень приземной съемки относительно магнитоактивного фундамента (включая слабомагнитный осадочный слой). В противном случае сглаженные аномалии глубоководной или высотной съемки будут резко контрастировать с интенсивными аномалиями мелководных или приземных наблюдений, особенно в областях с редуцированным осадочным чехлом.

Приведем несколько примеров. Безаномальная зона шириной около 300 км, приуроченная к областям материкового подножия, обычно объясняется немагнитными породами фундамента. Однако на сейсмических разрезах этих областей видно, что безаномальная зона соответствует глубокому погружению фундамента, представляющему предматериковый прогиб, выполненный многокилометровой толщей немагнитных осадков. Это подтверждается увеличением интенсивности аномалий ΔT по мере подъема поверхности фундамента и выхода его из-под осадков.

Аналогичная картина поведения поля ΔT наблюдается в районе Мексиканского залива, где оно безаномально на шельфе Техаса и над котловиной. И в том и в другом случае фундамент погружен на 5—6 км под уровень дна и покрыт толщей слабомагнитных осадков [30]. Не выражены, по данным О. В. Соловьева, в

магнитном поле шельфы Северной Америки и Канадской котловины.

Как уже отмечалось, недипольная высокочастотная часть аномального магнитного поля Земли определяется намагниченностью верхней части разреза перисферы. Теоретически его амплитуда обусловлена алгебраической суммой составляющих вектора намагниченности $\Sigma I = \Sigma I_n + \chi H$ всей совокупности напластований горных пород до глубины изотермы 578—760 °С, соответствующей точке Кюри для наиболее термоустойчивых ферромагнетиков (магнетита и железа соответственно). Поэтому для решения вопроса о природе тех или иных магнитных аномалий необходимо в первую очередь решить проблему разделения интерференционных аномальных магнитных полей, с тем чтобы установить относительный вклад распределенных в пространстве аномалиеобразующих тел. На сегодняшний день эта задача представляется исключительно сложной и вследствие неоднозначности может иметь множество решений.

В первом приближении по форме и амплитуде аномалий ΔT или ΔZ на разных уровнях трансформаций удастся определить размеры и глубину залегания верхних кромок магнитовозмущающих тел, а в отдельных случаях изменения намагниченности по разрезу и глубины нижних кромок. По совокупности этих данных можно оценить мощность и характер неоднородностей в строении магнитоактивной толщи перисферы. Модельные построения путем перебора комбинаций блоков различной мощности и намагниченности в лучшем случае позволяют подобрать один из множества вариантов, соответствующий данной форме аномалии ΔT или ΔZ , но не больше. Это следует из того, что любому данному виду магнитной аномалии соответствует множество комбинаций мощности и намагниченности по разрезу той или иной последовательности пород. Поэтому выход за рамки перечисленных возможностей интерпретации магнитных аномалий не имеет удовлетворительного теоретического обоснования. Частично мы уже касались этого вопроса выше при анализе методов построения палеомагнитной геохронологической шкалы. Теперь рассмотрим характер аномального магнитного поля над различными структурами океанических и континентальных областей и попытаемся проинтерпретировать их, учитывая приведенные выше ограничения.

Наибольший интерес представляет сравнение аномального поля ΔT (ΔZ) над современными тектонически активными структурами — рифтовыми хребтами, островными дугами, зонами разломов (многие из которых, судя по проявлению вулканизма, имеют связи с мантийным веществом) — и тектонически стабильными структурами, где эти связи утрачены или законсервированы в виде сохранившихся продуктов эффузивного вулканизма или интрузивного магматизма. Вначале необходимо решить принципиальный вопрос: какой вклад в аномальное поле дают намагниченные породы, залегающие на больших глубинах, вплоть до изотермы точки Кюри? С учетом нормального вертикального геотермического гра-

диента в тектонически стабильных областях океанических котловин и континентальных платформ, а также в тектонически активных областях рифтовых хребтов, островных дуг и в альпийском поясе Земли температура 650°C под континентами в среднем достигается на глубине 40 км, под океанами — где-то между 11 (130°C) и 40 км (850°C) [23]. Геотермический градиент варьирует в широких пределах, что свидетельствует о весьма разнообразном температурном режиме в подошве перисферы Земли.

Приведенные данные указывают на то, что толщина магнитоактивного слоя твердой перисферы весьма изменчива и много больше принимаемой в моделях тектоники плит величины 500—2000 м. Поскольку тектонически активные пояса Земли занимают весьма узкие зоны, шириной несколько десятков километров, при решении вопроса о вкладе глубинных частей разреза в аномальное поле $\Delta T(\Delta Z)$ следует ориентироваться на данные по районам, характеризующимся небольшими значениями теплового потока, равными $5,04 \cdot 10^{-6}$ Дж·см²·с, где изотерма Кюри лежит на заведомо больших глубинах. Так, статистический анализ большого числа наблюдений показал, что интервал изменения мощности магнитоактивного слоя достаточно велик и колеблется от 10—20 км в тектонически активных и до 40—60 км в тектонически стабильных регионах Земли.

Например, картина изменения средней магнитности пород по разрезу дна Охотского моря коррелируется с точностью до 15—20 % с границами раздела, выделенными по материалам ГСЗ.

Расчет намагниченности производится на каждом уровне трансформации по известной формуле: $I_i = \Delta T_i / 2\pi$, где ΔT_i — амплитуда поля на уровне трансформации. Значение I_i соответствует некоторой эффективной кромке магнитовозмущающего тела, находящегося на i -й глубине. Обозначением «эффективный» мы обращаем внимание на тот факт, что аномалия вызвана взаимным влиянием горизонтальной и вертикальной мощности объекта.

Рифтовые хребты

Магнитное поле рифтовых океанических хребтов имеет выраженный аномальный характер на профилях гребневой зоны и рифтовой долины. Интенсивность аномалий ΔT здесь достигает 300—800 нТ и постепенно уменьшается в сторону флангов (рис. 22).

Рифтовая аномалия на уровне съемки, совпадающем с уровнем моря, чаще всего положительна и имеет сложную интерференционную форму.

При съемках на уровне дна рифтовые аномалии либо сохраняют интерференционную форму, либо распадаются на отдельные знакопеременные аномалии шириной от нескольких сот метров до 2—4 км и переменной интенсивности от 200 до 1200 нТ. В пределах гребневой области шириной до 200 км отмечается чередование зон сильных аномалий с относительно спокойным полем (100—

200 нТ). Ширина этих аномалий даже на последнем уровне трансформации нередко превышает 10—20 км. Наличие таких нераспадающихся аномалий ΔT на уровне дна служит указанием на присутствие в гребневой зоне участков магнитоактивного слоя мощностью свыше 5—10 км, а также блоков коры слабо намагниченных и сравнительно однородных. Это подтверждается анализом полей трансформаций в верхнее полупространство. При этом наблюдаются исчезновение локальных интенсивных аномалий на высотах 1—5 км и сохранение длинноволновых аномалий на высотах более 10 км. Под гребневой зоной глубина магнитоактивного слоя местами не превышает 10 км, и по данным статистической обработки под флангами хребта мощность магнитоактивного слоя увеличивается до 20 км.

Исчезновение интенсивных коротковолновых аномалий (1—4 км) на высотах пересчета 1—5 км свидетельствует о том, что образующие их магнитоактивные тела располагаются в самых верхних этажах разреза — на глубине 2—4 км и, видимо, соответствуют молодым магматическим образованиям. Поперечные разломы, секущие рифтовые хребты (так называемые трансформные разломы), характеризуются значительным уменьшением интенсивности поля ΔT . Расчет верхних кромок по наиболее дифференцированным аномалиям на последнем (наиболее глубоком) уровне пересчета дает глубины, в среднем совпадающие с уровнем дна (табл. 9).

Приведенные данные являются доказательством довольно большой мощности магнитоактивного слоя под рифтовыми хребтами. Изотерма Кюри испытывает подъем до 10 км от уровня дна лишь в узкой гребневой зоне и погружается на их флангах на глубины свыше 20 км. Все это свидетельствует о дифференцированном строении верхов перисферы рифтовых хребтов. Об этом же свидетельствует и широкий диапазон гипоцентров землетрясений (5—33 км), на что мы указывали ранее в связи с рассмотрением вопроса о релаксационных свойствах толщи пород, подстилающей Срединно-Атлантический хребет. Наличие на таких глубинах жестких подвижек блоков свидетельствует о локализации эвтектических камер и разделении их жесткими блоками, находящимися в условиях сравнительно низкого температурного режима. Это и предопределяет относительно глубокое и сложнодифференцированное расположение подошвы изотермы Кюри, а вместе с ней и толщины магнитоактивного слоя под рифтовыми остаточными возвышенностями как в океанических, так и в континентальных областях.

Полосовой характер аномалий гребневой зоны отражает линии глубинных разломов, причем интенсивность поля ΔT вдоль них, видимо, пропорциональна возрасту магматических и интрузивных внедрений. Самым молодым из них соответствуют более интенсивные аномалии ΔT , и наоборот. Эти разломы отражают билатеральное растяжение свода крупной остаточной возвышенности (каковыми являются рифтовые хребты) вследствие погружения по

Магнитное поле под подводными горами Гренландского моря

Провинция дна	Глубина вершины, км	Магнитное поле, нТ		Намагниченность, 10^{-3} А·м $^{-1}$		Глубина верхних кромок, км	Глубина нижних кромок, км
		на уровне моря	на уровне дна	на уровне моря	на уровне дна		
Зона абиссальных холмов	2,9	200	780	480	1860	—	—
То же	3,165	200	600	480	1430	—	—
Бореальный хребет	1,45	90	—	230	—	—	—
То же	1,82	280	—	700	—	2,0	5,5
«	2,04	100	—	250	—	—	—
Западный фланг хр. Книповича	2,2	240	320	600	750	—	—
То же	2,15	600	680	1430	1625	2,9	8,8
«	2,1	320	600	750	1430	4,0	4,8
«	2,5	310	—	640	—	—	—
«	2,2	550	—	1300	—	2,6	8,0
«	2,88	200	300	480	716	3,3	—
Зона абиссальных холмов	3,1	360	400	860	955	—	6,0
То же	3,02	320	400	760	955	—	5,0
Западный фланг хр. Книповича	2,58	150	220	360	530	—	—
То же	2,56	380	460	910	1100	—	—
Северный фланг хр. Мона	2,1	370	480	900	1150	1,9	9,0
То же	2,32	360	460	860	1100	—	—
Северный фланг хр. Мона	2,4	420	—	1050	—	—	—

ре, Аденском и Калифорнийском заливах, расположенных по простиранию океанического рифта. То же самое относится и к Восточно-Африканским разломам, и к Байкальскому рифту. Интенсивность аномалий ΔT во всех случаях зависит от глубинности разломов и их связи с мантийными расплавами. Молодые рифты, не имеющие такой связи, будут характеризоваться меньшей интенсивностью аномалий ΔT , и наоборот, зрелые рифты, имеющие такую связь, будут обогащены высокомагнитным материалом вследствие подъема кайнотипных базальтовых лав, что и найдет отражение в увеличении амплитуд магнитных аномалий. Так, слабоаномальное поле Байкальского рифта свидетельствует об отсутствии связи этого разлома с мантией и о молодости самой структуры.

Нерифтовые (глыбовые) остаточные возвышенности

В отличие от структур, испытывающих в настоящее время активное растяжение на своде и относимых к рифтовым образованиям, глыбовые остаточные возвышенности океанических и континентальных областей характеризуются в целом полем аномалий ΔT значительно меньшей интенсивности, обычно не превышающей 200—300 нТ на уровне съемки. Например, на хребте Ширшова аномалия ΔT имеет довольно однородный вид, а ее амплитуда составляет 100—200 нТ, на Китовом хребте — 200—300 нТ, хребте Хуан-де-Фука — 200—500 нТ, подводном Фареро-Исландском плато — до 300 нТ и т. д. Узкие зоны интенсивных аномалий (800—100 нТ), наблюдаемые над глыбовыми возвышенностями, приурочены, как правило, к краевым зонам, где по данным сейсмопрофилирования они коррелируются с погребенными под осадками вулканическими образованиями. Например, на плато Воринг над такими структурами аномалия ΔT достигает 100 нТ. Цепочки молодых (преимущественно кайнозойских) вулканических гор фиксируются вдоль склонов многих асейсмичных глыбовых возвышенностей. Они, вероятно, отражают поздний этап опусканий дна прилегающих участков котловин и заложены вдоль обрамляющих эти возвышенности линий глубинных разломов. В отличие от рифтовых структур магнитное поле асейсмичных возвышенностей наряду с зонами малоамплитудных узких знакопеременных аномалий имеет участки слабодифференцированных полей протяженностью 20—40 км и более.

Трансформация таких полей в верхнее полупространство приводит к быстрому исчезновению высокочастотных составляющих (на высотах 5—10 км) и сохранению региональных длинноволновых аномалий на уровнях свыше 10—15 км. При пересчете вниз эти аномалии не распадаются. Такие аномалии получены под хребтом Ян-Майен. Слабодифференцированное длинноволновое поле ΔT имеют хребет Хуан-де-Фука и Маскаренский хребет. Поле ΔT над Исландским плато и Фареро-Исландским порогом имеет нерегулярный вид — мелкие неоднородности исчезают при пере-

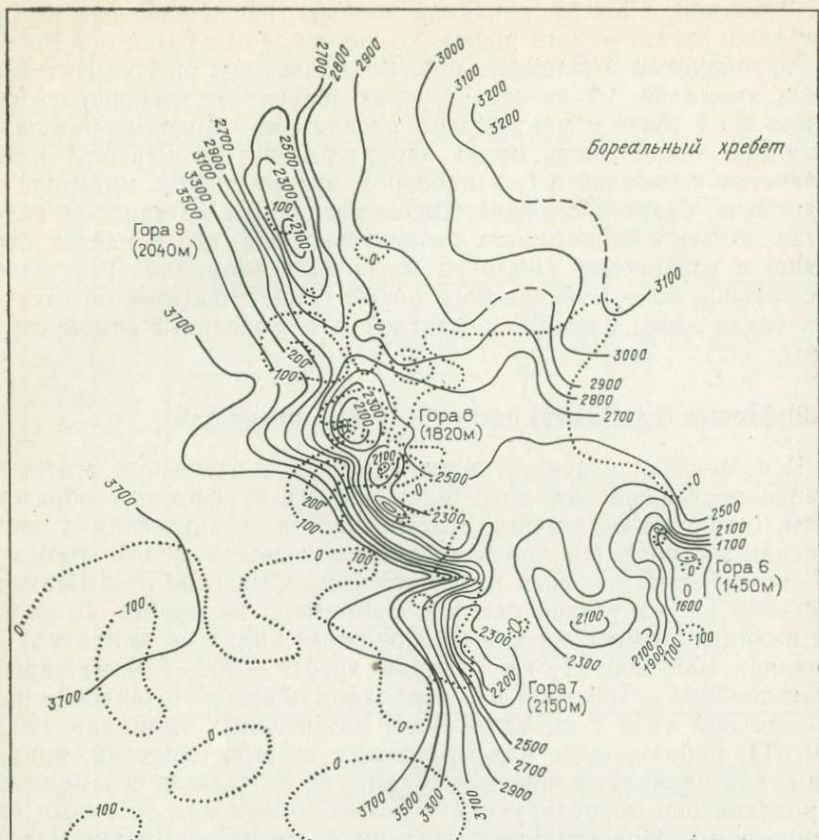


Рис. 23. Рельеф и магнитное поле (точками) Бореального хребта в Гренландском море

счете до 5—7 км, а общий региональный фон соизмеримый с размерами плато остается. Над хребтом Кергелен поле ΔT характеризуется высокой интенсивностью (свыше 500 нТ) и дифференцированностью с длинами волн от 5—10 до 50—200 км. Здесь известны проявления четвертичного вулканизма, чем, вероятно, и обусловлен интенсивный высокочастотный фон.

Хорошо видны увеличение интенсивности и высокочастотности аномалий в зонах молодого и современного магматизма хребта Колбенсей и понижения интенсивности и нерегулярный характер поля над областями Исландии, Ян-Майена и Бореального хребта, имеющих относительно спокойный тектонический режим (рис. 23).

Резюмируя сказанное по глыбовым (нерифтовым) возвышенностям, мы должны признать более спокойный и длинноволновый характер поля ΔT над ними, что заметно контрастирует с рифтовыми областями. С другой стороны, появление здесь высокоаномальных зон обычно служит указанием на проявление молодого

вулканизма и разломной тектоники. Устойчивость крупных аномалий на глубоких трансформациях указывает на значительные глубины залегания аномалиеобразующих тел, т. е. имеются основания говорить об увеличении мощности магнитоактивного слоя под асейсмичными возвышенностями до 20 км и более. Не следует ожидать унифицированности полей ΔT над всеми глыбовыми структурами. И на суше, и в океане они могут иметь различный возраст. При этом одни возвышенности длительное время были выведены на поверхность, и, следовательно, покрывающие их осадочные и кристаллические породы подвергались глубокому разрушению и денудации. Другие лишь недавно сформировались, и деструкция их еще не затронула в значительной мере (сохранился даже осадочный чехол). Первые характерны для континентальных областей, вторые — для океанических. При абразии древних возвышенностей ближе к поверхности окажутся породы нижних горизонтов коры, частично претерпевшие сильное зеленокаменное перерождение. Такие породы обладают низкой намагниченностью и будут характеризоваться малыми или отрицательными аномалиями. Примером может служить Урал, осевая часть которого характеризуется низкими или отрицательными аномалиями (до 400 нТ). Аналогичная картина слабых или отрицательных магнитных аномалий известна на Тянь-Шане, Памире, Казахском мелкосопочнике и во многих других областях древних остаточных возвышенностей с палеозойским магматизмом.

Континентальные окраины

Магнитное поле континентальных окраин имеет резко аномальный характер в районе верхней части материкового склона, затем в области подножия оно становится практически безаномальным и по мере удаления в абиссаль приобретает черты знакопеременного с амплитудами 100—200 нТ (рис. 24). Сопоставление с сейсмическими данными позволяет установить, что интенсивные положительные аномалии склона (300—500 нТ) коррелируются с топографией акустического фундамента, в котором обнаруживаются хреб-

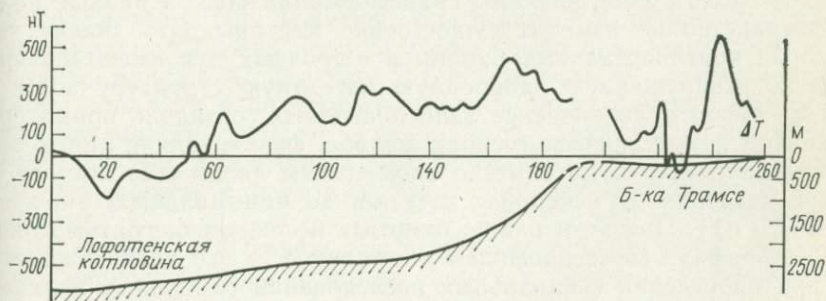


Рис. 24. Магнитное поле континентальной окраины Лопотенской котловины

ты вулканического облика, погребенные под осадками и линейно вытянутые вдоль континентальных окраин. В других случаях при отсутствии таких структур аномалии ΔT , вероятно, вызваны системами глубинных разломов, серпентинизированных или «защитых» высокомагнитными телами (интрузиями основного или ультраосновного состава). Например, такого рода аномалия ΔT с амплитудой 700 нТ фиксирует границу Чукотского аваншельфа, опустившегося на глубину более 500 м под уровнем моря. Безаномальная зона в районе материковых поднятий Атлантического и Индийского океанов соответствует глубокому погружению фундамента, кровля которого образует прогиб, выполненный толщиной немагнитных осадков мощностью 6—8 км. Эти структуры мы назвали предматериковыми прогибами. Ослабление интенсивности поля ΔT над предматериковыми прогибами отражает не уменьшение намагниченности пород фундамента, а эффект трансформации с удалением уровня съемки от кромок магнитовозмущающих тел.

На окраинах докембрийских платформ магнитное поле может принимать исключительно сложную форму, где сопоставление с данными сейсмоки ясно показывает приуроченность высоких положительных значений ΔT к линиям вертикальных разломов. Это особенно наглядно можно продемонстрировать на примере северной окраины Лабрадорского щита. Не оставляет никакого сомнения, что столь интенсивная серия лабрадорских аномалий (около 1000 нТ) обусловлена высокомагнитными телами, а не обращениями геомагнитного поля в духе интерпретации Вайна и Мэтьюза.

Особый интерес представляют тектонически активные континентальные окраины и островные дуги, имеющие в основании глубоководный желоб. Как правило, сами желоба не имеют выражения в аномальном магнитном поле. Часто их простираение не совпадает с простираением магнитных аномалий. Линии магнитных аномалий несогласно секут желоба и далее совпадают с простираением островной дуги или континента. При детальном исследовании в районе желобов обычно выделяется большое количество мелких изометрических аномалий ΔT , соответствующих, возможно, отдельным дайкам и штокам высокомагнитных пород, внедрившихся вдоль стенок желоба. Трансформация поля в нижнее полупространство не изменит существенно картины. Это значит, что желоба континентальных окраин и островных дуг имеют сравнительно ненарушенную однородную магнитную структуру коры. В то же время вулканические цепи подводных гор вдоль приматерикового и приокеанического края желоба, фиксирующие линии разломов, характеризуются резко аномальным полем ΔT , которое по мере удаления от желоба затухает до минимальных значений (40—70 нТ). При этом важно отметить несовпадение батиметрического профиля гор с профилем аномалии ΔT . Это подтверждается и при проведении специальных исследований одиночных вулканических подводных гор ложа океана. Поле ΔT подводных гор, как правило, имеет более сложную конфигурацию, нежели их топография.

Резюмируя сказанное, мы должны признать, что поле ΔT континентальных окраин с учетом трансформирующего эффекта погружения фундамента во многом сходно с полем асейсмичных глыбовых возвышенностей по интенсивности и длинам преобладающих волн. Спектральная плотность ΔT обнаруживает широкий диапазон длин волн аномалий от 200 до 33 км, а максимум приходится на значения 40—66 км. Значительная ширина аномалий свидетельствует о большой мощности магнитоактивного слоя, превышающей 20 км. Так, в сводке В. Э. Волк и др. 1973 г. приводятся материалы исследований намагниченности пород по глубине в различных окраинных морях Арктического бассейна, Балтийского моря и Курило-Камчатской зоны. Полученные данные показывают, что в Охотском море наиболее вероятная мощность магнитоактивного слоя (по определению нижних кромок намагниченных тел) составляет 20—60 км, а Курило-Камчатской островной дуге — 10—20 км, в желобе — 25—60 км, в прилегающих котловинах Тихого океана — 15—35 км, на шельфе Чукотского моря — 30—40 км, Восточно-Сибирского моря — 30—45 км, в Печорской впадине — 30—35 км, в Баренцевом море — 35—40 км. Хорошее совпадение расчетных глубин кромок магнитовозмущающих тел с сейсмическими границами в земной коре свидетельствует о достоверности выполненной интерпретации.

Глубоководные котловины

Поле ΔT океанических котловин при съемке на уровне моря, что соответствует удалению верхних кромок на 3—6 км, характеризуется знакопеременными аномалиями относительно слабой интенсивности (± 50 —100 нТ). Ширина последних составляет несколько километров. Над зонами разломов интенсивность аномалий увеличивается до 500 нТ и более. В плане аномалии имеют мозаичную структуру. Уже давно было отмечено, что структура поля ΔT котловин Северного Ледовитого океана за пределами рифтового хребта Гаккеля практически не отличается от структуры поля примыкающих шельфовых морей и континентальных областей Евразии. При высотной спутниковой съемке ($H=400$ —500 км) поля ΔT Евразии и котловин Северного Ледовитого океана также одинаковы. В целом магнитное поле на разных высотах съемки отражает в положительных аномалиях блоки повышенной намагниченности, которые хорошо коррелируются с докембрийскими щитами, в отрицательных аномалиях — блоки пониженной намагниченности в первом приближении коррелируются с платформами.

Размеры таких блоков достигают нескольких тысяч километров. Сравнение поля приземной съемки в пределах континентальных платформ с полем ΔT глубоководных котловин практически не обнаруживает в их структуре принципиальных различий. Чтобы убедиться в этом, рассмотрим более подробно структуру аномаль-

ного магнитного поля под континентальными и океаническими областями на примере Северной Атлантики и Восточно-Европейской платформ.

Гренландское море, Зюйдкапский желоб

Съемка здесь была проведена в двух районах — в центральной и западной частях котловины, прилегающей к Гренландскому подводному склону, и на фланге хребтов Мона и Книповича.

До наших работ рельеф дна был изучен на очень редких галсах, дающих лишь самое общее представление о морфологии Гренландской котловины. Согласно полученным нами данным (рис. 25), 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, начинающийся в основании материкового склона с глубины 2680 м. Глубина вреза V-образной долины 20—50 м прослеживается на расстоянии 220 км. В юго-вос-

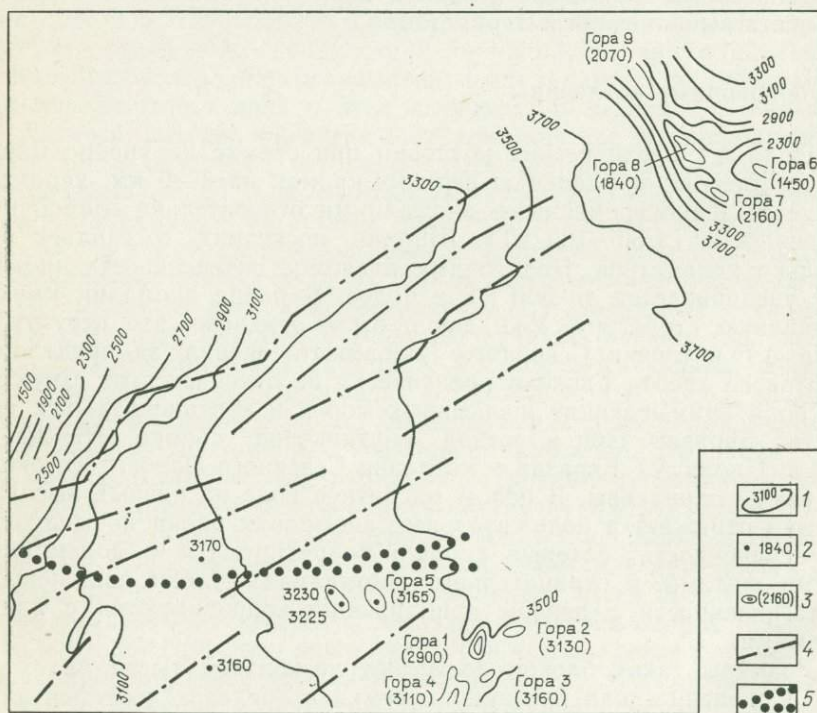


Рис. 25. Рельеф дна западной части Гренландской котловины:

1 — изобаты; 2 — отметки глубин, м; 3 — глубина над подводными горами, м; 4 — оси погребенных хребтов по магнитным данным; 5 — каньон

точной части района исследований над плоской равниной дна поднимается 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 35 км от указанного места.

На северо-востоке Гренландская котловина отделяется от Бореальной высокой (более 2000 м) куэстообразным порогом, выделенным впервые М. Тальвани в 1978 г. как Гренландская зона разломов. Детально на участке между $4^{\circ}30'$ з. д. и Гринвичем нами была изучена морфология этой структуры (см. рис. 23). Юго-западный борт ее, обращенный к Гренландской котловине, очень крутой ($30-40^{\circ}$) и имеет высоту 2000—2350 м; северо-восточный борт более пологий — он постепенно переходит во 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 и № 9—2070 м). Исследованная структура является субширотной границей двух различных уровней опускания дна и представляет собой своего рода остаточную возвышенность. По структуре и литологии слагающих ее пород можно получить представление о строении коры опустившихся по обе стороны котловин. И действительно, 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, правильнее было бы ее называть Бореальным хребтом или Бореальным подводным порогом, что исключило бы 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. Котловина испытывает наибольшее погружение близ основания хребтов (до 3700 м и более). Высота холмов 300—500 м. Они часто имеют неправильную форму и преобладающее субмеридиональное простирание, согласно с простиранием рифтовых хребтов. Массивы вытянутых на 25—30 км возвышенностей имеют ширину 6—8 км. Поднятия на 1000 м и более над дном котловин по простиранию прерываются широкими, выровненными осадками, депрессиями. Непрерывной системы хребтов не прослеживается. Здесь расположено много изометрических гор вулканического облика высотой 1000—1200 м и площадью 40—50 км². Южнее 74 -й параллели хребет Книповича представляет собой приподнятое на 3000 м и сильно расчлененное горное плато. Среди 34 обнаруженных и обследованных крупных

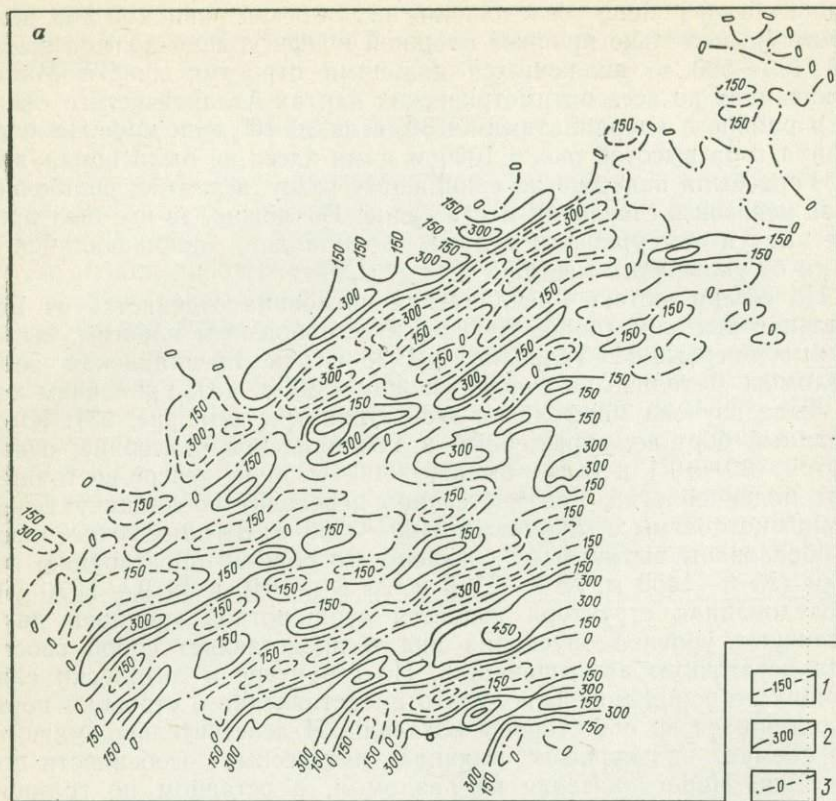
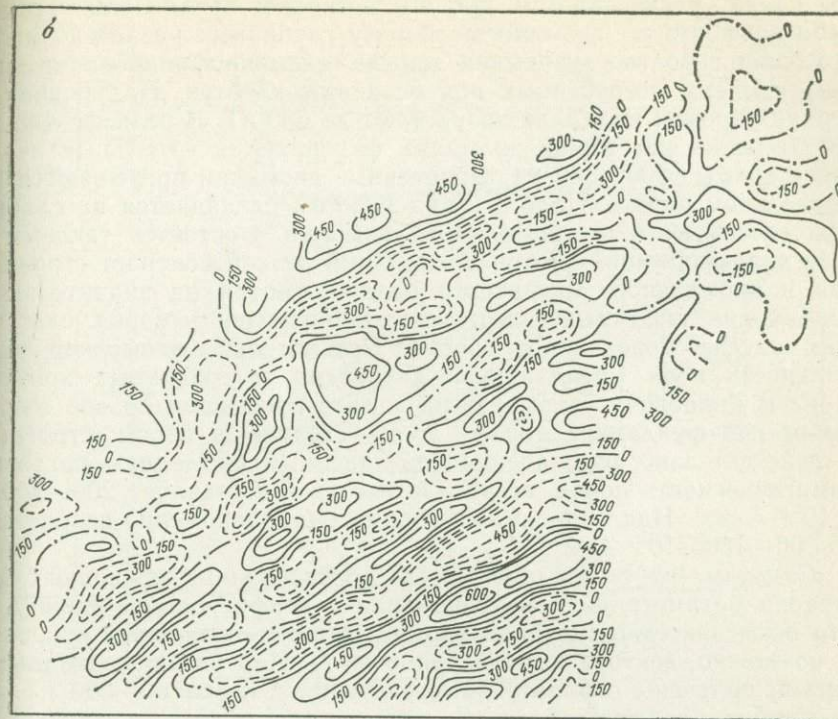


Рис. 26. Магнитное поле западной части Гренландской котловины: а — на уровне моря; б — трансформирование на уровне дна; 1 — изолинии положительных

гор выделяются массив из двух вытянутых хребтов на северо-востоке с отметками 2100 и 2500 м соответственно и горы № 15 и № 14. (2880 и 2630 м). Последняя интересна тем, что представляет собой узкий гребень с почти отвесными бортами высотой около 1000 м. Вдоль западного борта фиксируется узкий желоб с максимальной глубиной 3520 м и шириной днища не более 3,5 км.

Донные осадки котловины представлены алевроито-пелитовыми илами 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 (см. рис. 22, 26). Интенсивность поля меняется от -150 до $+450$ нТ. Изодинамы аномалий имеют преимущественное субмеридиональное простирание с юго-запада на северо-восток. Поле котловины на уровне моря практически не имеет принципиальных



части Гренландской котловины: аномалий; 2 — изолинии отрицательных аномалий; 3 — изолинии нулевых значений

различий с полем хребтов Мона и Книповича и в целом обладает весьма средней интенсивностью (абсолютные значения амплитуд не превышают 400—600 нТ). Факт сам по себе удивительный, если принимать кору океанических котловин как весьма специфичное образование, сложенное преимущественно высокомагнитными базальтовыми породами. Аналитическое продолжение поля на уровень дна дифференцирует картину, но принципиально не изменяет ничего. Поле ΔT остается среднеинтенсивным. Отмечается несоответствие в простирании аномалий восточной части Гренландской котловины с аномалиями рифтовых хребтов. Первые имеют широтное простирание, вторые — субмеридиональное, т. е. как бы наложены на поле котловин. Глубина залегания верхних кромок меняется от нуля на хребтах до 4 км в районе Гренландского подножия (см. табл. 9). Это полностью совпадает с данными сейсмоки о мощности немагнитной осадочной толщи в регионе.

Обнаруженная близ основания материкового склона Гренландии система узких положительных аномалий со значениями 300—

450 нТ на уровне дна (см. рис. 26) позволяет предположить здесь либо конформную аномалиям систему глубинных разломов, либо, что более вероятно (учитывая данные сейсмопрофилирования южнее), систему погребенных под осадками хребтов. На уровне их верхних кромок аномалии возрастают до 600 нТ. В рельефе дна по простиранию некоторых аномалий фиксируются отдельные невысокие холмы (200—300 м). Отмеченные аномалии прерываются на Бореальном пороге. Поле ΔT над порогом распадается на слабые положительные и отрицательные аномалии и остается таковым в поле трансформаций. Этот неожиданный резкий контраст строения дна и аномального магнитного поля, несмотря на значительный подъем дна, ясно свидетельствует о немагнитности пород, слагающих массив Бореального хребта. Сравнительно невысокая аномальность поля Гренландской котловины и срединных хребтов Мона и Книповича указывает на то, что просевший по обе стороны от них фундамент должен иметь сходное в целом строение. И действительно, рассчитанная по линейным аномалиям котловин намагниченность пород весьма невысока и составляет $200\text{--}300 \times 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$. Над подводными горами она закономерно возрастает до $800\text{--}1800 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$.

Отметим, что ни на одной из 34 обследованных подводных гор региона батиметрия их не совпадала с конфигурацией поля ΔT . Это объясняется геометрией аномальных тел и лавовых покровов и, возможно, вектора намагниченности I_n . Над пятью подводными горами получены отрицательные значения ΔT около -600 нТ.

Глубина залегания нижних кромок для рифтовых хребтов в среднем не превышает 7,5 км, для котловины — 8 км. Следовательно, мощность магнитоактивного слоя колеблется от 3 до 7 км, увеличиваясь на положительных структурах. Анализ данных расчета намагниченности показал, что породы хребтов Мона и Бореального в основном слабомагнитные, а на рифтовом хребте Книповича — сильномагнитные.

Магнитная съемка над Зюйдкапским желобом, образование которого ряд исследователей связывают с разломной тектоникой, показала, что поле ΔT над ним практически безаномально (рис. 27). Оно во многом сходно с полем Бореального порога. Однако известно, что фундамент желоба сложен мощной толщей метаморфических и осадочных пород формации Хекла-Хук, достигающей здесь 10—12 км и практически немагнитной. Отсюда можно сделать заключение о том, 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 10—12 км (см. рис. 23, 27). 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

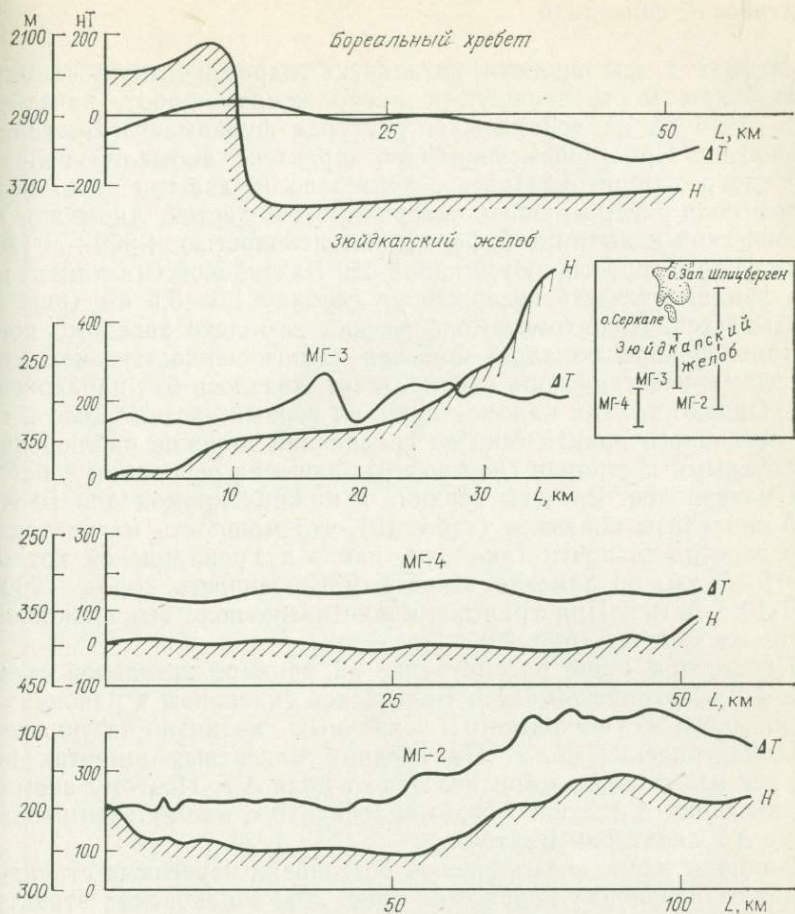


Рис. 27. Аномальное магнитное поле (ΔT) над Зюйдкапфским желобом и Бореальным хребтом.
H — поверхность дна

Зюйдкапфского желоба свидетельствует о его нетектонической природе. Он был выпахан деградировавшими с Баренцевоморского шельфа ледниками четырех последовательно сменявших друг друга оледенений северного полушария. К аналогичному выводу на основании детальных геоморфологических исследований пришел и Г. Г. Матишов [27].

Региональный профиль, отработанный нами в Лофотенской котловине по другую сторону хребта Мона (см. рис. 24), обнаруживает ту же структуру поля ΔT , что и в Гренландской котловине. Правда, в основании материкового склона Норвегии вследствие глубокого погружения фундамента и большой мощности осадков фиксируется 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. При общем линейном характере аномалий поле ΔT Балтийского моря оказалось значительно (в два-три раза) интенсивнее поля рассмотренных океанических областей. Аномалии изометрической и вытянутой формы интенсивностью $+800 \div +1300$ и даже 2170 нТ простираются вдоль оси Балтийской синеклизы, причем фундамент здесь погружен на глубину $1,5\text{—}3,5$ км (рис. 28). Оказывается, гранитометаморфический комплекс заведомо континентальной коры обладает большей намагниченностью, чем молодая «океаническая» кора океана. Факт, казалось бы, парадоксальный. Однако это так кажется 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 (табл. 10), что мощность магнитоактивного слоя здесь почти такая же, как и в Гренландской котловине — $5\text{—}7$ км, но заметно выше намагниченность пород — $2000\text{—}2700 \cdot 10^{-3}$ А·м⁻¹. При трансформации вверх поле выполаживается на тех же уровнях (рис. 29).

Продолжим наше рассмотрение на примере детальной съемки поля ΔZ в сухопутной части Балтийской синеклизы в районах Ладушкинского и Ушаковского локальных поднятий фундамента (Калининградская обл.). На средних магнитных широтах поле ΔZ , как известно, мало отличается от поля ΔT . Поэтому аномальные значения ΔZ суши можно сравнивать с аномальными значениями ΔT -акватории Балтики.

В общем плане геологической обстановки изученные структуры занимают различное положение (рис. 30). Ушаковская структура площадью 50 км² располагается в континентальной части синеклизы. Фундамент здесь лежит на глубине 2150 м; высота поднятия $125\text{—}150$ м. Примерно такой же площади Ладушкинская структура находится в более погруженной приморской части синеклизы, на берегу Вислинского залива. Фундамент залегает на глубине 2250 м; высота поднятия 125 м. Как известно, магнитные аномалии существуют при наличии двух условий: различия в физических свойствах пород (главным образом магнитной восприимчивости χ и намагниченности I) и негоризонтальности залегания границ раздела пород с различными физическими свойствами. Располагая данными о петрофизических характеристиках пород фундамента, а также материалами сейсмических исследований МОВ и КМПВ о структуре поверхности фундамента, можно оценить реализацию этих двух условий в пределах изучаемых поднятий.

При использовании известных параметров I и $h \approx 2$ км можно оценить магнитный эффект над центром локального поднятия ($X=0$). При аппроксимации последнего шаром получаем $\Delta Z =$

№ аномалий	ΔT макс уровня моря, нТ	ΔT макс уровня фунда- мента, нТ	Глубина залегания фундамен- та, км	Глубина верхней кромки, км				Глубина нижней кромки, км		Интенсивность намагничен- ности, 10^{-3} А·м $^{-1}$	
				Метод касательн. (на уровне моря)	Метод Пятниц- кого (на уров- не моря)	Метод каса- тельный. (на уров- не фундамента)	Метод Пятниц- кого (на уров- не фундамента)	на уровне моря	на уровне фундамен- та	на уровне моря	на уровне фундамента
1	850	960	0,6	3,3	3,9	3,0	3,7	5,6	8,6	2100	2300
2	440	510	1,2	4,4	5,3	3,9	4,3	12,8	12,8	1100	1200
3	440	510	"	5,6	6,1	—	—	15,3	—	1100	1200
4	940	1110	1,6	—	—	—	—	16,5	—	2300	2550
5	910	1040	1,5	4,8	5,9	4,8	5,6	13,1	12,1	2160	2600
6	640	750	"	2,6	2,6	2,2	2,2	3,8	6,7	1500	1800
7	480	670	2,0	4,4	4,6	5,3	5,9	16,0	13,0	1140	1500
8	220	410	"	4,1	4,4	4,1	4,1	10,1	14,8	540	980
9	580	650	2,0	5,2	6,1	5,9	7,4	12,3	10,8	1380	1500
10	800	1000	"	2,6	2,96	2,2	2,2	4,5	4,7	1900	2400
11	760	1060	"	2,6	3,1	2,2	2,2	4,4	5,4	1800	2500
12	420	540	"	2,2	2,6	2,2	2,6	3,8	5,3	1000	1300
13	870	1020	"	8,5	—	—	—	—	—	2100	2430
14	2200	2710	1,9	7,4	7,6	6,7	8,1	25	21,1	5400	6450
15	580	700	"	6,8	6,8	4,8	5,2	12,7	9,4	1400	1650
16	1270	1900	2,20	4,3	5,2	3,5	3,9	7,0	10,5	3000	4500
17	550	720	2,20	2,6	2,95	2,2	2,3	9,5	11,8	1300	1800
18	820	1210	2,20	3,0	3,3	3,1	3,5	7,5	8,3	2000	3000
19	590	730	2,20	—	—	5,9	6,5	—	14,0	1400	1750
20	770	980	2,6	2,8	3,2	2,6	3,0	5,6	5,8	1840	2340
21	1190	1560	"	3,9	4,3	3,7	3,7	12,2	14,4	2840	3700
22	1120	1440	"	3,0	3,5	2,6	2,6	9,0	7,0	2670	3420
23	1140	1360	"	2,7	2,7	3,5	3,4	11,6	4,1	2720	3240
24	660	760	"	2,6	2,8	2,8	2,5	6,0	5,6	1500	1800
25	1120	1600	3,0	3,6	3,9	3,7	3,7	12,6	7,5	2700	3800
26	520	690	"	3,8	4,8	4,1	4,0	18,0	10,1	1200	1650
27	1120	1440	"	2,8	3,2	3,5	3,5	11,3	7,0	700	3300
28	1320	—	3,0	5,6	6,3	—	—	20	—	3200	—
29	520	—	"	—	2,6	—	—	—	—	1200	—
30	1390	2560	3,0	3,2	3,0	6,3	8,5	13,4	10,5	3300	6000
31	1180	1770	"	4,6	4,1	7,03	8,2	12,6	11,8	2800	4200
32	880	1190	"	5,6	5,2	5,9	6,3	11,5	16,3	2200	2850
36	1680	—	3,0	4,4	3,4	—	—	9,4	—	4000	—
37	1280	—	"	—	—	—	—	—	—	3000	—
Среднее	900	1100	—	4,2	2,9	4,0	4,2	10,6	9,8	2200·10	2540·10 $^{-3}$

$= 50 \div 500$ нТ. Изменение h на 100 м дает эффект в несколько нанотесл. Следовательно, при достигнутой нами точности съемки 6—9 нТ аномалии, созданные топографическим поднятием фундамента данной амплитуды, не будут зафиксированы. Таким образом, полученное аномальное поле ΔZ в Балтийской синеклизе, в том числе и над широко распространенными здесь локальными поднятиями типа Ушаковского и Ладушкинского (к которым приурочены все известные в Прибалтике промышленные скопления нефти), будет отражать петрофизические неоднородности в теле фундамента и в меньшей степени — вертикальные контакты. По глубине залегания основной контактной поверхности осадки — фундамент (2300 м) условия магнитной съемки в Балтийской синеклизе близки к условиям наблюдений в Северной Атлантике с глубинами 2—3 км.

Аномальное магнитное поле в пределах Ушаковской структуры (см. рис. 30, а) характеризуется большой интенсивностью (375—800 нТ). Само поднятие фундамента не оказывает влияния на поле ΔZ . На Ладушкинской структуре (см. рис. 30, б) картина существенно меняется. На фоне слабоаномального поля $-25 \div +25$ нТ купольная зона поднятия практически совпадает с аномалией ΔZ , увеличивающейся здесь до 75 нТ [34]. Полное выравнивание поля при трансформации на высоту 3 км свидетельствует о том, что мощность магнитоактивной толщи (с учетом глубины погружения фундамента) может быть оценена 5—6 км.

Интенсивная Ушаковская аномалия сравнима с аномалиями над подводными горами Гренландского моря и даже превышает их (на уровне фундамента $\Delta Z > 100$ нТ). Следовательно, по петрофизическим (магнитным) характеристикам породы данного участка фундамента синеклизы сходны с базальтами океанических гор. Полное распадение аномалий на уровне 1000 м свидетельствует о существенной неоднородности пород, слагающих фундамент рассматриваемого участка Восточно-Европейской платформы. Слабомагнитные блоки чередуются с сильномагнитными.

Таким образом, приведенные данные о структуре магнитного поля различных регионов не обнаруживают принципиального различия в строении и мощности магнитоактивного слоя, а следовательно, и литологии континентальных и океанических областей.

Поступируемые в литературе различия лишь кажущиеся и обусловлены методическим подходом. Сравнению подвергаются 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 континентов и океанов, во всяком случае, на материалах магнитометрии.

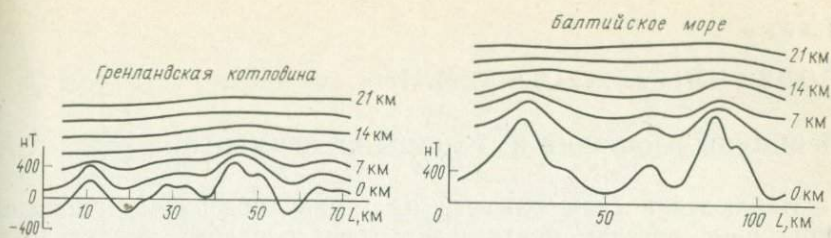


Рис. 29. Трансформированные поля ΔT Балтийского моря и Гренландской котловины

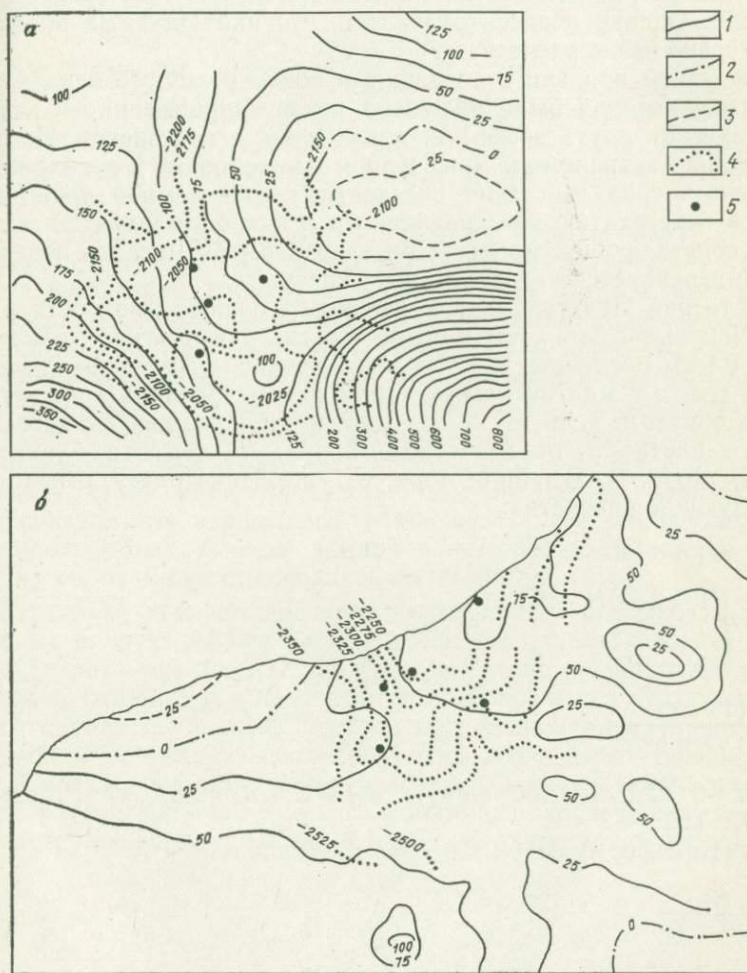


Рис. 30. Аномальные магнитные поля Ушаковской (а) и Ладужинской (б) структур:
 1 — положительные; 2 — нулевые; 3 — отрицательные; 4 — изогипсы опорного отражающего горизонта; 5 — скважины

ПОЛЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ЗЕМЛИ

ПРИНЦИПЫ ИЗОСТАЗИИ И ГРАНИЦЫ ИХ ПРИМЕНЕНИЯ

Наблюдения силы тяжести на земной поверхности показали, что горные массивы притягивают гораздо слабее, чем следовало бы, если исходить из расчетов притяжения видимыми массами. С другой стороны, впадины океанов должны создавать меньшие аномалии вследствие недостатка масс по сравнению с возвышенностями суши. Однако и здесь оказалось, что наблюдаемые аномалии значительно выше расчетных.

Эти факты привели к созданию в конце прошлого века теории изостазии, которая была изложена почти одновременно и независимо друг от друга в 1851 г. английским геодезистом Праттом и в 1855 г. астрономом Эри. Напомним основные ее положения. Согласно теории изостазии отдельные глыбы земной коры находятся в гидростатическом равновесии и как бы плавают в вязкой массе подстилающей магмы. При этом избыток масс на поверхности компенсируется недостатком их внизу.

По теории Пратта блоки коры имеют разную плотность и высоту. Чем выше блок, тем меньше его средняя плотность. Компенсация массы различных блоков коры предположительно осуществляется где-то в мантии на некотором одном уровне T (рис. 31, а). Таким образом, если σ_1 и σ_2 — плотности континентального блока, σ_3 — плотность океанического блока, H — высота блока над уровнем моря, P — глубина моря, то, согласно Пратту, имеют место следующие равенства:

$$\sigma_1(T+H) = C \text{ и} \quad (43)$$

$$\sigma_3(T-P) + 1,03P = C, \quad (44)$$

($C = \text{const}$);

откуда

$$\frac{\sigma_1(T-H)}{\sigma_3(T-P) + 1,03P} = 1. \quad (45)$$

При $H=0$ найдем постоянную $\sigma_0 T = C$; $\sigma_0 = 2,67 \text{ г/см}^3$, откуда $C = 2,67 T$.

С учетом формулы (42) и $C = 2,67 T$ найдем

$$T = \frac{H\sigma_1}{2,67 - \sigma_1}. \quad (46)$$

Если компенсация осуществляется на нулевом уровне ($T=0$), то это соответствует нулевой плотности столба, возвышающегося над уровнем моря, т. е. внешние массы гор и материков равны нулю. На языке редуций это соответствует поправке за свободный

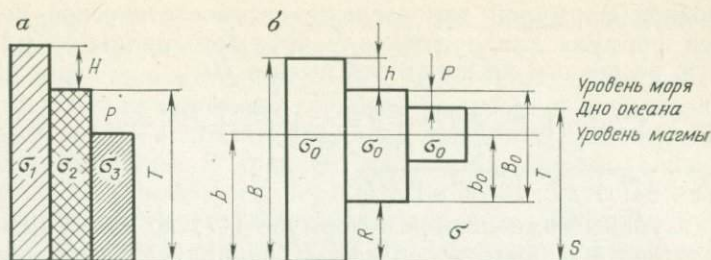


Рис. 31. Модели изостазии:
а — по Пратту; б — по Эри

воздух. Таким образом, редукция Фая соответствует изостатической компенсации на уровне моря, при этом массы, расположенные под точкой наблюдений, опускаются на уровень моря и конденсируются в бесконечно тонкий слой.

Если компенсация осуществляется на бесконечности ($T = \infty$), что имеет место при $2,67 - \sigma_1 = 0$, т. е. избыточных масс нет, то надземные массы притягивают плотностью. Это соответствует редукции Буге, где весь избыток масс отнесен за счет притяжения слоя плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$, лежащего выше уровня моря, что адекватно опусканию избыточных масс под уровень моря и «размазыванию» их на бесконечно большую глубину. Таким образом, редукции Фая и Буге по существу являются предельными изостатическими редукциями. Они показывают, что уровень компенсации T лежит где-то между нулем и бесконечностью. Американский геофизик Хейфорд показал, что вероятная глубина изостатической компенсации разноплотных блоков земной коры равна 122 км. В более поздних работах она оценивалась от 96 до 102 км.

По гипотезе Эри земная кора имеет всюду одинаковую плотность, но разную высоту блоков и как бы плавает в более тяжелом субстрате (см. рис. 31, б). Следовательно, разность плотности субстрата (магмы) σ и плотности земной коры σ_0 у Эри — величина постоянная $\sigma - \sigma_0 = \Delta\sigma$. Глубина погружения блока определяется законом Архимеда — более высокий блок имеет больший корень в магме, чем блок менее высокий. Условие равновесия запишется в виде: $\sigma_0 B = \sigma b$. Здесь B — мощность коры блока, b — глубина погружения его в магму. Отсюда нетрудно видеть, что

$$b = \frac{\sigma_0}{\sigma} B.$$

Несмотря на различные предпосылки в схемах Пратта и Эри, математически они не отличаются друг от друга, массы блоков до некоторой фиктивной границы компенсации T оказываются равны.

Основной формулой для вычисления изостатической редукции является формула для притяжения кругового цилиндра на точку, лежащую на его оси на некоторой высоте H :

$$\Delta g = \frac{1}{n} \sum \sum 2\pi f \sigma [\sqrt{r_2^2 + (H+T)^2} - \sqrt{r_2^2 + H^2}] - [\sqrt{r_1^2 + (H+T)^2} - \sqrt{r_1^2 + H^2}]. \quad (47)$$

Подбор глубины компенсации в формуле (47) по известным значениям плотности σ , высоте рельефа H и радиусов выбранных зон r_1 и r_2 осуществляется минимизацией величины Δg до нуля. Считается, что приблизительной оценкой наличия изостатической компенсации области является положительный знак аномалии Фая и отрицательный аномалии Буге. Одинаковый знак аномалии служит указанием на изостатическую некомпенсированность области.

Правомочность выделения постоянной плотности для коры в схемах изостази как будто подтверждается линейной связью между мощностью коры M и высотой рельефа H на суше: $M = M_0' + K' \cdot H$. Наличие такой корреляции указывает на заметный плотностный контраст между корой и верхней мантией (до границы M). Аналогичная связь обнаруживается и для аномалий Буге, а также только для суши: $M = M_0 + K \Delta g_B$. Свыше 95 % гравитационного эффекта в радиусе 20 км реализуется притяжением масс, расположенных в земной коре, и лишь 75 % — в радиусе 167 км. Таким образом, трудно говорить об изостатическом равновесии, когда для малых блоков практически вся аномалия Δg вызвана массами в коре, а для более чем градусных площадей сказывается кривизна поверхности Земли, и, сколько здесь приходится на изостазию, сколько на притяжение сферического слоя, сказать трудно.

Венинг-Мейнис также указал на искусственность схем Пратта и Эри, ибо в природе нет разделения коры на независимо скользящие относительно друг друга блоки. Он предложил свой вариант изостази в виде изгибающейся пластинки, края которой, будучи связанными со стабильными участками коры, не подчиняются законам гидростатики. Тем не менее перисфера, следуя сокращающемуся радиусу Земли, садится не в более плотную мантию, как это имеет место в моделях изостази Пратта и Эри, а в лучшем случае в занятое летучими и легкоплавкими пространство астеносферы. В этом смысле механизм изостази в масштабе Земли отсутствует, что и подтверждается многочисленными исследованиями, согласно которым примерно 40—50 % площади поверхности Земли является изостатически некомпенсированной [12]. Однако иногда изостатические аномалии, по мнению некоторых исследователей, предпочтительнее аномалий Фая и особенно Буге, так как они не вносят больших искажений в наблюдаемое поле искусственным перемещением и добавлением фиктивных масс, искажающих геод. Например, как следует из формулы «насыпной» (условной) редукции Буге для моря, $\Delta g_B = 0,0418(2,67 - 1,03)H = 0,0685H$, на каждую 1000 м глубины «аномалия Буге» увеличи-

вается на $68 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$. Это значительно больше величин для сухопутных измерений на тех же широтах.

Большие положительные изостатические аномалии (более $10 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$) приурочены главным образом к возвышенностям, отрицательные — к континентальным впадинам, щитам и океаническим котловинам. В среднем эта картина сходна с данными о форме геоида. Кроме того, осредненные по 5-градусным квадратам аномалии Фая и изостатические аномалии оказываются одинаковы по знаку и близки по величине. Это особенно хорошо видно при сравнении областей с большими изостатическими аномалиями. Отсюда следует, что осредненные по большим площадям аномалии Фая близки действительному распределению поля силы тяжести на поверхности Земли. В свою очередь, этот факт служит указанием на существование глубины компенсации близкой к нулевой, т. е. аномалии действительно в основном обусловлены плотностными неоднородностями в верхах перисферы и в меньшей степени в астеносфере и тем более глубже. Замечательно, что рифтовые хребты характеризуются довольно значительными (около $10 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ и более) положительными изостатическими аномалиями и аномалиями Фая, а котловины по обе стороны от них — отрицательными.

Вышеизложенное согласуется с данными изучения ундуляции геоида. На рис. 32 приведена карта превышений геоида над поверхностью эллипсоида со сжатием $\epsilon = \frac{1}{298,25}$:

Величина ундуляции составляет $+40 \div 70$ м. Максимальная амплитуда «рельефа» геоида равна 136 м. Ундуляции геоида не совпадают с распределением континентов и океанов. Зоны отрицательных значений W охватывают восточную наиболее глубоководную половину Тихого океана, Северную Америку и северо-западную часть Атлантики, а также Индийский океан и Центральную Азию. Тем не менее наиболее глубокие отрицательные значения W приходится на океанические бассейны, а положительные — на континентальные области и западную окраину Тихого океана. Это свидетельствует о том, что ундуляция геоида вызвана плотностными неоднородностями масс, лежащих за пределами возможных структурных и петрографических различий континентальной и океанической коры. Следовательно, карта геоида отражает характер разуплотнения вещества на уровне глубже 35—40 км. Отсюда мы получаем подтверждение в гравитационных данных сделанному выше выводу о том, что зонам современных опусканий соответствует наибольший недостаток масс — глубже границы M . Минимумы геоида совпадают с областями рифтовых хребтов и с прилегающими к ним котловинами, а также щитами континентов. Районам океана, характеризующимся максимумами высот геоида, соответствуют наиболее глубокие положительные региональные аномалии силы тяжести в свободном воздухе (аномалия Фая). Районам минимумов высот геоида соответствуют наиболее глубокие отрицательные региональные аномалии Фая. Однако имеются и исключе-

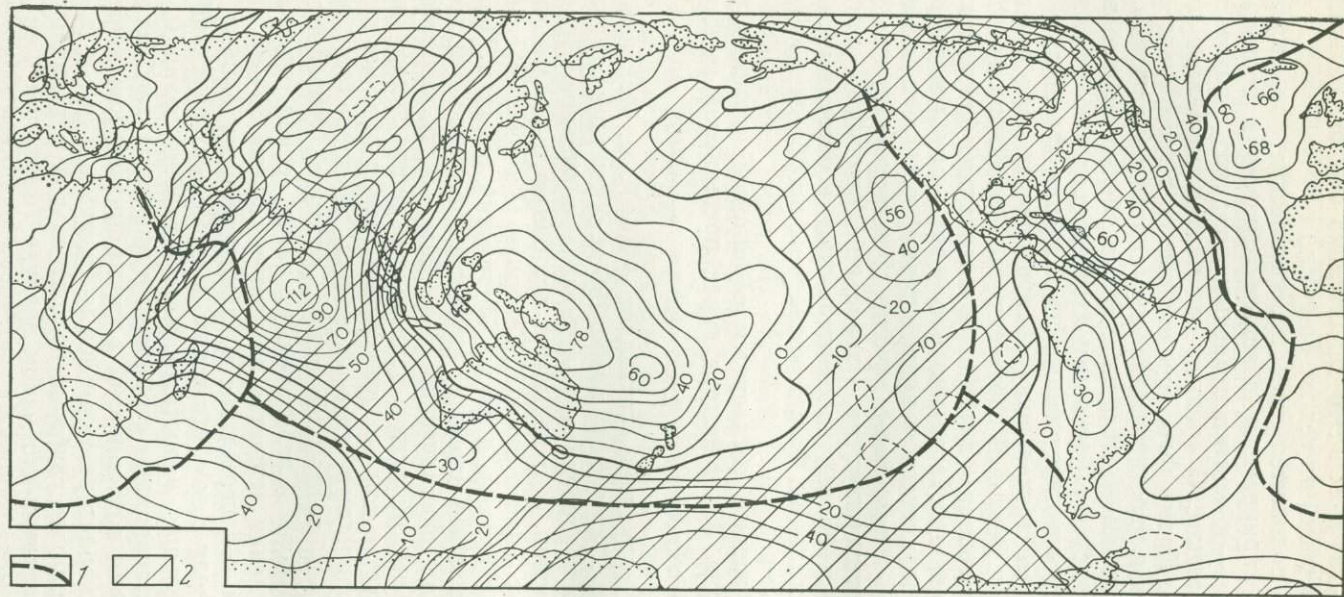


Рис. 32. Карта геоида. По В. Каулу:

1 — оси рифтовых хребтов; 2 — отрицательные превышения геоида

ния. Таким образом, ундуляции геоида дают заметный вклад в аномальное гравитационное поле как континентов, так и океанов; этот вклад достигает в среднем величины $\pm 50 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$.

По данным американской спутниковой съемки SE-III и судовым наблюдениям (рис. 33) минимумы Δg преимущественно приурочены к докембрийским платформам и глубоководным котловинам. Однако в целом однозначная интерпретация невозможна. Поле весьма мозаично и отражает плотностную гетерогенность верхов твердой перисферы.

Статистический анализ данных гравиметрических измерений как на суше, так и на море показывает, что аномалия Фая коррелирует с рельефом поверхности Земли или с погребенным под тонким слоем рыхлых осадков рельефом кристаллического фундамента (базальтового — в океанах). Поэтому в большинстве случаев по наблюдаемым локальным или региональным аномалиям в свободном воздухе практически невозможно судить о плотностных соотношениях перисферы без предварительного учета влияния топографии. Осреднение по $1 \times 1^\circ$ или $5 \times 5^\circ$ квадратам позволяет исключить сравнительно мелкие неровности и ошибки измерений, а также влияние коротковолнового рельефа. Это, в свою очередь, позволяет оценить аномальный эффект регионального порядка для сравнительно большого интервала глубин вплоть до астеносферного слоя. Выше было показано, что осредненные по крупным площадям аномалии Фая приближаются к высотным спутниковым и изостатическим аномалиям, что в первом приближении указывает на преимущественно коровое происхождение основной части аномального поля Δg . Следовательно, для получения представлений о плотностном состоянии крупных регионов на большей глубине мы должны пользоваться осредненными значениями поля в редукции Фая.

Сопоставление данных сейсмоки о положении границы M с аномалиями в редукции Буге вскрывает еще одну закономерность. Существует и прямая, точнее, линейная зависимость между глубиной границы M и величиной Δg . Однако эта зависимость реализуется лишь в так называемых изостатически скомпенсированных областях, т. е. в областях, где выступы рельефа земной поверхности компенсируются соответствующими утолщениями коры снизу. Из этого правила исключаются океанические области, где за подошву коры берутся сейсмические границы 7,4—7,8—8,1 км/с, которые на самом деле являются лишь промежуточными коровыми границами [31, 32]. Аномалии Буге на суше конформны поведению границы M . Осредненные по $3 \times 3^\circ$ квадратам аномалии Буге увеличиваются линейно с уменьшением средней высоты рельефа приблизительно на $95 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ на 1 км высоты суши. По Н. П. Грушинскому, зависимости аномалий Буге и высоты рельефа суши от глубины залегания границы M подчиняются следующему линейному закону: $M = M_0 + K \Delta g_B$; $M = M_0' + KH$, где H — средняя высота рельефа, Δg_B — среднее значение аномалии Буге, M —

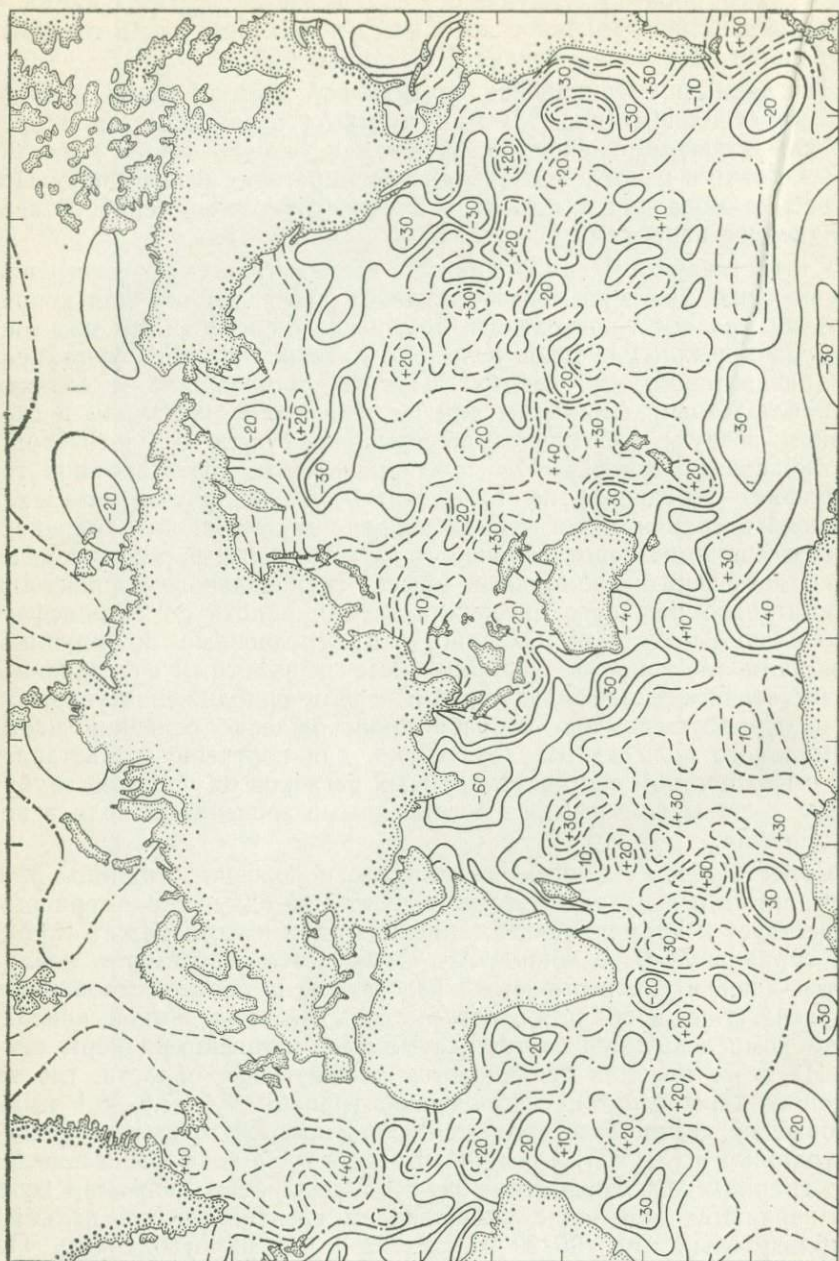


Рис. 33. Карта аномального поля сили тяжести в редуції Фая. По Б. Маршу і Дж. Маршу [46].
Ізолінії проведені через 10^{-4} м/с^2

мощность коры, K и M_0 — коэффициенты, подлежащие определению. Например, для всей Земли $M_0' = 35,0$; $K' = 0,073$; $M_0 = 35,6$; $K = 5,05$. Только для суши $M_0 = 37,5$; $K = 0,059$; $M' = 37,7$; $K' = 1,84$. Только для морей $M_0 = 30,8$; $K = 0,062$; $M_0' = 28,1$; $K' = 3,35$. Из этого следует главный вывод, что гравитационный эффект масс, распределенных в земной коре до границы M , значительно превышает эффект масс, распределенных глубже этой границы. Поэтому аномалии Буге в основном характеризуют (в региональном плане) совместное влияние мощности коры и особенности изменения плотности пород в ее пределах. Аномалия Фая менее чувствительна к таким изменениям, так как не учитывает промежуточные массы в этом диапазоне глубин. Таким образом, аномалия Буге более чувствительна к флуктуациям мощности и плотности коры, а аномалия Фая — к флуктуациям поверхностного рельефа. Изостатическая аномалия свободна от этих влияний, характеризует промежуточный уровень компенсации (между нулем и бесконечностью) и, как правило, имеет более сглаженный характер с амплитудой порядка $\pm 10 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$.

В общем случае плотностные неоднородности верхних слоев перисферы (до границы M) уверенно определяются гармониками сферических функций, начиная с $n \geq 6$. Низшие гармоники ($n \leq 2$) могут дать информацию о неоднородностях нижней мантии и внешнего ядра. Это, в частности, следует из того, что ширина аномалии силы тяжести в первом приближении пропорциональна глубине залегания аномалиеобразующих масс, хотя в ней, как и в магнитном поле, присутствует эффект влияния горизонтальной мощности аномалиеобразующего тела. Иными словами, чем шире аномалия, тем глубже расположены возмущающие массы. Дюрбаум рассмотрел этот вопрос детально и показал, что большинство вычислительных схем определения верхних кромок аномальной гравитирующей массы сводится (для сравнительно простых форм) к определению половины ширины аномалии.

С учетом всего сказанного изостатическое редуцирование следует рассматривать как один из способов интерпретации гравиметрических наблюдений, соответствующих той или иной теоретической модели коры. Изостатические же аномалии будут характеризовать осредненную плотность верхов перисферы в региональных масштабах, но никак не их динамическое состояние. Для реализации последнего необходимы надежные сейсмические данные о положении границ раздела по всей тектоносфере. Однако таких данных ни по одному из регионов мы пока еще не имеем.

ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ФЕННОСКАНДИИ И ДРУГИХ ОБЛАСТЕЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Идеи изостазии, основанные исключительно на данных измерений силы тяжести, с самого начала были весьма гипотетичными. Сегодня становится все более очевидным, что дефицит или избыток плотности обусловлен не простой схемой гидростатики Пратта

или Эри, а существенной неоднородностью разреза коры и мантии в различных регионах. Вертикальные же движения обусловлены не перераспределением массы выветрелых пород на земной поверхности, а режимом активности астеносферы [31]. Блоки внешней каменной оболочки пассивно садятся в разуплотняющееся по мере дегазации и вулканизма пространство астеносферы без какой-либо существенной их переработки. В случае «базификации» сиализация мантии немедленно проявилась бы в изменении состава продуктов вулканизма, насыщении кремнеземом вод Мирового океана. Однако платобазальты океанических областей и гидросфера, наоборот, обеднены кремнеземом [21, 25, 35]. Более того, прогибание областей, как правило, начинается задолго до накопления сколько-нибудь значительных толщ осадков (синеклизы, океанические впадины и др.). Сейсмологические исследования последних лет показали, что астеносфера не образует сплошного слоя под подошвой перисферы Земли [7, 18, 38]. Она отсутствует или редуцирована под щитами и горными поясами, а под континентальными платформами погружается на глубину более 100 км. В океанах в зонах тектонической активности кровля астеносферы лежит на 50 км выше и имеет мощность в 3—4 раза больше, чем под континентами, и практически отсутствует под котловинами. Следовательно, в масштабах Земли изостазия физической нереальна, во всяком случае, на уровне астеносферы. Аппроксимация же гидростатических условий на уровне 400—600 км весьма проблематична из-за существенного возрастания давления и сферичности Земли. Наличие негидростатических низких гармоник полей гравитации Земли, устанавливаемых по спутниковым данным [12, 23, 28], подтверждает сделанный вывод. Их сохранение не согласуется и с вязкоупругой моделью Земли.

В связи с вышеизложенным назрела необходимость в критическом пересмотре распространенных представлений о существовании так называемых гляциоизостатических поднятий на шельфах Арктики и Антарктики. В самом деле, масса 2—3 км призмы льда плотностью 0,97 г/см³ составляет менее 1 % от массы 100-км каменной оболочки со средней плотностью 3,5 г/см³, на которую этот лед давит так, что она вжимается в астеносферу. Но последняя отсутствует под щитами, а давление легкого льда более чем в два раза меньше нормального горного давления, создаваемого осадочной толщей той же мощности. Следовательно, ни о какой изостазии не может быть речи. Мы можем допустить лишь сжатие первых сотен метров гранито-метаморфических пород. При средней пористости порядка 1 % величина сжатия составит всего 10 м для толщи мощностью 1000 м. Поскольку с глубиной давление нагрузки быстро уменьшается по экспоненциальному закону [12], было бы большим преувеличением экстраполировать ее на глубины более 100 км.

Поднятия, якобы фиксируемые разновозрастными террасами и минимумом силы тяжести ($-25 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$) [11], либо отсутствуют совсем, либо за таковые принимаются крылья блоков коры, проти-

вположная часть которых опускается в глубине щита (качельный эффект). По данным Л. Кнопва [18], отрицательные аномалии обусловлены недостатком масс, реализуемых ниже границы 400 км, либо особенностью строения всей вышележащей толщи пород щитов. Что же касается террас, то, как показали наши наблюдения, многие высокие террасы на побережье Арктики и Приантарктическом секторе выпаяны краями деградировавших шельфовых ледников, имевших мощность (высоту) многие десятки метров. Такие террасы часто врезаны в крутые стены фьордов и в берега островов и несут следы ледниковой шлифовки. Их можно наблюдать и по бортам современных высокогорных ледников. Более того, сетеры обнаружены во внутренних частях Скандинавии на высотах от 600 до 1000 м, т. е. далеко за пределами наивысшего стояния уровня моря.

Таким образом, некоторые деформации поверхности щитов под мощными ледниковыми покровами Гренландии и Антарктиды отчасти могут быть вызваны сжатием и уплотнением первых нескольких тысяч метров горных пород, а не «изостатическим» вдавливанием 100 км толщи в несуществующую астеносферу.

Поверхности равного давления P , определяемого выражением $P = g_0 \Sigma h_i \rho_i$ (где g_0 — значение силы тяжести на поверхности Земли в точке наблюдения; h_i и ρ_i — мощность и плотность слоев горных пород, слагающих разрез перисферы), будут иметь разную глубину под континентами и океанами и внутри этих областей, которые определяются мощностью и положением астеносферы (если такая имеется) и плотностью вышележащих пород: $H = P/g_0 \Sigma \rho_i$. Это подтверждается отсутствием гидростатического равновесия Земли, устанавливаемым по эволюции орбит искусственных спутников Земли.

Совершенно необъяснимо с позиций изостазии формирование синеклиз платформ и океанических областей. Проседание здесь является основной формой тектонических движений, и происходит оно в регионах с ничтожной мощностью осадков и с первоначально развитой астеносферой. Об этом свидетельствует хорошо известный в геологии факт, что опусканию, как правило, предшествует платобазальтовый вулканизм. Следовательно, нисходящая динамика перисферы регулируется здесь не перераспределением выветрелого материала на поверхности блоков, а режимом активности в астеносфере, которая в свою очередь контролируется диффузионными процессами на уровне внешнего ядра. Проседание перисферы происходит пассивно по мере дегазации и вулканизма в разуплотняющееся пространство астеносферы. А это, конечно, не изостатический механизм.

В наши дни ежегодно происходит более 100 тысяч землетрясений. Только в одной точке рифта Срединно-Атлантического хребта мы в 1969 г. регистрировали донными сейсмографами до пяти землетрясений в день. Все это свидетельствует о высокой подвижности перисферы, поэтому подход к ней как к инертной массе даже в масштабе десятков тысяч лет представляется неправомочным и

приводит к грубым ошибкам даже в приблизительных оценках изменения уровня моря в самую последнюю эпоху антропогена. В связи с этим расчеты К. К. Маркова и И. А. Суетовой, согласно которым максимальная высота гляционзостатических трансгрессий не превышала в итоге всех колебаний 10 м над современным уровнем моря, видимо, ближе всего к истинной величине. Образование высоких береговых террас Алжира, Туниса и других происходило на подвижном тектоническом блоке, а не вследствие подъема уровня моря на 160—180 м и более. Подобная трансгрессия затопила бы 2/3 платформенной суши. Однако ничего подобного в истории плейстоцена, равно как и более раннего периода, не происходило. Типичный качельный эффект — опускание одного края блока коры за счет подъема другого и вместе с ним — воздымание террас. Этот пример объясняет образование высоких террас Средиземноморья, Западной Балтики, Кавказа и др. При опускании блока в сторону моря происходит погребение и затопление террас — этот пример объясняет генезис многих платформенных низких и затопленных террас Русской и Сибирской платформ, побережья Северной Европы и т. д.

Но все ли высокие террасы имеют тектоническую природу? Разумеется, нет. Как мы уже говорили, многие высокие террасы островов и побережий Арктического шельфа Евразии, Северной Америки и Гренландии, Антарктиды и прилегающих к ней островов можно объяснить выходящей деятельностью некогда двинувшихся здесь ледников — шельфовых и материковых. Ведь толщина ледяных языков и покровов достигала нескольких сотен метров [27]. Кромки ледников полировали борта троговой долины, фьорда, морского побережья, отлагали боковую морену. Именно такие террасы наблюдаются в центрах европейских оледенений — Баренцево-Карском шельфе — на островах Франца-Иосифа, Шпицберген, Новой Земле, на побережье Кольского полуострова, Белого моря, Южно-Шетландских островах. Например, можно ли объяснить постепенное уменьшение высоты разновозрастных террас на островах Арктического шельфа с 152 м на островах Франца Иосифа и Шпицберген до 50—70 м на Новой Земле и до 0—5 м на Северной Земле и Новосибирских островах неравномерным подъемом уровня моря? Конечно, нельзя. Однако наиболее распространенной трактовкой этого явления служит гляциозостазия.

Еще в 1976 г. автор также «традиционно» придерживался этого объяснения. До сих пор относительная приглубость (200—250 м) Баренцево-Карского шельфа объясняется его погружением под тяжестью ледника, а наличие высоких террас — последующим изостатическим подъемом территории, освободившейся от этой нагрузки. Аналогичным образом объясняются генезис глубокого (400—500 м) шельфа Антарктики и относительный подъем балтийских берегов Скандинавии, который традиционно смело распространяется на центральную область Фенноскандии [11], где, однако, нет ни одного репера, но это удобно, ибо укладывается в рамки гляциозостатической теории. Невозможно объяснить с

помощью этой «теории» поднятия террас на маленьких островах, так как на их гористой поверхности и малой площади ледники не могут достигать гигантских мощностей в 2—3 км. С другой стороны, шельф Антарктики отнюдь не глубже, чем в других районах океана. Дело в том, что значительную площадь его мелководья занимают шельфовые ледники. Не отличается особенной глубиной и Баренцево-Карский шельф. На всем своем громадном простирании он изобилует обширными мелководными банками с глубинами менее 100 м. Большинство же впадин представляет собой типичные эрозионные троговые долины — следы выпахивающей деятельности ледников и водно-эрозионной деятельности в субаэральных условиях [27]. Особенно четко этот эрозионный рельеф виден на примере узких гряд, срезаемых Новоземельским желобом юго-восточнее о-ва Новая Земля.

О тектонической природе многих желобов, и в частности окаймляющих о-в Шпицберген, писал в 1977 г. В. Д. Дибнер. Однако проведенные нами в 1980 г. в Зюйдкапском желобе гидромагнитные и геологические исследования, а также геоморфологические работы Г. Г. Матишова [27] не подтвердили это предположение. Магнитное поле желобов исключительно спокойно и не вскрывает никаких тектонических нарушений и связанного с ними магматизма (см. рис. 23). Зюйдкапский желоб — это типичный трог, выпаханный ледником, края которого и оставили высокие террасы на высоких гористых берегах Шпицбергена. Подобные террасы и висячие карнизы моренных отложений автор наблюдал на склонах Кольского фьорда. Поверхность морены поднята над уровнем моря на высоту около 50—70 м, борта коренных гранитно-метаморфических пород отполированы и местами террасированы. Это несомненно следы двигавшегося по Кольскому фьорду ледника, а не ледникового стояния уровня моря или «постгляциального поднятия» этого гигантского щита. Высокое стояние уровня воды во всех фьордах арктического побережья сочетается с хорошей сохранностью эрозионных форм на Арктическом шельфе, практически свободном от новейших морских осадков. Подобные экзарационные террасы можно также наблюдать по бортам многих крупных высокогорных ледников (например, ледника Федченко).

Полузатопленность экзарационных гряд рельефа, меандрирование рек среди плоских равнин — характерный признак повышения базиса эрозии, признак затопления территории. Несмотря на высокий гористый рельеф, существование обширного Баренцево-Карского шельфа со свежими формами топографии, фьордов на побережье, значительных затопленных территорий Карелии, Кольского полуострова и Беломорья отражает процесс быстрого наступания океана на этот древний щит, в результате которого океан уже поглотил обширные пространства прилегающей с севера платформы еще в голоцене.

Основанное на принципах изостазии мнение о том, что области с положительными аномалиями поля силы тяжести погружаются,

а с отрицательными — поднимаются, не соответствует фактическим данным. Еще Г. Джеффрис [12] приводил многочисленные примеры обратных эффектов и несоответствия этой схемы наблюдаемым полям Δg .

РЕДУЦИРОВАНИЕ МОРСКИХ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Остановимся подробнее на вопросах гравиметрического редуцирования на море, которые, на наш взгляд, следует считать также весьма дискуссионными и противоречивыми. При этом будет показано, что широко используемые для оценки плотностных различий коры континентальных и океанических областей так называемые «насыпные» аномалии Буге не отвечают требованиям обеспечения эквивалентности сухопутных и морских наблюдений, а лишь создают видимость таковой, несмотря на то, что именно для того и была введена эта условная редукция Буге [12, 40]. Широкое использование результатов гравиметрических измерений в геотектонических построениях требует специального критического рассмотрения существа полученных аномалий силы тяжести в различных редукциях на море и их соответствия реальному разрезу коры и мантии.

Наблюдаемые на физической поверхности Земли значения силы тяжести Δg_n будут отличаться от нормальной γ , что, как известно, обусловлено полюсным сжатием Земли и изменением угловой скорости вращения по широте.

Их разность Δg дает меру отклонения реальной силы тяжести, наблюдаемой на физической поверхности Земли, от той, которая наблюдалась бы на идеальной поверхности эллипсоида вращения,

$$\Delta g = \Delta g_n - \gamma \quad (48)$$

и будет характеризовать полную аномалию силы тяжести.

Дальнейшие операции с аномалией (48) призваны учесть топографию реальной поверхности, на которой выполнены наблюдения, и плотностную неоднородность верхних слоев земной коры.

Введением в формулу (48) редукции в свободном воздухе (аномалия Фая) учитывается изменение нормального вертикального градиента силы тяжести: $\Delta g^1 = \pm 0,3086h$, где h — расстояние по вертикали от уровня моря.

Теперь, если сравнить получаемую при этом аномалию для суши (точка A) и для моря (точка B ; см. рис. 34, a), нетрудно видеть, что условия наблюдения и в том и в другом случае будут неравноценны.

Вводя поправку Δg^1 на суше, мы тем самым переносим массы без искажения под уровень моря, в данном случае совпадающий с поверхностью геоида, для которого рассчитано поле γ , и сравниваем аномалии для существенно разноплотностных блоков, для которых справедливо соотношение: $\sigma_2 H \neq 2\sigma_1 h + \sigma_1 (H - h)$, где $\sigma_2 = 1,03$ г/см³ — плотность морской воды, $\sigma_1 = 2,67$ г/см³ — средняя плотность консолидированной коры. Например, при глубине

$H=5000$ м и $h=1000$ м для единичного столба с сечением $S=1$ см² имеем $\sigma_2 H=5 \cdot 10^5$ г, $2\sigma + H + \sigma_1(H-h)=37,5 \cdot 10^5$ г, т. е. континентальные массы выше уровня дна в точке A притягивают почти в 7,5 раза сильнее, чем слой воды в точке B .

Отсюда следует, что аномалия в точке A существенно выше аномалии в точке B не от того, что под ними находится разная по плотности кора, а вследствие различных условий наблюдения. Континентальный выступ создает дополнительные массы. Поэтому производимое в настоящее время сравнение морских аномалий Фая с континентальными, по существу, не дает ясной картины плотностного состояния коры и мантии под континентами и океанами из-за сильного маскирующего влияния континентального выступа, с одной стороны, и водной массы — с другой. К тому же редуция Фая при измерениях на море, строго говоря, равна нулю вследствие того, что $h=0$.

Введением редуции Буге $\Delta g^2 = -0,0419\sigma h$ для суши мы полностью удаляем массы, выступающие над уровнем моря (геоида), либо оставляем те из них, что имеют плотность выше избранной средней (обычно $2,67$ г/см³), или создаем дефицит масс, если реальная плотность меньше этой средней. Иными словами, редуцией Буге мы как бы сравниваем реальные массы с выбранным средним значением σ . Следовательно, полученная таким образом в точке A аномалия Буге

$$\Delta g_B = [g_n - \gamma]_A + 0,3086h - 0,0419h \quad (49)$$

также не может быть использована для сравнения с полной аномалией в точке B : $\Delta g = [g_n - \gamma]_B$. Действительно, при принятых значениях H , h , σ , σ_2 имеем $\sigma_2 H=5 \cdot 10^5$ г, $\sigma_1 H=13,4 \cdot 10^5$ г, т. е. оставшийся после редуцирования континентальный выступ притягивает в точке A почти в три раза сильнее, чем слой воды в точке B . Отсюда видно, что оценка плотностных различий консолидированной коры под дном океана и коры континента путем сравнения полной аномалии (48) с аномалией Буге также невозможна из-за существенно неоднозначных условий наблюдения, которые усугублены, с одной стороны, изъятием значительных масс, залегающих выше уровня моря, а с другой — наличием слоя воды и удаленности от уровня моря контактной поверхности вода — дно.

Решение проблемы уравнивания условий на суше и на море ищут путем «засыпки» впадины моря «недостающими» массами плотностью $1,67$ г/см³ и расчетом условной аномалии Буге по формуле

$$\Delta g_B = [g_n - \gamma] + 0,3086h + 0,0419(2,67 - 1,03)H. \quad (50)$$

В зарубежной научной литературе этот метод редуцирования обычно не используется. Широкое применение он находит в отечественной литературе [40]. Однако следует напомнить, что аномалия Буге по определению учитывает притяжение масс, выступающих над поверхностью геоида ($h > 0$). При наблюдениях же на море $h=0$ и формула (48) в этом случае принимает вид:

$\Delta g_B = [g_n - \gamma]$, т. е. аномалия Буге совпадает с полной аномалией (47). Кроме того, искусственный прием «засыпки» впадины моря «недостающими» до средней плотности коры массами сам по себе сильно завышает аномалию, которая тем больше, чем глубже море. Например, увеличение глубины моря до 5000 м соответствует повышению редукции Δg^2 на $+210 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$. Этот методически созданный избыток масс и обуславливает создание больших положительных псевдоаномалий Буге над океаническими областями. В частности, отсюда получается, что с увеличением глубины моря плотность коры под ним как бы возрастает. Широкое использование подобных построений (и в немалой степени под влиянием данных сейсмологии о якобы высоком положении границы M под океанами) создало в современной научной литературе представление об аномально плотной коре океанических сегментов Земли, резко отличающейся по этим параметрам от коры континентов, и сыграло в качестве обратной связи не последнюю роль в интерпретации морских сейсмических измерений.

Тем не менее ни одна из применяемых в настоящее время и обсужденных здесь схем редуцирования аномалий силы тяжести на море не обеспечивает эквивалентности данных измерений, выполненных на суше и в океане. Поэтому результаты такого редуцирования сильно искажены и не отражают реальной картины плотностного состояния коры и мантии континентальных и океанических областей. С одной стороны, это обусловлено маскирующим влиянием континентального выступа, с другой — наличием разуплотненной массы водного слоя и глубоким смещением контактной границы вода — дно. Следовательно, задача нахождения схемы редуцирования, в которой не происходило бы сильного искажения масс под точками A и B и одновременно учитывался бы вертикальный градиент силы тяжести, остается по-прежнему актуальной. Значения силы тяжести в аномалиях Фая и «насыпных» Буге, наблюдаемые на суше и на море, несопоставимы между собой, так как не учтено влияние различных масс, расположенных между точкой наблюдения и поверхностью относимости. Сохраняется неопределенность в вопросе, на какую глубину относить избыток масс в аномалиях Буге. В современной литературе решение ищут, опираясь на данные сейсмологии, и избыток масс помещают выше границы M , получая тонкую и плотную «океаническую» кору. Однако сегодня становится все более очевидной ошибочность такой интерпретации из-за несовершенства методики морских сейсмических наблюдений.

В связи с этим возникает необходимость продолжить поиски такой редукции, которая заключала бы в себе ясный физический смысл относительно истолкований морских аномалий силы тяжести и позволяла более определенно решать вопрос о глубине плотностных неоднородностей.

Известно, что все наблюдения Δg должны быть отнесены к некоторой единой уровенной поверхности, для которой определено

нормальное поле. Соблюдение этого условия особенно важно для решения задач геодезической гравиметрии, где условие отсутствия масс вне уровенной поверхности является обязательным. Для геологического истолкования аномалии «совершенно безразличны вопросы сохранения общей массы или общее сохранение формы уровенной поверхности». Здесь главной задачей является установление особенностей распределения масс в данной области. При наблюдениях на море мы в силу того, что измерения уже выполняются на уровне геоида, получаем полную аномалию $\Delta g = g - \gamma_0$, не требующую дальнейшей регуляризации. Сравнение этих аномалий внутри океанического бассейна не вызывает никаких проблем и обеспечивает решение геологических задач выявления относительной плотностной изменчивости в коре и мантии внутриокеанических областей. Однако, как только мы начинаем сравнивать морскую аномалию с сухопутной или даже с аномалией, полученной над шельфом, немедленно возникает проблема регуляризации этих наблюдений. Это требование, как мы видели, обусловлено неэквивалентностью условий наблюдения на суше (или мелководье) и в котловине. В первом случае консолидированная кора расположена непосредственно на уровне наблюдения (или близко к нему), во втором — отодвинута на тысячи метров и отделена слоем воды с известной плотностью $1,03 \text{ г/см}^3$ и мощностью H . Этот слой, существенно отличаясь от плотности консолидированной коры, маскирует реальную плотность лежащей под ним консолидированной коры. Но именно плотность последней нас, в первую очередь, и интересует. Однако определить ее можно, лишь исключив из наблюдаемой аномалии гравитационный эффект водного слоя и приведя наблюдения на суше и на море к единому уровню. При этом на одном уровне с сухопутными наблюдениями должна находиться контактная поверхность вода—дно. Только после обеспечения такой эквивалентности наблюдений можно решить геологическую проблему сравнения плотности коры континентальной части с океанической.

Изучение этого вопроса привело нас к убеждению, что в качестве редуцирования можно предложить приведение всех значений Δg к средней глубине Мирового океана 3800 м или к средней глубине глубоководных котловин 4500 м, используя метод нормального градиента или метод аналитического продолжения в нижнее полупространство (на уровень реального дна).

Рассмотрим сущность и возможности первого метода. Как известно, при введении редукиции Фая для точек, находящихся выше уровня моря (точка A , см. рис. 34, a), массы, расположенные под точкой наблюдения, опускаются на уровень моря (геоида), для которого известно γ , и конденсируются в бесконечно тонкий слой. Это следует из решения задачи о притяжении плоского слоя бесконечного простираия ($\Delta g = 2\pi f\sigma h$), согласно которому сила притяжения такого слоя не зависит от высоты расположения точки измерения над ней. При этом избыточная масса континентального выступа сохраняется.

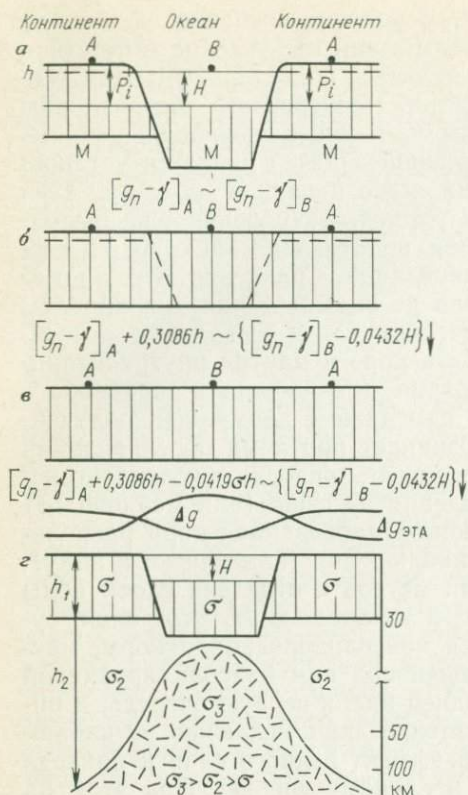


Рис. 34. Схема построения эквивалентной трансформированной аномалии (ЭТА) силы тяжести на море

вызывает весьма незначительные искажения геоида и для целей геологической интерпретации получаемых результатов никакой роли не играет. Если же мы будем конденсировать наблюдаемое значение Δg в точке B с исключением притяжения слоя воды с помощью формулы притяжения плоского слоя ($\Delta g = 2\pi f\sigma H = 0,0419 \times 1,03 \times 4500$), то потенциал в этой точке изменится на величину, равную потенциалу этого слоя, т. е.

$$dS = \frac{2\pi f\sigma H a}{\gamma}, \quad (53)$$

где a — радиус области. Предположим, что $a = 1000$ км, $\sigma = 1,03$ г/см³, $H = 4500$ м, тогда

$$dS = \frac{2 \cdot 3,14 \cdot 6,67 \cdot 10^{-8} \cdot 1,03 \cdot 4,5 \cdot 10^5 \cdot 10^5}{980} = 20 \text{ м}. \quad (54)$$

Искажение геоида более значительное, но для геологических целей это роли не играет.

Теперь попробуем перенести точку A с уровня h на новый уровень относимости $H = 4500$ м, расположенный ниже уровня геоида с известным γ . Это смещение эквивалентно конденсации масс на этой поверхности. Оценим возникающее при этом смещение уровня поверхности dS , что, согласно теории Брунса, будет соответствовать изменению потенциала:

$$dS = \frac{v}{\gamma} = - \frac{\pi f \sigma H^2}{\gamma}. \quad (51)$$

Как видно, смещение геоида не зависит от радиуса области, которую мы конденсируем, а зависит от ее высоты H . Пусть конденсируется континентальный выступ высотой 4500 м, плотностью $\sigma = 2,5$ г/см³, тогда

$$dS = \frac{2 \cdot 3,14 \cdot 6,67 \cdot 10^{-8} \cdot 2,5 \cdot 4,5 \cdot 10^5}{980} \approx 34 \text{ см}. \quad (52)$$

Следовательно, приведение с помощью нормального градиента наблюдаемого на суше значения силы тяжести к среднему уровню котловины вызы-

Таким образом, в принципе можно осуществлять в геологических целях редуцирование методом нормального градиента или любым другим методом, приводя наблюдения на суше (шельфе) и над котловиной к единому уровню (например, 4500 м) по формуле:

$$[g_n - \gamma]_A + 0,3086H \sim [g_n - \gamma]_B + 0,3086H. \quad (55)$$

Однако избыток сохранившихся масс над континентальной (шельфовой частью) еще остается и составляет $\Delta g = 0,0419 \cdot 1,64 \cdot 4500 = 288 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$. Тем самым проблема редуцирования не решается, но полученные результаты позволяют понять физический смысл другой схемы редуцирования, а именно приведения наблюдений с помощью операции трансформации к уровню дна с исключением влияния водного слоя.

Трансформируем (\downarrow) морскую часть аномалии Δg (точка B ; см. рис. 34, б) на уровень дна, предварительно исключив из нее притяжение, создаваемое водным слоем, плотность и мощность которого известны ($\Delta g = 2\pi f \sigma H = 0,0419 \cdot 1,03H$). Трансформация может быть выполнена по формуле Н. М. Страхова с использованием значений лишь в пределах уровня наблюдений:

$$\begin{aligned} Z(0; -h) = & 7,303Z(0; 0) - 2,326 [Z(0,5h; 0) + Z(-0,5h; 0)] - \\ & - 0,568 [Z(h; 0) + Z(-h; 0)] - 0,193 [Z(2h; 0) + Z(-2h; 0)] + \\ & + 0,018 [Z(3h; 0) + Z(-3h; 0)] - 0,041 [Z(6h; 0) + \\ & + Z(-6h; 0)]. \end{aligned} \quad (56)$$

Следовательно, в общем случае редуцирование в точке B можно выполнять по формуле

$$\Delta g_{\text{пр}} = \{[g_n - \gamma]_B - 0,0432H\} \downarrow, \quad (57)$$

приводя наблюдения непосредственно к физической поверхности вода—дно. Расчеты показывают, что приведенная аномалия в среднем имеет тот же порядок величин, что и наблюдения на мелководье, и значительно меньше аномалий, полученных на уровне дна с помощью нормального градиента, величина которых достигает $3-10 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$. С другой стороны, поле силы тяжести с редуцированным (на уровне наблюдения) водным слоем представляет собой среднее значение трансформированной аномалии (57).

Это позволяет заключить, что операция трансформации методом аналитического продолжения в нижнее полупространство аналогична конденсации масс от поверхности геоида на бесконечную глубину. Точка же B не опускается на дно, а, наоборот, уровень дна при трансформации как бы поднимается к уровню моря (см. рис. 34, б). Следовательно, теперь в точке B под гравиметром, как и на суше, находится не слой воды, а консолидированная кора. Отсюда ясно, что эквивалентной аномалии на суше будет соответствовать аномалия, которая также конденсирует выступающие массы под уровень геоида.

Можно отметить, что в условиях суши (точка A) морской аномалии (57) будет эквивалентна аномалия Буге, т. е.

$$[g_n - \gamma]_A + 0,3086h - 0,0419\sigma h \sim \{[g_n - \gamma]_B - 0,0432H\} \downarrow. \quad (58)$$

Здесь $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$.

Если в пределах уровня приведения H будут расположены массы консолидированной коры, то перед трансформацией они должны быть также сконденсированы, т. е. правая часть выражения будет иметь вид:

$$\{[g_n - \gamma]_B - 0,0419[(H - P_i) \cdot 1,03 + \sigma P_i]\} \downarrow, \quad (59)$$

где P_i — высота выступа консолидированной коры над уровнем приведения H (см. рис. 34, а). При $P_i = H$, $\Delta g' = -0,0419\sigma H$, а при $P_i = 0$, $\Delta g' = -0,0419 \cdot 1,03H$.

Если $H < P_i$, то

$$\{[g_n - \gamma - 0,0419H \cdot 1,03] \downarrow H - 0,0419P_i \cdot 1,03\} \downarrow P_i \quad (60)$$

(H и P_i у стрелок соответствуют уровню, на который осуществляется трансформация). Таким образом, редукция приведения морских наблюдений с помощью трансформации на уровень дна состоит в исключении влияния всех масс между геоидом и уровнем приведения с последующей трансформацией полученного значения на выбранный уровень приведения. В целях сопоставления сухопутных и морских аномалий Δg по всей Земле в качестве уровня приведения можно выбрать средний уровень дна Мирового океана (3800 м) или средний уровень дна котловин (4550 м). Полученная таким образом морская аномалия на суше будет действительно эквивалентна аномалии Буге (рис. 35). Их сравнение позволяет выявлять плотностные неоднородности ниже уровня приведения, так как эквивалентная трансформированная аномалия океанической части свободна от изменчивых условий наблюдений на уровне моря. И в точках A и B (см. рис. 34, в) теперь после редукцирования непосредственно под гравиметром находится твердая кора.

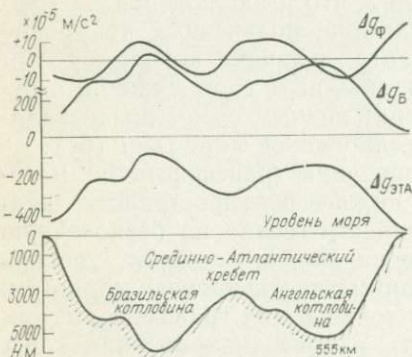


Рис. 35. Сопоставление аномалий силы тяжести в различных редукциях при наблюдениях на море

Анализ полученных выражений для приведенной трансформированной аномалии (ПТ-аномалия) и эквивалентной трансформированной аномалии (ЭТ-аномалия) позволяет заключить, что ПТ-аномалия является частным видом ЭТ-аномалии, когда уровень приведения совпадает с глубиной моря (уровнем трансформации) (см. рис. 34). Нам остается выяснить физический смысл ПТ- и ЭТ-аномалий.

ПТ-аномалия характеризует поле на уровне физической поверхности твердой земли (притяжение водного слоя повсеместно исключается). Влияние континентального выступа здесь сохраняется. Поэтому особенных преимуществ перед аномалией Фая ПТ-аномалия, казалось бы, не имеет. Однако это не совсем так. Если сравнение производить между одноименными морфоструктурами, лежащими на близких гипсометрических уровнях (поля котловин с полями котловин, поля хребтов с полями хребтов и т. п.), то с помощью ПТ-аномалии можно эффективно выявлять различия в плотностном строении разреза перисферы этих структур, так как анализируется практически «чистое» поле. Сравнить же материковую и океаническую ПТ-аномалии с целью выявления их плотностного разреза нельзя. Эти аномалии несравнимы из-за сохранения неэквивалентности условий наблюдений.

В ЭТ-аномалии физическая картина проявляется более определенно благодаря удалению всех масс выше уровня приведения H . Отсюда оставшееся поле будет фиксировать только неоднородности распределения плотности на глубине ниже уровня приведения. В самом деле, пусть имеются два блока континентальной и океанической перисферы и соответствующая им ЭТ-аномалия (см. рис. 35), тогда $\Delta g_{\text{конт}} = 2\pi f \sigma_1 h$, $\Delta g_{\text{ок}} = 2\pi f \sigma_2 h$ и $\Delta g_{\text{конт}} < \Delta g_{\text{ок}}$.

Расчет ЭТ-аномалий производился по карте аномалий силы тяжести в свободном воздухе, составленной Б. Маршем и Дж. Маршем [46] по спутниковым и набортным наблюдениям (см. рис. 33), и батиметрической карте Мирового океана. Обе карты были перестроены в проекцию Меркатора в едином масштабе 1 : 50 000 000 и разбиты на 1200 квадратов $3 \times 3^\circ$. Для каждого из 4800 значений Δg , находящихся в узлах квадратов, было снято соответствующее ему значение глубины океана. В качестве единого уровня приведения была взята отметка —4500 м, равная средней глубине залегания $2/3$ площади Мирового океана. На этот уровень производилась трансформация по формуле В. Н. Страхова. Учитывая масштаб карты, значения поля Δg при коэффициентах трансформации брались одинаковые и равные Δg в данной узловой точке квадрата. При этом была получена прямая зависимость Δg трансформированной (\downarrow) от Δg исходного поля: $\Delta g_{\text{Фая}} \downarrow = 1,165 \Delta g_{\text{Фая}}$. Дальнейшие расчеты ЭТ-аномалии производились по формуле (59) по программам на языке «ФОРТРАН» на ЭВМ ЕС-1022. Полученные значения Δg позволили построить карту ЭТ-аномалии Мирового океана. Изоаномалы проведены через $10^{-3} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$, так как средняя ошибка, обусловленная в основном неточностью счисления глубины океана под точкой наблюдения Δg , составляет $\pm 35 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ при погрешности глубины 500 м и $\pm 70 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ при погрешности в 1000 м. Последнее практически исключается. Составленная таким образом карта поля ЭТ-аномалии (рис. 36) дает выразительную картину плотностной структуры верхней мантии океанических областей.

Максимальные значения $\Delta g_{\text{ЭТ}}$ ($-40 \div -96 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$) получены над глубоководными желобами, что характеризует существо-

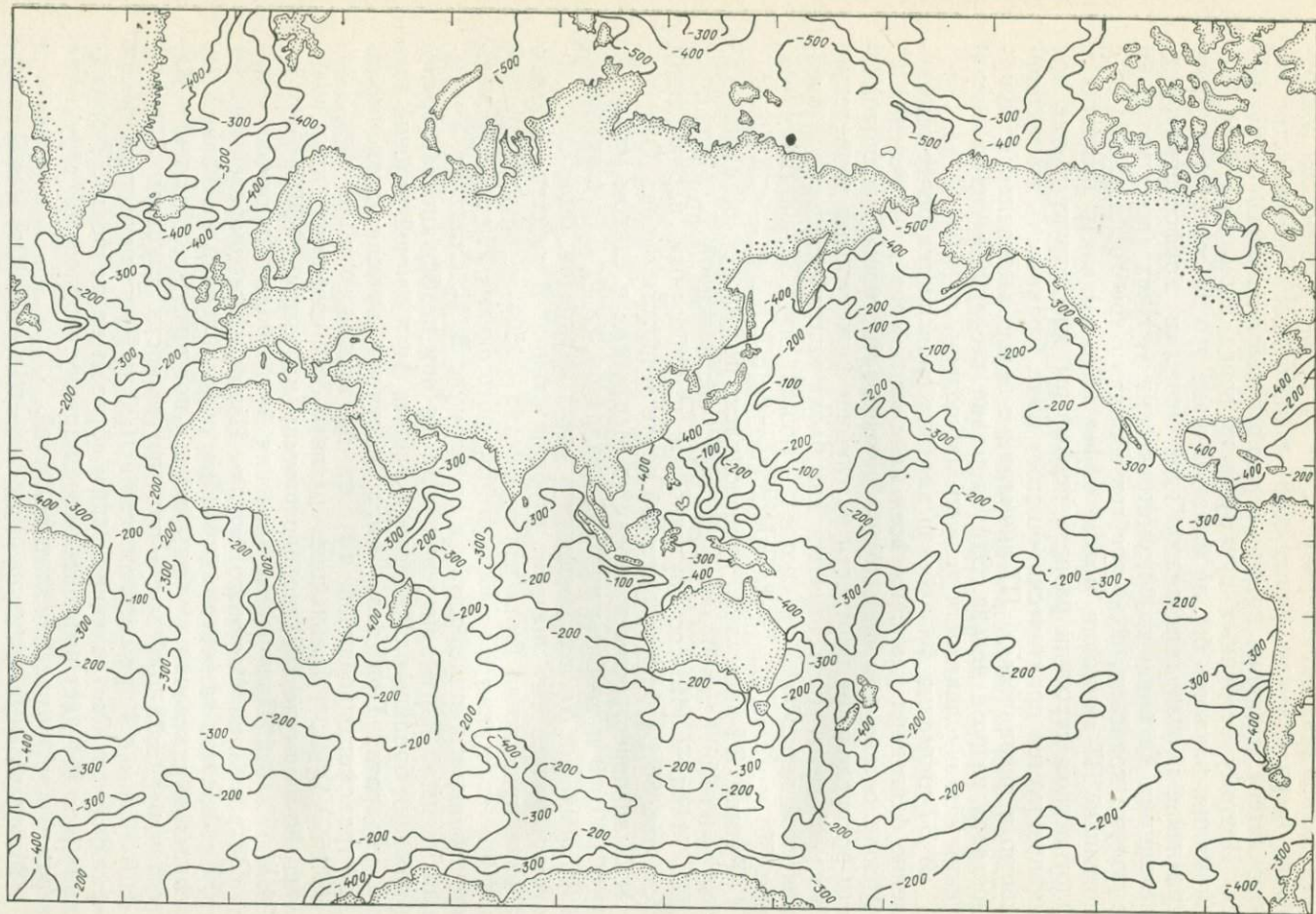


Рис. 36. Карта ЭТ аномалий силы тяжести ($\times 10^{-5}$ м.с⁻²) Мирового океана

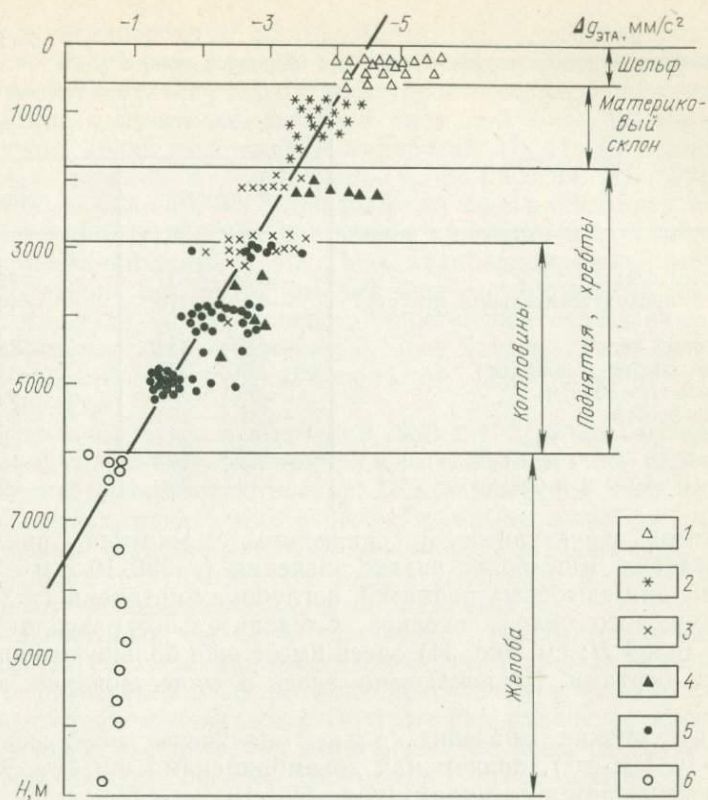


Рис. 37. Зависимость значений ЭТ-аномалии различных морфоструктур дна океана от глубины.

Аномалии: 1 — шельфа, 2 — материкового склона, 3 — материкового подножия, 4 — поднятий и хребтов, 5 — глубоководных котловин, 6 — желобов

вание под ними мощной призмы высокоплотных пород, уходящей на глубины свыше 100 км. Значения аномалии практически не меняются с увеличением глубины желобов от 6000 до 11000 м (рис. 37). Это факт исключает интерпретацию данной аномалии как эффект нормального уплотнения пород с глубиной, но согласуется предположением динамического сжатия каменной оболочки и верхов мантии. Последнее находит подтверждение в известной сейсмологической динамичности этих областей, охватывающих зону больших глубин (200—300 км).

Океанические платформы с глубинами порядка 5000 м характеризуются устойчиво высокими средними значениями $\Delta g_{\text{ЭТА}} = -165 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ (табл. 11). Довольно высокие значения ($-230 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$) свойственны также для котловин, опущенных на глубины до 4000 м. Более низкие значения $\Delta g_{\text{ЭТА}}$ получены для рифтовых хребтов ($-260 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$). Это указывает на относительно более разуплотненное состояние вещества мантии

ЭТ-аномалии различных морфоструктур дна Мирового океана

Тип структур	Значения ЭТ-аномалий, $\times 10^{-5}$ м·с ⁻²	
	граничные	средние
Щиты (шельфы)	-500 ÷ -537	-520
Шельф и приконтинентальные структуры	-402 ÷ -478	-440
Материковый склон	-424 ÷ -342	-380
Глыбовые хребты и поднятия	-260 ÷ -387	-325
Котловины ($H=3000$ м)	-259 ÷ -358	-300
Рифтовые хребты	-231 ÷ -286	-260
Котловины ($H=4000$ м)	-192 ÷ -268	-230
Котловины ($H=5000$ м и больше)	-143 ÷ -189	-165
Желоба ($H=6000$ м и больше)	-40 ÷ -96	-80

под этими структурами в сравнении с мантией прилегающих котловин. Еще более низкие значения ($-380 \cdot 10^{-5}$ м·с⁻²) характерны для глыбовых поднятий, неглубоких котловин (≈ 3000 м) и материкового склона океанов. Следовательно, разуплотненная мантия (слой H ; см. рис. 34) здесь имеет еще большую мощность, чем под рифтами. Не исключено здесь и существование астеносферы.

Самые низкие значения $\Delta g_{\text{ЭТ}}$ получены над шельфами ($-440 \cdot 10^{-5}$ м·с⁻²), причем над докембрийскими щитами ЭТ-аномалия уменьшается до минимума ($-520 \cdot 10^{-5}$ м·с⁻²).

Все это служит ясным указанием на возрастание мощности разуплотненной мантии под краями континентов, что коррелируется в целом с их тектонической неустойчивостью в позднем кайнозое и четвертичном периоде.

В целом линейный характер изменения ЭТ-аномалии в зависимости от глубины моря (в интервале глубин 0—6000 м; $\Delta g_{\text{ЭТ}} = = 0,057 H - 450$) отражает глобальную перестройку в строении вещества на уровне верхней мантии под подошвой перисферы — его закономерное уплотнение под океанами и разуплотнение под континентальными окраинами, крупными подводными хребтами и поднятиями. Отсюда не случайно проявление современного и четвертичного вулканизма на многих из них (Гавайские о-ва, Мадейра, Азорские о-ва, Кергелен, рифтовые хребты и т. д.).

Приведенные данные изменения ЭТ-аномалии позволяют оценить избыточную плотность верхней мантии $\Delta \sigma$ котловин в сравнении с материковой окраиной в размере $0,095$ г/см³, а по сравнению с веществом в мантии рифтовых хребтов — около $0,05$ г/см³.

В условиях примерно одинаковой мощности, плотности и стратификации каменной оболочки (перисферы) в пределах всей Земли [31, 33] и латеральной изменчивости толщины астеносферного слоя — вплоть до полного редуцирования его под щитами и утоне-

ния под океаническими платформами [7] — гравитационные ЭТ-аномалии будут отражать не гидростатическую динамику «коры», а плотностную статику верхов мантийной оболочки.

Критика применения условных аномалий Буге на море в геологических целях содержится в работах Н. П. Грушинского и Н. Б. Сажинной, В. А. Литинского, С. В. Евсеева, Дж. Уэрзела и Г. Шербета. Однако эти исследователи еще находились под впечатлением гипотетических принципов изостазии и модели плотной и тонкой океанической коры. Поэтому предложенные ими редукции (сравнение морских аномалий Фая с сухопутными аномалиями Буге — у В. А. Литинского, применение сглаживания рельефа в аномалии Фая — Евсеева — Граф/Хантера), как в этом нетрудно убедиться, не решали проблему редуцирования силы тяжести на море.

Предложенная нами впервые в 1980 г. [31] и изложенная здесь схема редуцирования принципиально отличается от всех этих и других действующих построений. Полученные при этом результаты полностью согласуются с рассмотренными выше сейсмическими данными, а также данными сейсмологии о подъеме и увеличении мощности разуплотненной зоны астеносферы под тектонически активными областями континентов и океанов.

Следовательно, $\sigma_1 h < \sigma_2 h$, при $\sigma_1 < \sigma_2$, где $\sigma_1 = \sigma + \sigma_2 + \sigma_3$; $\sigma_2 = \sigma + \sigma_3$. Но, согласно данным сейсмологии и полученным выше выводам, плотность перисферы континентальных и океанических областей в среднем одинакова. Поэтому при равенстве масс континентальной и океанической перисферы получаем $\sigma_2 + \sigma_3 < \sigma_3$, т. е. плотность мантии океанов оказывается выше плотности мантии континентального блока.

Иными словами, региональный максимум ЭТ-аномалии над океанами обусловлен избытком массы под подошвой перисферы (35—40 км), а не в верхних 10 км так называемой «океанической» коры, как это трактуется в настоящее время. Отсюда мы приходим к важному выводу о том, что по значению ЭТ-аномалии можно судить о состоянии вещества мантии и астеносферы под различными районами континентов и океанов (при расчетах с единым уровнем приведения). При наличии же сейсмических данных о толщине перисферы (что позволяет исключить ее притягивающий эффект) с учетом $\Delta g_{\text{конт.}}$ и $\Delta g_{\text{ок}}$ величина ЭТ-аномалии дает возможность рассчитать избыточную плотность мантийного вещества (или астеносферы, где она есть): $\Delta g = \Delta g_{\text{ок.}} - \Delta g_{\text{конт.}} = 2\pi f h_2 \times (\sigma_2 - \sigma_1)$, откуда $\Delta \sigma = \Delta g / 2\pi f h_2$. В первом приближении уменьшенные величины ЭТ-аномалии характеризует разуплотненность мантии (астеносферы), и следовательно, такие аномалии должны быть присущи тектонически активным областям. Высокие значения ЭТ-аномалии отражают либо отсутствие астеносферы, либо ее слабое разуплотнение. Такие аномалии должны наблюдаться над тектонически спокойными структурами. Глубоководным же желобам присущи аномально высокие значения ЭТ-аномалий, что отражает сильное уплотнение пород на большой глубине.

СТРУКТУРА И МОЩНОСТЬ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ
ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ И СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ

Рассмотрение сейсмической структуры морских осадков мы проведем на примере Атлантического океана. Что же касается сейсмической структуры осадков других океанов, то о них можно получить информацию в работах А. П. Лисицына [21], Ю. П. Непрочнова [29] и др.

По данным бурения судна «Гломар Челленджер» (47 скважин вскрыли фундамент), наименьшая мощность (0—100 м) осадочного чехла отмечается в районе Срединно-Атлантического хребта, наибольшая (1740 м) вскрыта скв. 398 в Иберийской котловине. Однако по материалам ряда скважин и сейсмическим данным мощность осадочной толщи в области предматериковых прогибов может быть еще значительнее.

Мощность кайнозойских (преимущественно карбонатных) отложений, развитых в области Срединно-Атлантического хребта, его северного продолжения — хребта Рейкьянес, плато Воринг и других поднятий, редко превышает 100 м. Максимальные мощности отложений данного возраста (до 200 м) здесь приурочены к глубоким (3500—4500 м) межгорным депрессиям хребтов.

В области ложа океана за пределами Срединно-Атлантического хребта и глыбовых поднятий при глубине моря 4000—5000 м мощность осадочной толщи (в составе которой помимо кайнозойских отложений присутствуют и образования позднемелового возраста) увеличивается до 1000 м.

Осадочная толща континентального склона и материкового подножия на глубинах 2000—5000 м характеризуется максимальными для океана мощностями, превышающими 1000 м. В ее составе присутствуют отложения нижнего мела, а иногда и верхней юры и значительно возрастает объем турбидитного материала.

Рыхлые, слабоуплотненные пелитоморфные осадки, представленные различными типами илов, рыхлых глин, иногда с примесью песка и более крупных фракций, встречаются до глубины 200—300 м, считая от уровня дна (исключение составляют осадки, отложенные турбидитными потоками, причем доля крупнозернистого материала уменьшается с глубиной, осадки становятся более однородными).

С глубины около 200—300 м происходит резкая смена литологического состава. В колонках преобладают либо плотные глины и мергели, либо различные плотные карбонатные осадки, чаще всего мел, либо наблюдается их чередование. Песчаники, вулканическое стекло, вулканические брекчии присутствуют в выделенных нами литологических комплексах как прослойки, но вклад их в изменение физических свойств, особенно средних скорости сей-

смических волн и плотности по разрезу, бывает значительным.

К границе рыхлые осадки — плотные глинистые или карбонатные осадки приурочен сейсмический горизонт А. Далее выше по колонке плотные осадки подвергаются диагенезу: глинистые илы переходят в сланцы, карбонаты в известняки или мергели, что снова выражается в резкой смене физических параметров (сейсмический горизонт А II). Таким образом, в колонках, вскрывших большие мощности осадков, отражающие горизонты в осадочной толще часто связаны с их уплотнением и диагенезом.

Первые обобщения сейсмических данных о структуре и мощности осадков Атлантического океана были выполнены автором в 1968 и 1971 гг., затем М. Юингом в 1971 г. и А. П. Лисицыным в 1974 г.

На рис. 38 приведена карта изопакит осадочной толщи Атлантического океана. Карта построена по данным более чем 1000 сейсмических станций и профилей МОВ и МПВ, обработанных советскими и зарубежными исследователями по 1971 г. включительно. Последующие работы уточнили и детализировали выявленные нами основные особенности строения осадков, но принципиально не изменили общей картины изменения их мощности. В качестве подошвы осадочного слоя принята поверхность неровного акустического «фундамента», характеризующегося преобладающими значениями скоростей продольных сейсмических волн — 4,5—5,5 км/с.

Как следует из приведенной карты, осадки наибольшей мощности (3—6 км) приурочены к основанию материковых склонов по обе стороны океана, а также к участкам подводной окраины материков, сложенных осадочным чехлом палеозойских и мезозойско-кайнозойских платформ. Поистине «геосинклиналиную»

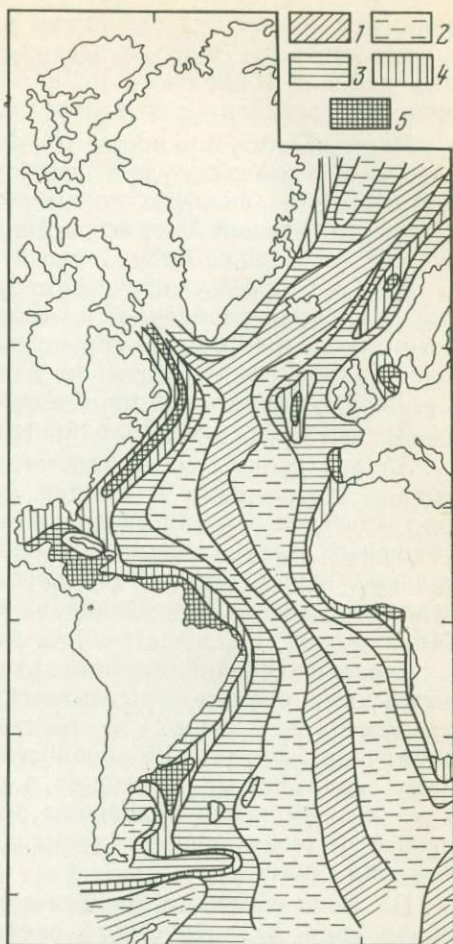


Рис. 38. Карта изопакит осадочной толщи Атлантического океана.

Мощность осадков: 1 — до 100 м, 2 — до 1 км, 3 — 1—2 км, 4 — 2—3 км, 5 — свыше 3 км

мощность (6—15 км) они имеют в Мексиканском заливе, несколько меньшую (6—8 км) в центральной части Северного и отдельных районах Карибского морей. В восточной части моря Скотия мощность осадков не превышает 2—3 км.

Наименьшую мощность (0—1,0 км) осадочный покров имеет в периферийных, удаленных от суши районах глубоководных котловин и на шельфах докембрийских щитов Гренландии, п-ова Лабрадор, Южной Америки и Африки, не содержащих в прибрежной части сколько-нибудь значительных осадочных накоплений.

На Срединно-Атлантическом хребте осадки имеют прерывистое гнездовое распределение и характеризуются резко переменной мощностью (0—100 м). Аналогичная картина изменения мощности осадков наблюдается на Срединно-Лабрадорском хребте и Срединном поднятии в море Скотия, протягивающемся из пролива Дрейка в центральные районы котловины.

Анализ данных сотен сейсмических станций и разрезов показывает, что скорости в породах, подстилающих осадки различных тектонических зон дна океана, изменяются от 4 до 7,2 км/с. Столь обширный интервал изменения скоростей свидетельствует о значительных вариациях состава пород, слагающих ложе осадочного чехла Атлантического океана, и о его существенной гетерогенности.

Строение осадков обычно характеризуется тремя главными сейсмическими слоями — рыхлым (1,5—2,2 км/с), полуконсолидированным (1,9—2,8 км/с) и консолидированным (3,0—4,5 км/с). Внутренняя структура и мощность каждого из этих слоев испытывают значительные изменения в различных районах океана. Однако эти изменения подчинены ряду особенностей, которые обнаруживают тесную связь с процессами геологического развития того или иного региона.

На фоне сложного геологического строения континентального обрамления Атлантического океана рыхлые осадки в области шельфа характеризуются однообразием структуры и незначительной мощностью (0—200 м). В районе материкового подножия они образуют линейно вытянутый аккумулятивный шельф, толщина которого составляет 1—1,5 км. По мере удаления от континентов мощность рыхлых осадков постепенно сокращается и в районе абиссальных холмов составляет 50—100 м.

По своему строению рыхлые осадки глубоководных котловин отличаются мелкослоистостью, причем поверхности напластования гладкие и независимы от сложного рельефа акустического фундамента. Нижней границей мелкослоистой толщи рыхлых осадков чаще всего является хорошо маркирующийся сейсмический горизонт А. Кроме мелких неровностей эрозионного и оползневоего характера, встречающихся главным образом близ подножия материкового склона и на участках резкого перепада глубин, рыхлые осадки залегают очень спокойно, без каких-либо признаков тектонического воздействия. Рыхлые осадки подводных поднятий и

Срединно-Атлантического хребта более однородны и акустически прозрачны. Они здесь имеют преимущественно карбонатный состав.

Концентрация больших масс рыхлого осадочного материала вблизи материковых окраин и сокращение мощности мелкослойной толщи по мере удаления от них свидетельствуют о преимущественно терригенном происхождении и широком развитии суспензионных процессов осадконакопления в глубоководных котловинах океана.

Согласно данным бурения [45] и многочисленным пробам грунта, полученным Б. Фаннелом, рыхлые осадки имеют в основном неоген-четвертичный возраст. Повсеместное распространение этих отложений указывает на то, что их образование происходило уже в условиях существования современного океана. Поэтому было бы правильнее называть рыхлые осадки «океаническими», тем самым подчеркивая их генетическую сущность.

Согласно Б. Фаннелу, собравшему и систематизировавшему все известные данные о возрасте осадочных пород в Атлантическом океане, миоценовые отложения широко распространены в гребневой и даже рифтовой зоне хребта. Вместе с тем известны находки и более древних осадочных отложений, например олигоценовых в рифтовой зоне Исландско-Ян-Майенского хребта, эоценовых — в северном и южном районах Срединно-Атлантического хребта, палеоценовых — в экваториальной области.

Отмеченные закономерности строения и мощности рыхлых (океанических) осадков, их спокойное залегание на огромных пространствах глубоководных котловин могут быть объяснены неизменным (по крайней мере, в течение всего неогена) соотношением площади суши и моря и сохранением взаимного расположения материков, являвшихся главным поставщиком терригенного материала в абиссаль в границах, близких к современным.

Полуконсолидированные осадки нередко подстилают океанические, однако их распространение более ограничено. Они отсутствуют или имеют незначительную мощность на шельфах докембрийских щитов, в зоне абиссальных холмов, на некоторых подводных поднятиях. Они практически отсутствуют на Срединно-Атлантическом хребте.

Экзарационный характер поверхности сохранившихся полуконсолидированных отложений на некоторых участках гляциальных шельфов Северной Атлантики свидетельствует о том, что часть осадочного материала была здесь эродирована ледниками.

Отсутствие полуконсолидированных осадков в зоне абиссальных холмов на большей части Срединно-Атлантического хребта и отдельных подводных поднятий объясняется медленным, преимущественно пелагическим характером осадконакопления, возможным захоронением их постмиоценовыми лавами, а также более поздним вовлечением в океанскую седиментацию гребневых зон рифтовых хребтов и отдельных поднятий.

В целом мощность полуконсолидированных осадков, так же как и океанических, уменьшается по мере удаления от континентов. Однако их акустическая структура более однородна. Внутри полуконсолидированных осадков регистрируется обычно значительно меньше отражающих границ, чем в океанических. Поверхности напластования залегают параллельно поверхности дна и резко несогласно по отношению к неровному рельефу подстилающего акустического фундамента.

Таким образом, отмечаемое уменьшение мощности полуконсолидированных отложений при удалении от континентов, выровненный характер промежуточных отражающих границ и независимость их конфигурации от рельефа «фундамента» указывают на то, что и на донеогеновом этапе геологической истории (до образования горизонта А) континенты оставались главным поставщиком терригенного осадочного материала. Однако наряду с нормальной аккумуляцией большая роль принадлежала также процессам придонной циркуляции и горизонтального выравнивания выпадающего материала. Это способствовало перемещению осадков от континентов в отдаленные районы абиссали. Именно эти процессы привели не к облеканию, а к нивелировке неровностей подстилающего «фундамента». Исключения составляют районы абиссальных холмов, куда, очевидно, «не хватило» терригенного материала и где пелагические красные глины как бы драпируют холмистые неровности нижележащего акустического фундамента.

Во многих котловинах Северной и Южной Атлантики кровля полуконсолидированных осадков, как уже отмечалось, идентифицируется с сильным отражающим горизонтом А. Драгированием в районах, где этот горизонт выходит на поверхность дна, а также бурением [45] было установлено, что в Южной и Приэкваториальной Атлантике он соответствует поверхности слоя биогенных кремнистых илов среднеэоценового возраста. В других районах океана породы, слагающие этот горизонт, имеют поздне меловой возраст.

Существование в эоцене экваториальной зоны кремнистого осадконакопления, установленной по 11 глубоководным скважинам судна «Гломар Челленджер» и непрерывно протягивающейся от Карибского моря и Мексиканского залива до Северной Африки, является еще одним доказательством неизменности положения материков за последние 50 млн. лет.

Горизонт А обычно прослеживается до зоны абиссальных холмов. Дальше мелкослоистая толща не простирается. По-видимому, эту зону можно рассматривать как ту часть океанического дна, куда турбидитные потоки еще не доходят. Это согласуется с длительной неизменностью седиментационной обстановки в зоне абиссальных холмов океана, приведшей к накоплению здесь маломощного слоя красных глин, характеризующегося высокой акустической однородностью и прозрачностью.

Мезозойская история осадконакопления в Атлантическом океане документирована значительно хуже (вернее, менее систематич-

но), чем кайнозойская. Это отчасти обусловлено ограниченным распространением консолидированных отложений и их значительной глубиной залегания. Консолидированные осадки локализованы главным образом в триасовых впадинах материкового фундамента или слагают нижний структурный ярус осадочного чехла прибрежных континентальных равнин. Узкая полоса этих отложений встречена вдоль всей подводной окраины материков. Нередко они составляют здесь 2/3 общей мощности осадков, выполняя совместно с полуконсолидированными и океаническими отложениями пологие и глубокие предматериковые прогибы.

По данным бурения и драгирования на шельфе, материковом склоне и подножии консолидированные осадки имеют раннемеловой—позднеюрский возраст. Их мощность достигает 3—4 км. Изучение осадочного разреза материковой окраины Атлантического океана показывает, что прогибы выполнены преимущественно верхнеюрскими—меловыми породами. Послеюрские прогибы были уже слабо выражены в рельефе дна и почти скомпенсированы осадками. Неоген-четвертичные осадки формируют главным образом современный аккумулятивный шлейф материковой окраины Атлантического океана. Из приведенного следует важный вывод, что заложение предматериковых прогибов по периферии Атлантического океана произошло, по всей вероятности, в юре. При этом наибольшей глубины прогибания они достигли вдоль окраины эпипалеозойских платформ, где к настоящему времени накопилось 6—8 км осадков.

Вдоль окраин докембрийских щитов мощность осадков, в том числе и палеозойских, не превышает 4 км. Тем не менее и те и другие прогибы полностью заполнены осадками и, судя по относительной сейсмической стабильности дна, являются тектонически спокойными областями в антропогене.

Анализ многочисленных сейсмических профилей показывает, что молодые осадки материковой окраины, залегающие выше границы А, чаще всего дислоцированы и перемяты. Характер деформаций не оставляет сомнения относительно их природы. Это, как правило, либо результат оползания осадков по склону, либо следствие внедрения вулканических образований (даек, силлов и т. п.) в вышележащую осадочную толщу. В прибрежных районах континентов верхнемезозойские и кайнозойские осадочные слои залегают спокойно, за исключением участков, примыкающих к зоне альпийской складчатости, где они дислоцированы.

Данные о характере изменения мощности и структуры океанических, полуконсолидированных и консолидированных осадочных слоев приводят нас к выводу о глубокой специфичности процессов осадконакопления в области Атлантического океана и их тесной связи с его современными границами и глубиной.

Приуроченность консолидированных осадков к периферии океана и главным образом к зоне предматериковых прогибов не случайна и, по всей вероятности, отражает начальный (юрский) этап осадконакопления, очевидно, связанный с заложением предматери-

ковых прогибов. Полуконалидированные осадки имеют более широкое распространение и покрывают дно большей части глубоководных котловин. Однородность строения, сравнительно небольшие и плавные изменения мощности при удалении от континентов, а также выровненность внутрисадочных границ характеризуют процессы нормального (пелагического) осадконакопления, начавшегося, вероятно, одновременно с заложением предматериковых прогибов и длившегося до середины кайнозоя, т. е. до стабилизации и заполнения прогибов.

Рыхлые (океанические) осадки, за исключением районов Срединно-Атлантического хребта, крутых склонов материковой окраины и отдельных подводных гор, непрерывным чехлом покрывают дно океана. Мелкослоистая структура, закономерное сокращение мощности при удалении от континентов, сопровождающееся выклиниванием в том же направлении отдельных слоев, выровненный характер промежуточных границ указывают на турбидитный тип этих отложений и свидетельствуют об огромной роли гидродинамических процессов в ходе переноса и переотложения терригенного осадочного материала на послераннемеловом этапе седиментации. К этому же периоду, по-видимому, следует отнести образование абиссальных равнин Атлантики.

КРИТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ ГСЗ

Современные представления о «принципиальных» различиях в строении земной коры под континентальными блоками и океаническими впадинами окончательно утвердились к середине 50-х годов XX в. и были основаны исключительно на геофизических данных [41]. Согласно этим (преимущественно сейсмическим) данным мощность «океанической» коры оказалась в 6—8 раз меньше мощности «континентальной». Подошва коры располагалась на глубине 3,5—6,0 км от уровня дна и подстилалась субстратом со скоростью 7,2—8,1 км/с, который в известных моделях Рейта, Гиллули и других был назван «верхней мантией» (табл. 12). Таким образом, в первых моделях «океаническая» кора состояла из 5-километрового слоя воды, 1 км осадков, 1—2 км осадочно-вулканогенных пород, отождествляемых ныне с поверхностью акустического фундамента, и 3—4 км так называемого «океанического слоя», характеризующегося скоростями сейсмических волн 6,5—6,8 км/с. В более поздних работах полученные выводы уточнялись, но принципиально не изменялись (табл. 13).

Построенная таким образом модель «океанической коры» существенно отличалась от известной к тому времени модели континентальной коры значительно меньшей мощностью и отсутствием «гранитного» слоя. В дальнейшем эти результаты как будто нашли подтверждение в резком возрастании (до $400 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$) «насыпных» аномалий Буге (см. гл. 5) над океаническими котловинами и «выявлении» особого типа знакопеременных полосовых

Обобщенные сейсмические модели твердой земной коры океанов

№ и название слоя	Модель Рейта		Модель Петерсона, Фокса и Шрайбера	
	Скорость <i>P</i> -волн, км/с	Мощность, км	Скорость <i>P</i> -волн, км/с	Мощность, км
1 — осадочный	1,5—3,0	0—1,0	1,7—2,0	0,5
2 — переходный	5,07±0,63	1,71±0,75	2А 2,5—3,8 2Б 4,0—6,0	0,5—1,5 0,5—1,5
3 — океанический	6,89±0,26	4,86±1,42	3А 6,5—6,2 3Б 7,0—7,7	2,0—3,0 2,0—5,0
Верхняя мантия	8,13±0,24	—	8,1	—
Средняя толщина твердой коры	—	7,0	—	8,5

Таблица 13

Обобщение сейсмической модели верхней литосферы Тихого океана

№ и название слоя	Модель Косминской и Капустян		Модель Мюро и Шеффлера	
	Скорости <i>P</i> -волн, км/с	Мощность, км	Скорости <i>P</i> -волн, км/с	Мощность, км
1 — осадочный	2,15	0,3	1,5—5,4	0—2,0
2 — переходный (верхний базальтовый)	5,15	1,2	5,0—7,0	0,5—1,5
3 — океанический (промежуточный)	6,8	2,0—3,5	6,2—7,0	1,0—4,5
4 — высокоскоростной (низкий базальтовый)	7,55	1,0—2,5	7,1—7,7	7,0—5,3
Верхняя мантия	8,15	5,0	7,9	—
граница M_1	8,6	—	—	—
граница M_2				

Примечание. В скобках даны названия слоев по А. Мюро и И. Шеффлеру.

аномалий магнитного поля (см. гл. 4), будто бы присущих только океанам.

Все это повлекло за собой радикальный пересмотр материалов континентальной геологии и геофизики и создание новых геотектонических концепций, способных объяснить вскрывшийся «феномен» в структуре каменной оболочки Земли континентов и океанов. Несмотря на совершенствование аппаратных комплексов

и повышение детальности сейсмических исследований, в 70-х годах принципиально новых данных, в частности о мощности коры и структуре верхней мантии в океане, не было получено. Причина этого заключается в том, что длина годографов не только не увеличилась, но и, наоборот, с введением в массовую эксплуатацию сейсмоакустических радиобуев и невзрывных источников возбуждения сейсмических колебаний (спаркеры, бумеры, пневмопушки) уменьшилась, что было обусловлено также ограниченностью дистанции взрыв—прибор дальностью УКВ-связи (до 25—50 км).

Однако с 60-х годов стали появляться критические работы Г. Ф. Афанасьева, в которых на основании данных геохимии и отчасти физики пород при высоких давлениях ставились под сомнение постулируемые сейсмикой различия в строении и составе коры под океанами и континентами [3]. Впоследствии эти идеи были развиты А. А. Прониным [35], продемонстрировавшим на обширном фактическом материале широкую распространенность кислых пород и их дериватов на дне современных океанов. Принципы изоморфизма коры в континентальных и океанических областях развиваются также в работах автора, В. А. Соловьева, Н. К. Булина и др. В частности, Н. К. Булиным в 1979 г. на основании рассмотрения новейших данных ГСЗ выдвинуто предположение, что граница со скоростью 8,1 км/с в океанах не является подошвой коры. В качестве таковой он предложил рассматривать нижележащую границу (8,2—8,4 км/с), что должно было, по его мнению, уравнивать мощности коры в океанах и на континентах. Истоки же представлений об одинаковой структуре коры в континентальной и океанической областях восходят к Э. Зюссу, и до 50-х годов нашего столетия они практически оставались незыблемыми.

Таким образом, проблема выделения различных типов коры не только не была решена, но и, наоборот, в свете поступающей новой геолого-геофизической информации приобретала все более острый дискуссионный характер, а от ее решения во многом зависели выбор перспективных направлений дальнейшего развития практической геологии и геофизики, крушение или утверждение современных геотектонических воззрений на эволюцию континентальных и океанических областей Земли.

Как же возникли современные представления о «континентальном» и «океаническом» типах строения земной коры?

Как уже говорилось (см. гл. 1), впервые граница со скоростью прохождения сейсмических волн 8,1 км/с была выделена А. Мохоровичичем в 1909 г. по годографу первых вступлений от Загребского землетрясения на эпицентральной дистанции 200 км, что соответствовало глубине проникания волны 50 км. В дальнейшем существование этой границы было подтверждено многочисленными измерениями на материалах отраженных, преломленных, обменных и поверхностных волн повсеместно в пределах континентальной суши [7, 11]. При этом уверенная регистрация кровли сейсмической границы, характеризующейся скоростями

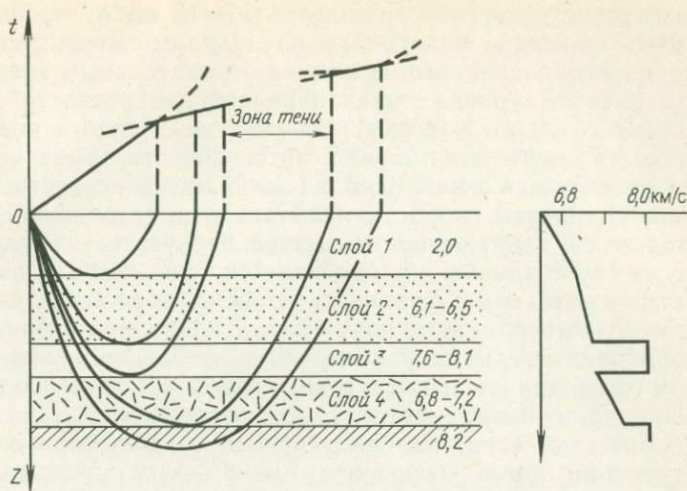


Рис. 39. Лучи и годографы рефрагированных волн при наличии в разрезе дна океана высокоскоростного тонкого слоя 7,6—8,1 км/с

7,9—8,2 км/с и получившей название «границы М», осуществлялась на протяженных системах наблюдения в интервале 170—200 км. Однако в первых океанических наблюдениях ГСЗ скорость 7,4—8,1 км/с чаще всего регистрировалась, начиная с расстояния 25—30 км [41, 43]. В целом же системы наблюдений и годографы здесь, как правило, не превышали длины 35—70 км и редко продолжались за пределы этой базы [14, 29, 41], что было вызвано несовершенством первых аппаратных комплексов, высоким уровнем шумов, мешающих дальней регистрации волн, малой мощностью и ограниченностью видимым горизонтом УКВ-передатчиков автономных сейсмоакустических радиобуев. Интерпретация велась исходя из предположения о регистрации в первых вступлениях головных волн часто по одиночным годографам, не обеспечивающим контроль за наклоном границ раздела.

В конце 50-х и начале 60-х годов благодаря работам А. С. Алексеева, Л. М. Бреховских, Б. Я. Гельчинского, Т. И. Облогиной и др. было доказано, что в реальных средах с положительным градиентом скорости образуют не головные, идущие вдоль границы, а рефрагированные волны, проходящие под границу (рис. 39). Тем не менее годографы головных и рефрагированных волн сходны и начинаются в общей точке выхода критического луча.

Временами кажущиеся скорости в начальной точке для обоих типов волн определяются по идентичным формулам [1]. Поскольку глубина рефракции зависит от вертикального градиента скорости, интерпретация рефрагированной волны как головной ведет к существенным погрешностям в определении глубины залегания границ, в том числе и границы М, в сторону ее завышения, кото-

рая при глубине залегания границы в 10—12 км от уровня моря может быть фиктивно заглублена на 1—2 км. Кроме того, при наличии сильных поглощающих слоев с отрицательным градиентом скорости, высоком уровне помех, большой дискретности пунктов возбуждения (5—9 км и более), допускающих возможность пропуска момента смены волн, слабой интенсивности самих исходных сигналов проходящая через слой 8,1 км/с волна вследствие отрицательного градиента скорости испытает отрицательную рефракцию в толще 6,5 км/с, отчего может не вернуться к поверхности наблюдения, рассеявшись на глубине (см. рис. 39). Однако при наличии положительного градиента в низкоскоростном слое 3 и отсутствии в нем промежуточных границ волна постепенно испытает рефракцию и вернется к поверхности наблюдения, но на значительном удалении от пункта возбуждения в закритической области. При этом будет наблюдаться протяженная (до 25 км) зона сейсмической тени, наличие которой создает видимость отсутствия границ ниже горизонта 7,6—8,1 км/с. Учитывая, что рефрагированная в слое 3 волна подходит к границе слоя 2 под углом, близким к вертикали или полного внутреннего отражения, она будет значительно ослаблена за счет высокого коэффициента отражения на границе 3—2 (своеобразный подэкранный эффект). Все сказанное, особенно при наблюдениях на коротких базах и со слабыми невзрывными источниками возбуждения, могло исключить всякую возможность регистрации волн от слоя 3, особенно при наличии в среде промежуточного высокоскоростного слоя. Лишь при отстреле длинных баз наблюдений с применением мощных взрывов волны могут пройти слой 3 и достигнуть очередной границы раздела со скоростью 8,2—8,4 км/с и регистрироваться на поверхности в первых вступлениях на дистанциях более 100 км от пункта взрыва (см. рис. 39).

Исследования в 1975—1977 гг. на длинных профилях (200—600 км) с применением мощных взрывов, использование волн от землетрясений во многом убеждают нас в справедливости сделанного предложения.

Так, Е. А. Старшинова в 1976 г. на материалах ГСЗ юго-восточнее Курильских островов установила, что скорость 8,1 км/с здесь регистрируется в тонком (около 2 км) слое, ниже которого до глубин 15—20 км скорость существенно понижается. Н. К. Булин приводит подробную сводку данных, свидетельствующих о широком распространении в разрезе океанических областей по крайней мере трех зон пониженных скоростей на глубинах от 2 до 15 км ниже дна. Например, в пределах Восточно-Тихоокеанской возвышенности (21° с. ш.) на глубине 2—4 км наблюдается чередование скоростей — 7,0—4,8—6,7 км/с; на Срединно-Атлантическом хребте — 5,4—3,2—6,3 км/с; на хребте Горда — 6,3—5,65—7,56 км/с. В Кокосовой котловине, по данным 40 профилей, установлен второй волновод — 6,8—6,5—8,0 км/с; в котловинах восточнее Тихоокеанского рифта под слоем 7,9—8,3 км/с мощностью 1,0—1,6 км обнаружен слой со скоростью 6,5 км/с.

Более того, на всех известных базах наблюдения с длиной годографа, превышающей 100—150 км, на глубине 25—45 км обнаружена граница с кажущейся скоростью 8,2—8,4—8,6 км/с. В частности, в западной части глубоководной Черноморской впадины автор еще в 1966 г. на судне «Академик Обручев» получил годограф длиной более 180 км, на котором скорость 8,2 км/с прослеживалась с дистанции 42 км, а скорость 8,4 км/с (глубина границы 49 км) — с дистанции 110 км. На годографах, полученных при участии автора в Японском море в 1964 г. и на Срединно-Атлантическом хребте в зоне разлома Атлантис, начало регистрации волны с кажущейся скоростью 9,0 км/с составило 43 и 47 км соответственно. В Тихом океане в котловине близ Курильских островов, по данным С. М. Зверева [14], скорость 8,8 км/с (глубина границы 40 км) регистрировалась, начиная со 100 км от пункта взрыва. Однако эти данные не привлекли первоначально особого внимания исследователей.

В целом увеличение базы наблюдения до 150—200 км и более обеспечивает, как правило, регистрацию границы, залегающей на глубине 25—30 км, т. е. значительно глубже так называемой границы М. Аналогичные данные имеются по другим районам и для континентов, где под горизонтом М регистрируются границы со скоростями 8,2—8,4 км/с [42, 48]. Такой разрез установлен в Южно-Каспийской впадине, западной части Средиземного моря, на Канадском щите в районе озера Верхнего, под Андами, под Рейнским грабенем, в предгорьях Судет, на Балтийском щите, под Японскими островами, Туранской плитой, Уралом, Памиром и т. д.

Таким образом, приведенные данные показывают, что регистрация волн с высокими кажущимися скоростями в океанических областях начинается над подводными возвышенностями на расстоянии 45—50 км от пункта взрыва, в котловинах — на 100—110 км, что соответствует глубине залегания преломляющих границ 12—15 ÷ 23—50 км. Это подтверждается данными эксперимента (Long shot) с использованием записей волн от удаленных взрывов и землетрясений, согласно которым скорость 8,2—8,4 и даже 8,6 км/с в океанических областях обнаруживается на границах, расположенных на глубине 40—50 км. И хотя эти наблюдения еще несопоставимы по детальности с сухопутными (они в значительной мере носят пока рекогносцировочный характер), тем не менее полученные данные указывают на стратифицированное строение перисферы глубже традиционной «границы М» в океанах.

Следовательно, для решения вопроса о различных типах коры необходимо было с самого начала вести сопоставления по годографам, длина которых была бы соизмерима как на континентальных, так и на океанических трассах. Первые же сравнения таких годографов стали свидетельством несостоятельности сложившихся представлений о двух типах коры — «континентальной» и

«океанической». Регистрируемая в некоторых районах океанических котловин на глубине 4—6 км под уровнем дна граница со скоростью 7,6—8,1 км/с может соответствовать тонкому высокоскоростному слою метаморфических, интрузивных или магматических пород, имеющих ограниченное по площади распространение. Дискретные, подобно буровым скважинам, данные ГСЗ не дают основания к заключению о сплошном распространении этого слоя на обширных пространствах океанических котловин. Анализ спектрального состава волновых полей за критической части годографов показывает, что волны от границы М в первых вступлениях на многокилометровых трассах имеют двойной или более сложный спектр с максимумами 5—6 и 16—20 Гц. Подобная картина характерна для тонких (по отношению к длине волны) слоев [1, 29]. В связи с этим следует отметить тот немаловажный факт, что и на континентах довольно часто регистрируются высокие скорости рефрагированных, отраженных и преломленных волн от неглубоко расположенных интрузивных магматических и эвапоритовых комплексов, превышающие значения 7,2—8,2 км/с. Однако здесь никому не приходит мысль принимать такие сейсмические горизонты за подошву, залегающую ниже земной поверхности от сотен до нескольких тысяч метров.

Сейсмическая граница с преобладающими значениями скоростей 7,6—8,1 км/с, залегающая на глубине 3—6 км ниже дна и установленная в большинстве районов глубоководных котловин, в ряде случаев соответствует кровле маломощного (1—2 км) слоя и поэтому не может быть отождествлена с подошвой земной коры, аналогичной той, что регистрируется на глубине 35—40 км под континентальными блоками. В других случаях скорость определена ошибочно (т. е. ее значение завышено) вследствие неполноты системы наблюдения и недостаточной обеспеченности годографа. При этом колебания значений скорости могут быть существенными. Поэтому в случае наличия в разрезе высокоскоростного слоя 7,2—8,1 км/с, подстилаемого толщей 6,5—6,7 км/с в за критической области, вследствие отрицательной рефракции возможно образование протяженной зоны тени (см. рис. 39). А при определенных соотношениях мощности и градиента скорости годограф от этого слоя будет вырождаться в точку или в лучшем случае иметь весьма непротяженный интервал слежения. Его легко можно пропустить при той большой дискретности наблюдения, которая была свойственна морским сейсмическим измерениям, когда расстояния между пунктами взрыва достигают 10—20 км и более.

Кроме того, при наблюдениях на коротких базах, не превышающих обычно 30—50 км, и со слабыми невзрывными источниками (особенно при работах с радиобуями) вследствие отражения и рассеивания от подошвы высокоскоростного слоя рефрагированные и отраженные волны от низкоскоростного слоя вообще регистрироваться не будут. Это подтверждают многочисленные примеры сильного затухания волн на дистанциях свыше 30—60 км в океанах. Не исключено, что именно такая модель среды при

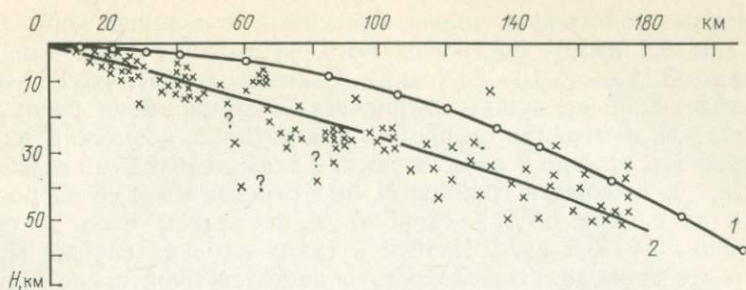


Рис. 40. Эмпирически установленная по данным 268 годографов (1950—1979 гг.) зависимость глубины сейсмозондирования от длины профиля (2) и сравнение ее с теоретической кривой (1)

отмеченных условиях наблюдения послужила причиной появления «океанических» разрезов земной коры.

Для проверки этого предположения нами был проанализирован сейсмический материал по 268 годографам преломленных волн, полученных на всех крупнейших морфоструктурах дна океана за период 1950—1978 гг. и положенных в основу построения современной сейсмической модели «океанической» коры. Анализ показал, что 60 % годографов имеет длину 5—20 км, 30 % — 20—50 км, 8 % — 50—100 км и лишь 2 % — 100—180 км. Таким образом, более 98 % всех наблюдений, согласно расчетам по формуле Гертглотца — Вихерта, обеспечивают глубину исследований не более 5—12 км, что исключает удовлетворительное решение вопроса о сейсмической структуре океанических областей на глубину, соизмеримую с известной мощностью континентальной коры, составляющей в среднем 33—40 км. Как видно из графика (рис. 40), в градиентных средах рефрагированные от границ на такой глубине волны придут в первых вступлениях в океанах на дистанции 130—145 км от пункта взрыва. В связи с этим уместно отметить, что на континентах подошва коры обычно регистрируется на протяженных базах наблюдения, превышающих 180—200 км. Полученный вывод полностью согласуется с выявленной по данным непосредственных измерений зависимостью между глубиной сейсмических зондирований и длиной годографа. Таким образом, для однозначного решения вопроса о мощности коры необходимо было с самого начала вести сравнения морских сейсмических разрезов с континентальными на одинаковых и достаточно протяженных базах наблюдения и, во всяком случае, не меньших, чем 180—200 км. Однако обработка подобных систем наблюдения в океане вплоть до 1976 г. практически не производилась, и особенности сейсмической структуры верхов разреза, по существу, распространяются априори на значительные глубины и пространства.

Продолжая статистический анализ мировых данных, мы установили, что 75 % всех годографов — одиночные, 85 % встречных

и одиночных годографов волны, относимой к подошве коры (скорость 7,6—8,2 км/с), построены по 1—3 точкам, 12 % — по 4—7 точкам и 3 % — по 10—20 точкам. Отсюда следует, что 85—87 % всех наблюдений «подошвы океанической коры» имеют очень низкую точность измерения скоростей, при которых возможны вариации скоростей от 4 до 9 км/с. В связи с этим необходимо отметить, что в 25,7 % случаев к границе М был отнесен слой со скоростью 7,0—7,8 км/с, а в 55 % — скорость в последнем слое достигла всего лишь 5,4—6,5 км/с. И хотя в таких случаях глубже исследования не проводились, скорость в нижележащей среде определялась «теоретически» исходя из модели Рейта (см. табл. 12). Только на 41 из 268 годографов была обнаружена граница со скоростью порядка 8,0 км/с. При этом лишь 19 из них имеют длину более 100 км, 12 являются одиночными. Таким образом, и из этих данных следует, что только 12—15 % всех годографов дали скорость порядка 8,0 км/с, которая к тому же может быть отнесена к кровле промежуточного тонкого слоя.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЕРИСФЕРЫ

Приведенные данные заставляют с известной осторожностью относиться к морским сейсмическим определениям структуры коры ниже слоя со скоростью 6,2—6,5 км/с, т. е. глубже 5—10 км от уровня дна.

Повсеместно встречаемый в океанах поверхностный плащ сравнительно разновозрастных (кайнозойских) базальтовых пород является кровлей тонкого (около 1—2 км) осадочно-вулканогенного слоя, ниже которого должна залегать обычная гранитно-метаморфическая кора, аналогичная фундаменту континентов. По кровле и в верхах этой коры вполне могут регистрироваться высокие значения скоростей 6,1—6,8 км/с, обычно наблюдаемые в океанах на глубинах 2—3 км от уровня дна. Как это ни парадоксально, но сухопутная сейсморазведка по существу лишь только в последние годы приступила к изучению скоростной структуры кристаллического фундамента. Скорости 6,4—6,8 и даже 7,0—7,2 км/с известны на Балтийской синеклизе (рис. 41), Украинском щите (Коростеньский плутон), Карельском участке Скандинавского щита и в других континентальных областях. Эти скорости получены либо непосредственно на границе фундамента, либо на глубине 1—5 км от его поверхности. Объем исследований верхов разреза фундамента океанических платформ, выполненных на коротких профилях, оказался несравнимо большим, чем на континентах. Отсюда и могло создаться представление о специфичности сейсмической структуры коры океанов, хотя из приведенного ниже статистического обзора видно (рис. 42), что на платформах и щитах континентов высокие значения скоростей фиксируются на тех же глубинах и под толщей осадков, мощность которых аналогична океаническим.

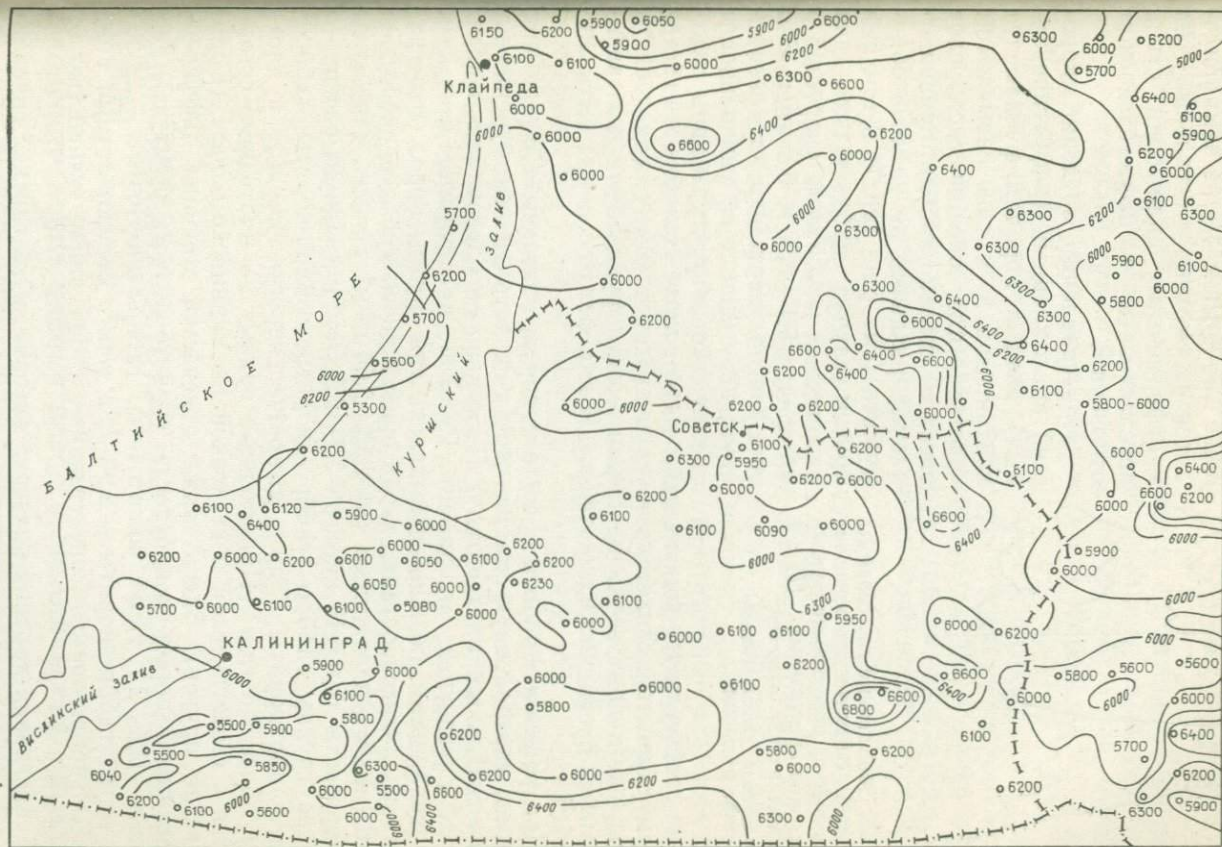


Рис. 41. Распределение скоростей (м/с) слаборефрагированных волн в верхах кристаллического фундамента Балтийской синеклизы

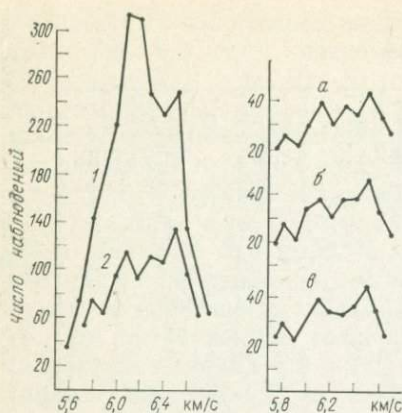


Рис. 42. Обобщенные гистограммы скоростей сейсмических волн, наблюдаемых на поверхности фундамента континентальных (1) и океанических (2) областей: а — подводные возвышенности; б — котловины; в — шельф

И действительно, по данным И. С. Вольвовского [10], к 1972 г. было выполнено 230 тыс. км профилей ГСЗ, причем 3/4 из них приходится на океаны, а остальные — на платформенные территории суши, перспективные в нефтегазоносном отношении.

При сравнении значений скоростей преломленных (рефрагированных) волн в породах фундамента континентов и в так называемом «третьем» или «океаническом» слое океанов сколько-нибудь принципиальных различий не удалось обнаружить (см. рис. 42). И в том и в другом случае наблюдаются два одинаковых максимума скоростей в интервале 6,1—6,2 и 6,5 км/с. Это еще раз подтверждает, что распространенное мнение об уникальности сейсмической структуры коры океанов не соответствует фактическим материалам.

Подобие же гистограмм скоростей свидетельствует о сходстве физических свойств пород, слагающих верхи кристаллического фундамента континентальных и океанических платформ. И этот факт не может быть случайным.

При решении вопроса о составе пород, слагающих фундамент океанов, определенную помощь могут оказать данные бурения на континентальных платформах. Например, исследования ядерных пород, слагающих фундамент Русской платформы, вскрытых 158 скважинами, позволяют выделить три группы пород. Это граниты различного состава, характеризующиеся средней скоростью (v) 6,0 км/с и плотностью (ρ) 2,58—2,69 г/см³, гнейсы, чарнокиты и анортозиты ($v=6,15$ км/с, $\rho=2,7-2,8$ г/см³) и породы основного состава группы габбро (габбро-диориты, габбро-нориты, габбро-норито-лабрадориты и др.), имеющие скорость 6,5 км/с и плотность более 2,8 г/см³. Приведенные данные по платформе согласуются с геологической обстановкой на Украинском щите (Короostenский плутон). Здесь также отмечается хорошая дифференцированность пород по плотности: гранито-гнейсы, мигматиты, рапакиви — 2,6—2,7 г/см³; анортозиты, габбро-анортозиты — 2,85—2,87 г/см³; габбро-нориты — 2,9—2,92 г/см³. Высокоплотные комплексы габбро-норитов представляют собой линзу мощностью от 2 до 4 км.

Аналогичная картина получена автором в Балтийской синеклизе [34]. Здесь над изометричными в плане площадями выхода на поверхность фундамента высокоскоростных пород ($v=6,4-6,6$ км/с) регистрируются мощные магнитные ($\Delta Z=600-900$ нТ)

и гравитационные ($\Delta g_B = 2-6 \cdot 10^{-5}$ м·с⁻²) аномалии, размеры которых совпадают с размерами высокоскоростных зон. И наоборот, площадям низкоскоростных пород ($\sim 6,0$ км/с) соответствуют слабоаномальные поля ΔZ и Δg .

Из вышесказанного можно заключить, что наблюдаемая на поверхности океанического фундамента мозаика скоростей, равно как и аномалий гравитационного и магнитного полей, отражает ту же гетерогенность его строения, что и пород щитов и платформ континентов.

Таким образом, скорости 5,9—6,2 км/с в фундаментах океанических платформ, как и на суше, скорее всего соответствуют основному массиву пород гранито-гнейсового состава: 6,4—6,8 км/с — пластам и интрузиям основных пород (габбро, базальтов): 7,2—7,4 км/с — интрузиям и плутонам ультраосновных (перидотитам).

Сегодня никому не приходит мысль относить кору опущенных на глубину 2—4 км платформенных областей суши (в том числе и синеклиз) к океаническому типу строения. Но ведь примерно на ту же глубину опущено большинство океанических котловин (средняя глубина океана 3,8 км). Разница, видимо, заключается лишь в темпах погружения. Если континентальные платформы погружались на эту глубину на протяжении всего фанерозоя и в конце его полностью оказались выполнены осадками, то океанические платформы испытали примерно такое же погружение в значительно более короткий срок — с позднего мела до первой половины кайнозоя [31]. Отсюда трудно предположить, что за столь короткий срок континентальная кора океанических платформ претерпела на 2/3 поверхности Земли столь глубокие преобразования (вплоть до полной переработки 30—40 км толщи гранито-метаморфической коры) без того, чтобы это не нашло отражения в солевом, температурном и газовом режимах гидросферы и атмосферы планеты, а вместе с ними и в эволюции органического мира Земли. Однако никаких тектонических и экологических катастроф в кайнозойской истории Земли до сих пор установить не удалось [26].

Глава 7

КАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ СЕГМЕНТОВ ЗЕМЛИ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КИСЛЫХ ПОРОД В ОКЕАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

Выполненный выше критический анализ геофизических материалов о структуре коры океанических областей, а также синтез данных по физике и динамике Земли подводят нас к выводу о принципиальной невозможности существования двух типов ко-

ры — континентальной и океанической в современном понимании различий их мощности и состава.

Если исходить из анализа глобального круговорота земного вещества (см. гл. 1), то трудно было бы объяснить, каким образом и почему продукты дезинтеграции выносимого на поверхность планеты вулканического материала должны были локализоваться лишь в пределах площадей будущих континентов. За 4 млрд. лет в процессе денудации, сноса и переотложения этот материал в условиях мигрирующих в пространстве и во времени очагов вулканизма будет неизбежно разнесен более или менее равномерно по всей поверхности Земли. Яркое тому доказательство — современные процессы денудации на континентах, мобилизации и переотложения терригенного материала, характер биогенного морского седиментогенеза и т. д. Как было показано в гл. 1, земная кора — это кислородно-силикатный каркас Земли. Весь механизм его образования предопределяет сплошное распространение этой оболочки по всей поверхности планеты. Вместе с тем кислородно-силикатный каркас — это закономерный продукт длительной эволюции протовещества в специфических условиях Земли.

Наступление на рубеже мезозоя — кайнозоя этапа океанизации и быстрое образование обширных и глубоководных океанических бассейнов уже в середине кайнозоя не могло сопровождаться таким же быстрым редуцированием гранитно-метаморфической толщи на 2/3 площади планеты.

Подобный процесс неизбежно повлек бы за собой цепь катастрофических явлений в гидросфере, атмосфере и биосфере Земли, что не находит подтверждения в летописи кайнозойской эры.

Возникает вопрос: имеются ли прямые или косвенные геологические доказательства существования «континентальной», т. е. гранитно-метаморфической, коры на дне современных океанов, которые бы подтвердили полученные выше выводы? Начиная с времен Э. Зюсса и до 50-х годов естествознание отвечало на этот вопрос положительно, приводя достаточно убедительные и веские доказательства. При этом, во-первых, отмечались многочисленные следы сравнительно недавнего (60—70 млн. лет назад) обрушения континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов [4]. Осадочные слои здесь при подходе к побережью резко оборваны со стороны океана, гранитно-метаморфический комплекс докембрийских щитов Канады, Южной Америки и Африки срезан вдоль континентальной окраины и лестницы уступов опущены глубоко под воду.

Во-вторых, к прямому доказательству былого распространения континентальной коры в области современных океанов справедливо были отнесены гранитные острова и выходы коренных кислых пород на удаленных от материков крошечных участках суши. Наиболее ярким примером в этом отношении являются Сейшельские о-ва и о-в Мадагаскар в Индийском океане, отделенные от континентальной Африки широкой полосой глубоководной Сомали

лийской котловины и Мозамбикского пролива. Гранитный фундамент о-ва Маэ, одного из 34 островов Сейшельского архипелага, имеет позднепротерозойский, а на Мадагаскаре — архей-протерозойский возраст. Огромная подводная возвышенность Кергелен на юге Индийского океана, венчаемая более 400 островами, значительно хуже изучена. В отличие от Сейшел и Мадагаскара здесь развиты базальтовые покровы кайнозойского возраста, затрудняющие изучение подстилающих толщ. Однако на о-ве Герд еще в 1908 г. Э. Филлипи обнаружил среди базальтов блоки гранито-гнейсовых пород. Позднее Ж. Нуже описал выходы крупного граносиенитового массива на п-ове Ральеде-Бати архипелага Кергелен.

В Атлантическом океане имеется целый ряд островов, расположенных вдоль срединного хребта и близ континентальной окраины, на которых известны коренные образования гранитных и других кислых пород, а также в ксенолитах базальтовых и андезитовых лав. На Фолклендских (Мальвинских) островах, отстоящих на 600 км от материка, автор наблюдал пологие гряды, сложенные кварцитом, гнейсом и гранитами, вероятно, древнейшего комплекса докембрия, слагающего фундамент Южно-Антильского подводного хребта. На крайнем восточном звене этого хребта на о-ве Южная Георгия также были обнаружены кварциты. Черные филлитовые сланцы и аргиллиты перемяты в складки и прорваны мощными вулканическими комплексами. Общее падение пластов происходит в южном направлении, т. е. в сторону впадины моря Скотия. В целом складчатые, метаморфизованные флишоидные толщи Южной Георгии весьма напоминают таврическую серию Южного Крыма. Находки гранитных пород на острове описаны в работах Гейма, Тирреля, Фрейкса и др. Плитки аргиллитов, кварцитовых филлитов с набором грубообломочных пород гранитного состава в изобилии драгировались нами с пологого склона о-ва Элефант.

Многочисленные находки гранитоидов в ксенолитах лав и туфов известны практически на всех островах, венчающих Срединно-Атлантический хребет на всем его протяжении (острова Буве, Тристан-да-Кунья, Вознесения, Св. Петра, Азорские, Исландия, Ян-Майен). Гранитно-метаморфическими породами сложена подводная возвышенность Роколл. Единственная, возвышающаяся над уровнем моря одноименная скала сложена гранито-гнейсами. Взятые еще в начале века с большим трудом образцы пород оказались эгириновыми гранитами раннепалеоценового возраста (65 млн. лет). В настоящее время скала почти разрушилась под действием океанических волн.

В Тихом океане коренное залегание гранитных пород и их аналогов известно в архипелаге Фиджи еще с начала века. Не случайно современные исследователи сравнивают Фиджийское плато с Сейшельским.

Ксенолиты кислых и средних пород в кайнозойских лавах обнаружены на островах центральной и западной части Тихого оке-

ана, на Восточно-Тихоокеанском рифтовом хребте, в пределах многих островных дуг [35]. Кроме того имеются многочисленные данные о распространении кислых вулканических пород и их пирокластических эквивалентов (вулканический пепел, стекла, более крупные обломки) в осадочной толще глубоководных котловин, установленные как по данным бурения судна «Гломар Челленджер» (1969—1982 гг), так и по пробам грунтов.

Утвердившееся мнение об отсутствии кислых пород на дне океанов обусловлено, скорее всего, не отсутствием фактов, а отсутствием у исследователей сведений о них. Ранее мы отмечали [30], что скудные сведения о распространении гранитных пород на дне океанов следует объяснять не их недостатком, а, скорее, тем, что мы еще не умеем их искать. К этому можно добавить, что мы не нацелены были на эти поиски, ибо согласно общепринятому постулату «океаническая» кора лишена «гранитного» слоя.

Что же представляют собой гранитные острова посреди океана, кислые и ультракислые ксенолиты и пирокластик среди базальтовых полей глубоководных котловин?

Эпоха суждений о «простом» строении, «примитивном» химизме, «однообразии» петрографии коры океана прошла вместе с нашими «младенческими» познаниями об океане. «Если руководствоваться химическим и петрографическим составом продуктов вулканизма и их распределением в разрезах вулканических построек и в латеральном направлении, то трудно обнаружить какое-либо геологическое различие между вулканизмом в океанах и на континентах», — пишет А. Пронин [35, с. 42]. И это мнение сейчас разделяют многие геологи, петрографы и геохимики как у нас в стране [3, 25, 36], так и за рубежом [24]. Г. Ф. Афанасьев еще в 1960 г. предостерегал научную общественность от поспешных выводов о «феномене» океанической коры. Он считал, что нет принципиальной разницы между петрографическими типами вулканических пород океанов и континентов, что земная кора континентов и океанов едина по составу и мощности для всей Земли, а совокупность фактов позволяет предположить, что сиалическая оболочка Земли простирается до глубины свыше 100 км (!) и не ограничивается границей М.

Таким образом, островки гранитных массивов, возвышающиеся над базальтовыми покровами современного океана, следует рассматривать как реликты гранитно-метаморфического фундамента, ныне опущенного и скрытого платобазальтами и осадками кайнозойского возраста [31]. Широкое же распространение кислых пирокластов и ксенолитов возможно при ассимиляции поднимающимися основными магмами кремнезема из окружающих пород. А это будет иметь место, если магматический расплав на своем пути будет пересекать горизонты гранитно-метаморфической коры. Контаминационная гипотеза для данного случая впервые была предложена А. А. Прониным в 1977 г. Однако примеры ассимиляции основной магмой кислых пород древнего фундамента на Кавказе приводились значительно раньше — в 1947 г., а затем

в 1962 г. Г. М. Заридзе. В частности, он считал, что на глубинную ассимиляцию, имевшую место перед излиянием магмы, указывают наличие кислого субстрата под осадочным покровом и содержание в вулканогенных образованиях оплавленного материала: гранитондов, кварцитов, слюды, полевого шпата, кварца и др.

Другим дополнительным геологическим свидетельством былого распространения «гранитной» суши в области современных впадин Мирового океана являются данные Ч. Шухерта, А. Д. Архангельского, В. В. Белоусова, А. А. Пронина и других о сносе грубообломочного материала в прибрежные области континентов и островов со стороны океанских впадин.

Наиболее полная сводка первоисточников по этому вопросу выполнена А. А. Прониным [35]. Согласно приведенным им данным, снос терригенного обломочного материала со стороны Атлантики на северное, южное и западное побережье Европы осуществлялся в альбском веке (вторая половина раннего мела). На побережье юго-восточной части Великобритании в раннем мелу (135 млн. лет назад) сносился терригенный материал со стороны Атлантического океана. В начале палеогена прямая сухопутная связь существовала между Северной Америкой и Европой (вышенность Роколл, Фареро-Исландский и Исландско-Гренландский пороги). Бурение с американского судна «Гломар Челленджер» показало, что в этой области наземные извержения происходили еще в миоцене (20 млн. лет назад). Много сведений имеется о сносе терригенного материала со стороны Атлантического океана в палеозое и раннем мезозое.

На побережье и островах Тихого океана в мезозойских и кайнозойских седиментационных бассейнах в большом количестве встречаются терригенные песчаники полимиктового состава и конгломераты кислых метаморфических пород, принесенные со стороны моря. Снос этого материала продолжался еще в кайнозое. Так, на западное побережье Японии терригенный материал со стороны Тихого океана поступал в эоцене и олигоцене. В кайнозойскую эру со стороны Охотского моря и Тихого океана сиалический кластический материал поступал на Курильские острова, Новую Зеландию, на запад Южной Америки. На острова архипелага Яп в Тихом океане из районов Филиппинского моря в эоцене поступали полимиктовые конгломераты, содержащие кислые магматические и метаморфические породы. Фауна позднего эоцена в известковых валунах конгломерата найдена на Новых Гебридах, что свидетельствует об образовании их в условиях мелкого моря, существовавшего в позднем эоцене. Эоцен-олигоцен-миоценовые конгломераты и песчаники известны и на многих других участках континентального побережья Австралии и островах. Имеется несколько свидетельств и более ранних (мезозойских и палеозойских) источников сноса, расположенных в Тихом океане. Так, известны глыбы конгломератов гранитных пород, сносимые в позднем мезозое со стороны Тасманова моря и моря Фиджи на побережье Новой Зеландии и Новой Каледонии. В последнем

случае сиалический материал поступал со стороны подводной возвышенности Лорд-Хау, ныне опущенной на глубину более 2000 м. На побережье Новой Зеландии кислый обломочный материал поступал со стороны Тасманова моря и в более раннюю эпоху — в конце триаса. По другую сторону океана мощные толщи морских мелководных и континентальных слюдистых кварцевых песчаников приносились в мезозое с востока на побережье Боливии. В перми на Индостанское побережье сносился сиалический кластический материал со стороны Индийского океана.

По данным бурения в позднем миоцене (6—8 млн. лет назад) на дне современного Средиземноморья отлагались эвапориты и мелководные пресноводные осадки. В настоящее время дно здесь опущено на глубину свыше 4 тыс. м. Впадина Средиземного моря существует длительное время, являясь реликтом древнего океана Тетис. Обмеление его в позднем миоцене связано с закрытием Гибралтарского пролива, возможно, обусловленным падением уровня Мирового океана. Это не противоречит геологическим данным о сносе в позднем миоцене терригенного материала (представленного конгломератами и песками), происшедшем со стороны Средиземного моря в бассейн Вера в прибрежной юго-восточной области Испании [35]. Следовательно, в период осушения дно моря не оставалось на современной гипсометрической отметке —3÷—4 км, а представляло собой приподнятую сушу, которая подвергалась размыву. Значит, в домиоценовую эпоху здесь преобладали мелководные условия, которые лишь недавно — в плиоцен-четвертичное время — сменились на глубоководные. Морские отложения этого возраста выполняют неровную размытую поверхность позднемиоценовых осадков. Трансгрессивное и несогласное залегание отложений плиоцена на верхнемиоценовых карбонатных породах Средиземноморья простирается далеко за пределы нынешних границ морской впадины. Они известны на о-ве Сицилия, в Калабрии, вдоль подножия Апеннин, в Тирренском море. Это свидетельствует о том, что послеподнемиоценовая впадина первоначально была мелководная и более обширная. Однако в процессе последующего погружения море регрессировало с бережий, поглощенное увеличивающейся емкостью бассейна.

При рассмотрении истории образования Черного моря также большую роль играют сведения о сносе терригенного материала. По данным В. Г. Чернова, позднеюрские конгломераты горы Демерджи по характеру слоистости, изменения мощности и окатанности гальки, гранулометрии свидетельствуют о существовании высокогорного рельефа в области сноса, располагавшегося на месте современной Черноморской впадины в поздней юре. В составе конгломератов присутствуют обломки гранитоидов, гнейсов, аргиллиты, алевроиты таврической серии и известняки нижней юры. Последние слагают высокоподнятую моноклинал южной гряды Крымских гор (Ай-Петринская, Ялтинская яйла, гора Чатыр-Даг и др.). Интересно, что обломки кислых протерозойских пород известны лишь в верхней части конгломератовой толщи, что свиде-

тельствует об их позднем размыве (оксфорд), начавшемся лишь после того, как была срезана толща палеозойских (карбон, пермь), триасовых и нижнеюрских пород. Начальным моментом формирования Черноморской котловины, по мнению М. В. Муратова, следует считать образование впадин, разделенных невысокими грядками, и заполнение их отложениями олигоцена и миоцена. По данным А. Е. Шлезингера, в начале миоцена область Черного моря еще питала обломочным терригенным материалом прилегающие районы Анатолии, Кавказа и Крыма. И лишь в позднем миоцене, а может быть, в раннем плиоцене (понт) началось интенсивное прогибание этой впадины. По-видимому, мало отличаются от черноморской истории развитие и формирование Каспийского моря, южная глубоководная часть которого также заложилась в плиоцен-плейстоцене.

Итак, имеющиеся на сегодня данные о наличии денудированной суши в палеозое, мезозое и даже неогене в области современных впадин океанов, окраинных и внутриконтинентальных морей Средиземноморского пояса в сочетании с реликтами кислой коры подводят нас к двум согласующимся со всей предыдущей информацией выводам:

1) состав терригенного полимиктового материала свидетельствует о том, что это продукты разрушения гранитно-метаморфических пород, аналогичных по петрографии и возрасту фундаменту современных континентов;

2) преимущественно позднемеловой возраст терригенных пород, принесенных на побережье и на некоторые острова Тихого, Индийского и Атлантического океанов, и эоцен-миоценовый возраст окраинных морей (а в случае Средиземного и Черного морей — позднемиоценовый или даже плейстоценовый) ясно указывают, когда заложилась эти впадины. Время образования Тихого, Индийского и Атлантического океанов, по этим данным, — поздний мел — палеоген (70—50 млн. лет назад), а окраинных морей западной части Тихого океана — эоцен — ранний миоцен; морей Средиземноморского пояса — поздний миоцен — плиоцен. В миоцене происходит заложение Японского и, вероятно, Охотского морей [36].

В подтверждение сказанному приведем еще три весьма важных доказательства. Во-первых, незначительная мощность осадков в котловинах океанов в среднем не превышает 1000 м. Лишь в приконтинентальной зоне их мощность увеличивается (4000—6000 м и более). Уменьшение мощности осадочной толщи по мере удаления от краев континентов, выклинивание в том же направлении отдельных слоев и улучшение сортировки материала в сторону пелитизации свидетельствуют о том, что основным поставщиком терригенного материала в океанах с момента их образования являлись материки [30].

Во-вторых, при известных темпах пелагической седиментации в глубоководных котловинах (1—10 мм/1000 лет) за 70 млн. лет мощность осадков составит 70—700 м, что с учетом суспензион-

ного осадконакопления и растворения карбонатов на глубинах выше критических (4000 м) соответствует наблюдаемой картине распределения осадков на дне современного Мирового океана.

В-третьих, весьма характерной особенностью практически всех без исключения разрезов сейсмопрофилирования океанических областей и морей Средиземноморского пояса является резкое несоответствие сейсмической структуры хорошо стратифицированной, акустически прозрачной толщии осадков и подстилающей неровной поверхности монолитных пород. На шельфах и прилегающих участках докембрийских щитов и платформ морские тонкослойные осадки с поверхностями напластования, параллельными поверхности дна, трансгрессивно с угловыми и стратиграфическими несогласиями ложатся на явно размытую поверхность акустически плотных, непрозрачных и часто лишенных слоистости пород. Характерное примыкание морских отложений к материковому склону и отчетливо наблюдаемое продолжение размытой поверхности фундамента от шельфа и далее по сбросам в котловинах ясно указывают на их генетическое сходство. Бурение и драгирование подтверждают эту мысль. В настоящее время гранитно-метаморфические породы вскрыты скважинами в ряде районов материкового склона и подножия. В глубоководных котловинах картина аналогичная — горизонтально-слоистые акустически прозрачные осадки лежат на неровной, но уже вулканического облика поверхности непрозрачного акустического фундамента [30]. Бурением установлено [45], что этот «фундамент» в подавляющем большинстве случаев представлен толщей переслаивающихся кайнозойских базальтов и осадочных слоев. Низы налегающих на базальты осадков, за редким исключением, не несут следов метаморфизма. Следовательно, их образование началось в уже сформировавшемся океаническом бассейне, т. е. после завершения платобазальтовых излияний, и на глубинах меньше критических. Последующая седиментация происходила в условиях глубокого океана. Это следует из поступления терригенного материала со стороны континентов начиная со второй половины кайнозоя.

Если допустить, что в процессе опускания континентальной коры произошло ее частичное (порядка 10—15 км) либо, согласно В. В. Белоусову, полное (20—25 км) разрушение, то немедленно возникает вопрос: куда девалась избыточная масса кремнезема, калия (K_2O) и аргона (^{40}Ar), представляющих собой продукты распада «гранитной» коры? Площадь «исчезнувшей» гранитно-метаморфической коры за вычетом затопленных окраин материков (шельфа) составляет примерно 300 млн. км². Мощность ее на континентах равна, во всяком случае, не менее 20 км. Содержание SiO_2 в пересчете на кварц в кислых породах равно около 65 %, что составляет более половины указанной мощности коры — около 12 км. Учитывая тот факт, что нормальная растворимость SiO_2 в морской воде составляет 0,012 %, а реальная концентрация в 30 раз меньше [21], то избыточный кремнезем по отношению к массе воды составит 240 единиц.

Вспышка эоцен-миоценового кремненакопления в океане и во внутриконтинентальных бассейнах некоторыми исследователями объясняется как результат деструкции континентальной коры снизу. Кстати, разработка этого механизма нужна для объяснения все той же модели «тонкой океанической» коры. Не исключая возможности увеличения объема выноса кремнезема в эпохи усиления подводного вулканизма, вместе с тем трудно согласовать мощности ассимилированного кремнезема (12 км) и суммарную мощность кремнистых осадков в океанах, не превышающую, как известно, первых сотен метров. К тому же в современную эпоху наибольшей скорости океанской седиментации морская вода не только не перенасыщена, а, наоборот, оказывается в 30 раз недо-насыщенной кремнеземом. Возможность импрегнирования кремнезема породами мантии или подстилающими базальтами также исключается ввиду того, что не наблюдается никаких признаков ни домелового, ни послемелового изменения состава базальтов и, в частности, их «окисления».

Почти половину массы гранитных пород составляют полевые шпаты, содержащие в больших количествах K_2O . При распаде радиоактивного калия (^{40}K) образуется 0,0119 % ^{40}Ar . Вследствие низкой энергии активизации достаточно незначительного повышения температуры, чтобы за несколько миллионов лет увеличилось количество радиоактивного аргона. Учитывая период полураспада ^{40}K (1320 млн. лет), в результате полной переработки 20-км гранитно-метаморфической оболочки на 2/3 поверхности планеты в атмосфере и гидросфере должно было бы скопиться значительно большее количество аргона по сравнению с имеющимся ($6,5 \cdot 10^{19}$ г) [9]. Однако этот аргумент, часто приводимый ранее против «базификации» гранитной коры и в поддержку ее изначального «океанического» облика [23], в общем-то слабый. Во-первых, по сравнению с периодом полураспада калия время начала «переработки» ничтожно мало — 4—70 млн. лет (а для Черного моря и того меньше — всего несколько сотен тысяч лет). Во-вторых, неизвестно, сколько радиоактивного аргона остается в коре, а сколько выбрасывается в атмосферу. В последнем случае Г. В. Войткевич приводит цифру 0,1 % из всего количества выделившегося аргона.

Итак, приведенные геологические данные не противоречат рассмотренной выше новой интерпретации геофизического материала в вопросе о структуре и составе коры под океаническими котловинами. По мощности, петрографическому составу и возрасту она не должна отличаться от коры континентальных блоков.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ДИНАМИКА ПЕРИСФЕРЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Важнейшим результатом глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер» явилось установление на дне и в осадках Мирового океана мелководных образований. Их возраст колеблется в широких пределах — от позднеюрского (135—160 млн. лет) до

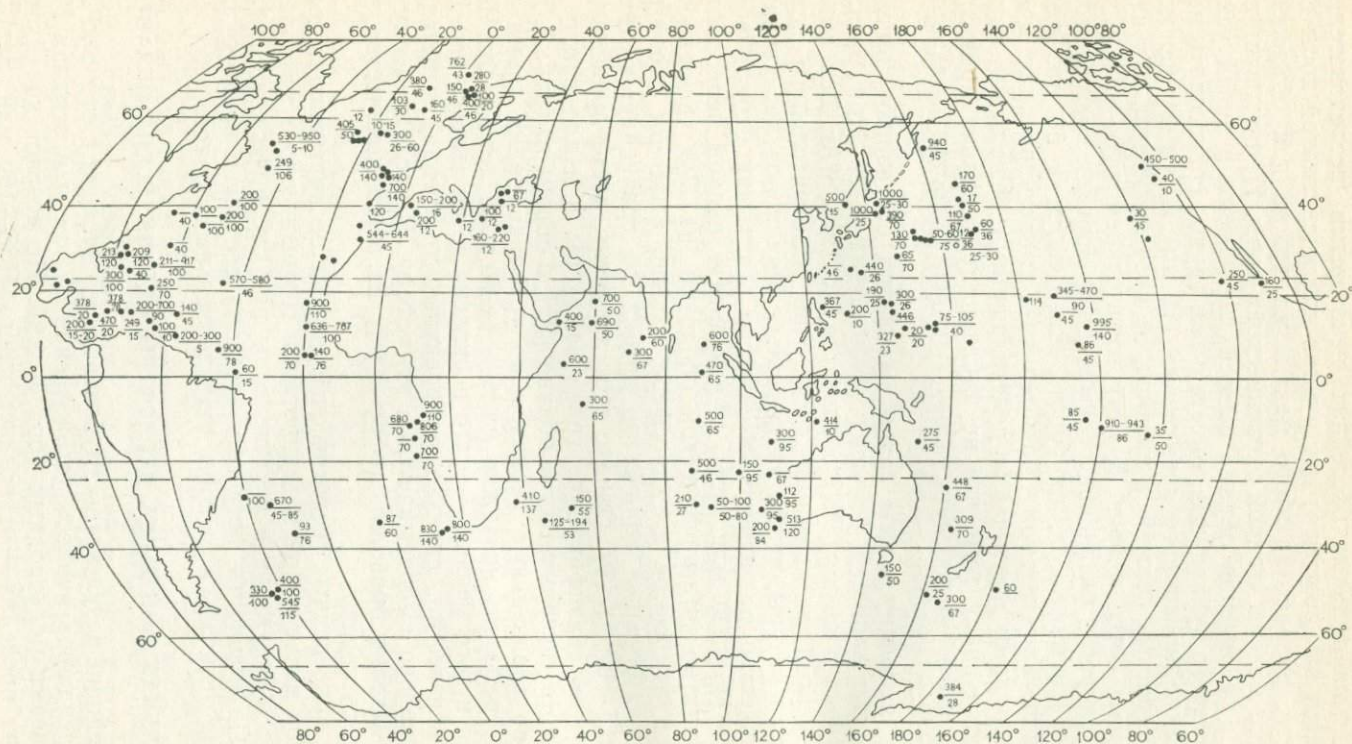


Рис. 43. Расположение скважин глубоководного бурения судна «Гломар Челленджер» в Мировом океане, вскрывших мелководные отложения.

В числителе — мощность покрывающей толщи глубоководных осадков (м), в знаменателе — возраст мелководных отложений (млн. лет)

позднемиоценового (6—10 млн. лет), а современная глубина залегания — от 0,5 до 7,0 км [45].

Из 498 изученных нами скважин мелководные отложения были установлены в 149. Из них 98 находятся на подводных возвышенностях и гайотах и 51 — в области глубоководных котловин бассейнов Тихого, Атлантического и Индийского океанов (рис. 43).

Анализ современной гипсометрии древних мелководных образований позволил выявить важную закономерность. Оказалось, что чем древнее отложения, тем глубже они опущены относительно уровня моря, и, наоборот, более молодые отложения залегают на меньшей глубине. Факт обнаружения мелководных образований на дне глубоководных котловин Мирового океана, наряду с установлением возраста осадочного чехла, явился выдающимся достижением международной программы DSDP, однако он еще не нашел должного освещения и интерпретации в научной литературе. Первый анализ и объяснение ему был дан автором в работах 1980—1983 гг. Полученная информация позволила раскрыть важнейшие аспекты кайнозойской и более ранней истории формирования океанических областей. Возраст и современная гипсометрия мелководных образований дают возможность однозначно рассчитать среднюю скорость опускания дна Мирового океана за последние 140 млн. лет. Учитывая важность этого факта для дальнейшего изложения, напомним вывод данного параметра.

Если H — современная глубина моря, а h — мощность покрывающей мелководные образования осадочной толщи, то, зная возраст (т. е. время t их образования), можно найти среднюю скорость $\bar{v}(t)$, с которой данный участок дна опускался в последующее время:

$$\bar{v}(t) = \frac{H+h}{t} \text{ (мм/1000 лет)}. \quad (61)$$

Результаты выполненных по 149 скважинам расчетов были сведены на графике (см. рис. 9), где по оси абсцисс отложен возраст (t) мелководных образований, а по оси ординат — рассчитанная по формуле (61) средняя скорость $\bar{v}(t)$ [31, 32]. Полученные данные хорошо сгруппировались в экспоненциальную зависимость, которую можно аппроксимировать функцией вида:

$$v(t) = ae^{-t/c} + b, \quad (62)$$

где a — постоянная, определяемая на уровне $t=0$ млн. лет, $a = 580$ мм/1000 лет, $b = 25$ мм/1000 лет и $c = 14,65$ млн. лет. Следовательно, выражение (62) можно переписать в виде

$$v(t) = 580e^{-t/14.65} + 25 \text{ (мм/1000 лет)}. \quad (63)$$

Оно определяет скорость опускания дна Мирового океана за последние 160 млн. лет [31].

Геологическая летопись кайнозоя и позднего фанерозоя свидетельствует о том, что уровень моря существенно не изменялся

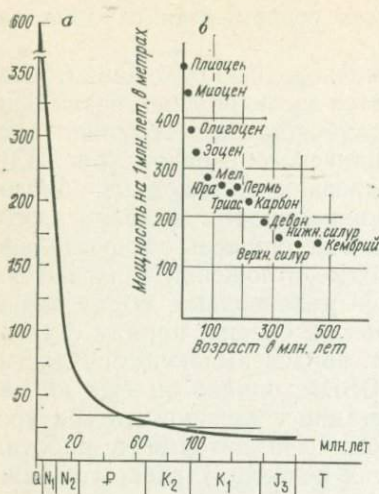


Рис. 44. Графики скорости опускания дна океанов (а) и мощности отложений (б), образовавшихся в течение 1 млн. лет, по данным Дж. Гиллули

относительно континентальной суши. Катастрофические опускания обширных областей поверхности Земли без одновременного затопления их водой неизбежно привели бы к быстрому осушению континентов и образованию плаща мощных конгломератовых отложений на дне котловин. Однако подобные образования в осадках Мирового океана неизвестны [45]. Это позволяет заключить, что опускания океанских сегментов практически полностью компенсировались поступлением соответствующих объемов эндогенной и отчасти материковой воды, масса которой составляет всего 3% от массы воды, сосредоточенной в океанах, и поэтому не оказывавшей заметного влияния на изменение уровня. Следовательно, формула (62) характеризует не только скорость погружения дна океанов, но и одновременно отражает интегральные темпы поступления эндогенной воды (в мм/1000 лет) на поверхность Земли в указанный период. Расчет скорости $v(t)$ по более узким временным интервалам (только для I_3 , K_1 , K_2 , P , N_1 , N_2 и Q) дает практически аналогичный результат (рис. 44). Для этого по всем скважинам, в которых известны мелководные отложения, находилась средняя амплитуда погружения дна океана ($\Delta \bar{H}$), имевшая место за один из указанных интервалов. Например, для установленного периода верхней юры имеем $\bar{H}_{I_3} - \bar{H}_{K_1} = \Delta \bar{H}_{I_3}$. Отсюда находим среднюю скорость опускания дна $\bar{v}(t)$ в поздней юре (и темпов поступления свободной воды, заполнявшей образующиеся впадины):

$$\bar{v}_{I_3} = \Delta \bar{H}_{I_3} / \Delta t_{I_3}.$$

Аналогично находим $\Delta \bar{H}$ и v_i для остальных периодов (где $\Delta \bar{H}$ с индексом — средний уровень мелководных образований на конец данного геологического периода, v_i — скорость опускания дна, Δt — его длительность, млн. лет).

Построенный таким образом график (см. рис. 44) характеризует среднюю интервальную скорость погружения дна океана и поступление эндогенной воды за периоды I_3 , K_1 , K_2 , P , N_1 , N_2 и Q . Сравнение его с интегральным графиком $v(t)$ (см. рис. 9) показывает их идентичность.

Анализ полученной зависимости $v(t)$ позволяет прийти к важным выводам относительно закономерностей формирования гидросферы и общей направленности эволюции Мирового океана.

Из графика $v(t)$ видно, что на рубеже 50—70 млн. лет (мезозоя и кайнозоя) происходит быстрое увеличение скорости опусканий дна Мирового океана и поступления эндогенной воды. К этому же периоду приурочены массовые платобазальтовые излияния, захватившие краевые зоны океанических сегментов [25, 45].

Как известно, максимального размаха вулканизм достиг в океанических областях и их периферии в миоцене и четвертичном периоде. Так, из 376 К-Аг определений возраста базальтовых и кислых вулканических пород островов и дна океана [35] на долю мезозойских приходится 26 (6,84 %) значений, в том числе позднемеловых — 22 (5,8 %); на долю палеоген-миоценовых — 23 (6,24 %). Максимальное количество определений падает на миоценовые — 162 значения (42,74 %) и четвертичные — 137 (35 %). Таким образом, наблюдается бесспорная связь между ускорением погружения дна океана и усилением масштабов вулканизма в этих сегментах Земли. Мощный платобазальтовый вулканизм проявился в позднем мелу, главным образом по периферии современных океанических областей. Отличительной же чертой материкового платобазальтового вулканизма является то, что он возникает импульсивно, на ограниченных площадях и лишь однажды [25]. В то же время вулканизм океанических сегментов характеризуется не только значительно большей площадью распространения, но и, что, видимо, самое главное, многократностью появления на одних и тех же площадях.

Как видно из графика $v(t)$, скорость опусканий дна в поздней юре составляет 25—30 мм/1000 лет; в позднем мелу она возросла до 60 мм/1000 лет, в миоцене — 180—200 мм/1000 лет, а в антропогене — 600—640 мм/1000 лет, т. е. в 20 раз больше по сравнению с позднеюрским периодом.

Установленная зависимость между возрастом морских мелководных отложений и их современной гипсометрией, позволившая рассчитать темпы погружения океанических областей и поступления эндогенной воды, имеет, по-видимому, фундаментальное значение для понимания не только позднефанерозойской, но и более ранней истории Земли.

Стало ясно, что граница мезозоя и кайнозоя явилась, по существу, рубежом, отделяющим доокеаническую стадию развития планеты, включающую докембрий и большую часть фанерозоя, и стадию океанизации, начавшуюся в поздней юре и достигшей максимума на границе мела и палеогена и продолжающуюся в настоящее время (см. гл. 1).

Полученные данные об океанизации Земли и режиме этого процесса в мезо-кайнозое находят подтверждение в многочисленных и разнообразных геологических свидетельствах, многие из которых были рассмотрены нами выше. Здесь же приведем данные Дж. Гиллули о характере изменения мощности осадочных отложений на континентальных блоках в различные геологические периоды (см. рис. 44, б). Сопоставление этих данных ясно свидетельствует о прогрессивном ускорении прогибания земной коры

в целом начиная с верхнего силура и особенно с рубежа юры—мела. Так, если в кембрии — силуре за 1 млн. лет образовывалось 140—150 м отложений, то в мелу — юре темпы седиментации возросли до 270 м/млн. лет и далее по экспоненте достигли максимума в плиоцене (800 м/млн. лет) (см. рис. 44, б).

ОЧЕРТАНИЯ И ГЛУБИНА ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ДООКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Используя установленную зависимость $v(t)$, можно оценить глубину позднелюрских — меловых морских (доокеанических) бассейнов, которые прерывистой полосой протягивались вдоль окраин материков внутри области будущих Атлантического и Индийского океанов и занимали обширные пространства в центре Тихого океана и по восточной окраине Австралии (рис. 45). Для этого найдем среднюю скорость $\bar{v}(t)$ опускания океанических областей за период океанизации:

$$\bar{v}(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n v_i, \quad (64)$$

где $i=149$, $n=1, 2, 3 \dots$ Она составляет 100 мм/1000 лет. Отсюда находим, что в последние 70 млн. лет амплитуда опусканий в среднем составила 7000 м: $N_{KZ} = \bar{v}(t) \cdot \Delta t_{KZ} = 100 \text{ мм/1000 лет} \times 70 \times 10^6 \text{ лет} = 7000 \text{ м}$. В течение предшествовавших кайнозою 70 млн. лет скорость опусканий не превышала 25—30 мм/1000 лет. Следовательно, начиная с поздней юры (келловей—оксфорд) и до позднего мела океанические области испытали относительное погружение с амплитудой порядка 2100 м: $H_{K,-1} = 30 \text{ мм/1000 лет} \times 70 \times 10^6 \text{ лет} = 2100 \text{ м}$. Таким образом, суммарная максимальная глубина погружений за последние 140 млн. лет (H_1) составила 9100 м.

Современная глубина залегания кровли фундамента (считая от уровня моря) в наиболее опущенных областях предматериковых прогибов Атлантики и Индийского океана и в центральных районах Тихого океана составляет 8—10 км [21]. Отсюда находим, что максимальная средняя глубина позднемезозойских бассейнов праокеана не превышала для юрских 1000 м: $H_{\text{совр}} - H_1 = 10\,000 \text{ м} - 9100 \text{ м} = 900 \text{ м}$; а для позднемеловых — 3000 м: $H_{\text{совр}} - H_{KZ} = 10\,000 \text{ м} - 7000 \text{ м} = 3000 \text{ м}$. Следует особо подчеркнуть, что речь идет не о глубине Мирового океана позднего мезозоя. Как видно из построенной нами палеогеографической карты, с использованием данных почти 600 скважин судна «Гломар Челленджер» (см. рис. 45), такого еще не существовало. В границах будущего океана располагалось несколько разобщенных морских бассейнов, площадь которых была почти в три раза меньше площади современного океана, а глубина значительно меньше критической для карбонатов (4000—4500 м). Поэтому распространенные в литературе представления о «существенной глубоковод-

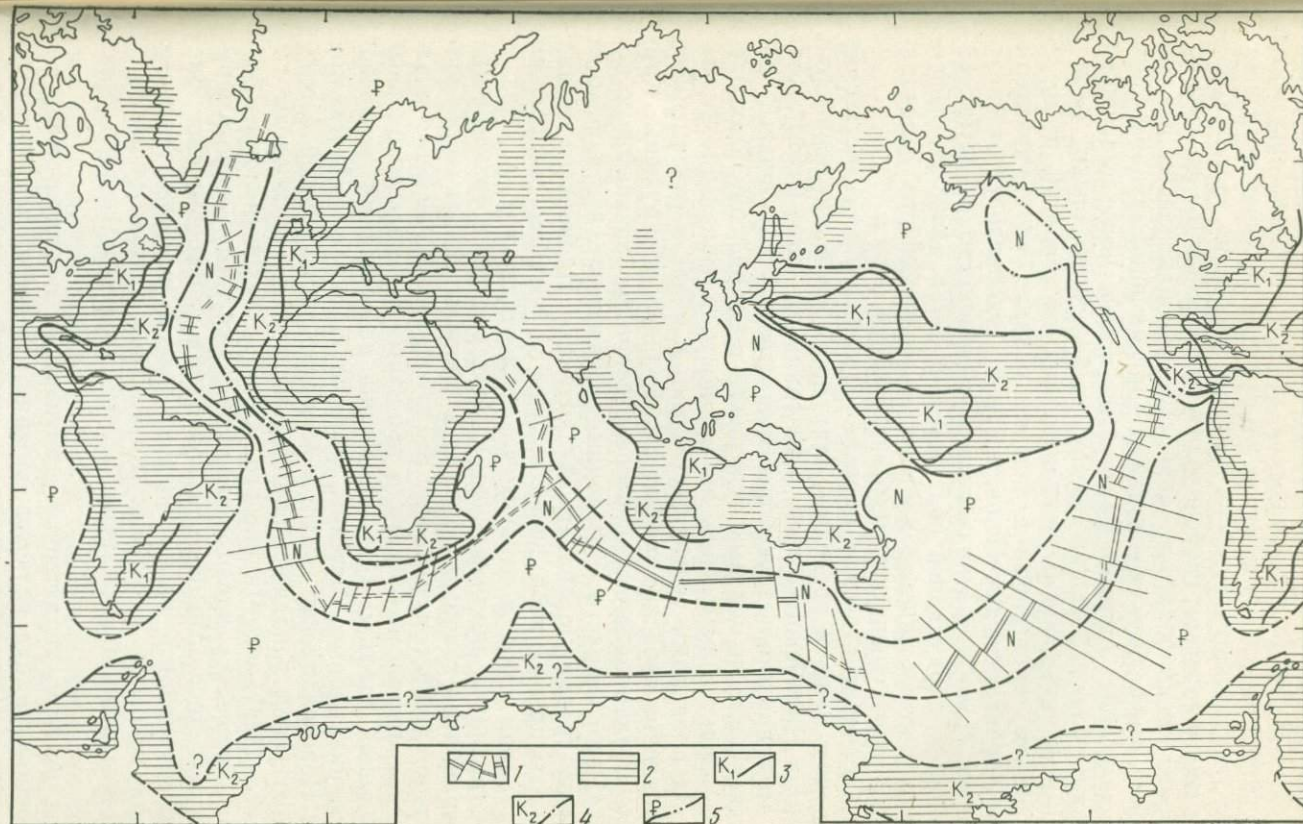


Рис. 45. Палеогеография позднемелового океана.

Морские бассейны в пределах континентов даны по Н. М. Страхову, а в океане — по данным судна «Гломар Челленджер» (1969—1983 гг.) о распространении мелководных отложений

1 — рифтовые хребты; 2 — акватория позднемеловых; 3 — границы раннемеловых глубоководных бассейнов; 4 — позднемеловых; 5 — палеогеновых

ности» позднемезозойского океана, «устанавливаемые» литологически (бескарбонатные глинистые отложения), должны быть пересмотрены. Ниже будут приведены дополнительные аргументы в пользу этого заключения. Здесь же отметим в общем-то известный факт, что бескарбонатность осадков отнюдь не является бесспорным свидетельством глубоководности бассейна (более 4500 м). Особенности бескарбонатного режима осадконакопления поздней юры и мела могли быть обусловлены (при наличии глубины меньшей критической) другими факторами, в том числе стагнацией вод сравнительно небольших замкнутых бассейнов, низкой биологической продуктивностью, окислительной обстановкой и др. В этих условиях терригенные глинистые осадки будут характеризовать не глубинность бассейнов, а степень удаленности от источников сноса. Подобная зональность в условиях застойных бассейнов со слабой циркуляцией вод выдерживается наиболее эффективно, что подтверждается характером современного осадконакопления в эпиконтинентальных и шельфовых морях.

Итак, позднемезозойские морские бассейны были достаточно глубоководны лишь в пределах узких прогибов вдоль периферии Атлантики и Индийского океана и центральной части Тихого океана. Об этом свидетельствуют преимущественно мелководный облик позднеюрских и меловых отложений по периферии этих бассейнов и характер изменения их мощности и фаций [4, 21, 31, 32, 45]. За пределами указанных границ в области современного океана позднемезозойские отложения не были обнаружены. Кайнозойские осадки залегают непосредственно на базальтовых породах сходного возраста. Эти данные показывают, что в поздней юре и мелу срединные области Атлантики и Индийского океана были заняты приподнятой сушей и, судя по палеогеографическим реконструкциям для континентов, осуществленным в 1963 г. Н. М. Страховым, позднеюрская и позднемеловая трансгрессии распространялись главным образом в пределы современной континентальной суши (см. рис. 45). В Тихоокеанском сегменте позднемеловая трансгрессия охватила обширные районы центральной части будущей впадины [32], объединив разобщенные позднеюрские и раннемеловые бассейны, восточную окраину Австралии, включая Новозеландское плато, и большую часть Южной Америки, однако своей западной границей не выходя за пределы современного Перуанско-Чилийского желоба. Узкие меловые бассейны располагались вдоль современной окраины Северо-Американского материка. Меловые, а возможно, и позднеюрские бассейны, протягивались вдоль Антарктической окраины (меловые отложения вскрыты в районе Антарктического полуострова и предположительно присутствуют в тихоокеанском секторе бурения).

Таким образом, характерной особенностью палеогеографии позднемелового периода является слияние периферийных бассейнов в Атлантике и Индийском океане и заметное увеличение их площади за счет затопления новых областей суши, еще располагав-

шейся в пределах будущих океанических сегментов. В Тихом океане трансгрессия шла главным образом в направлении от центра будущей впадины к ее периферии. Однако, как видно из рис. 45, обширные области будущих рифтовых хребтов и периферия Тихого океана в позднем мелу еще оставались сушей. В целом же заметно смещение общего плана водной оболочки планеты в сторону современных континентальных блоков.

Иными словами, поздний мезозой еще оставался трансгрессивным на большей части континентальной суши и в целом регрессивен в области будущих океанов. Тем не менее именно в позднем мезозое происходит заложение контуров впадин будущих океанов.

ОЧЕРТАНИЯ И ГЛУБИНА КАЙНОЗОЙСКОГО ПРАОКЕАНА

Обратимся снова к рис. 45 и рассмотрим распространение палеогеновых отложений, предварительно отметив одну важную особенность. Повсеместно в отложениях верхней юры и нижнего мела бурением установлено [45], что комплекс мелководной микрофауны сменяется вверх по разрезу глубоководным комплексом. За пределами подводных возвышенностей и некоторых участков материковых окраин и рифтовых хребтов палеогеновые отложения являются преимущественно глубоководными. Граница распространения осадков палеогена прослеживается до середины склона, а в ряде случаев до гребня рифтовых хребтов. Сводовая область всех рифтовых хребтов Мирового океана, как правило, лишена палеогеновых осадков. Здесь, в том числе и в рифтовой долине, распространены осадки неогена, нередко «запеченные» в базальтовых лавах более молодого возраста [45]. Этот факт, а также данные о малой мощности осадочного чехла в гребневой зоне [21], с учетом всего сказанного выше, свидетельствуют о том, что вплоть до конца палеогена сводовые части срединно-океанических хребтов оставались сушей. Лишь в конце олигоцена—начале миоцена срединные области Атлантики, Индийского океана и Восточно-Тихоокеанского поднятия были вовлечены в продолжающееся общее погружение океанических секторов. По-видимому, в середине миоцена здесь возникли глубоководные условия.

Таким образом, в кайнозое происходит быстрое смещение общего плана водной оболочки планеты с континентальных блоков в область будущих океанов. Иными словами, ранний кайнозой становился трансгрессивен на большей части современных океанических областей и существенно регрессивен (что видно также из карт Н. М. Страхова) в пределах континентальных блоков. Именно палеоген является эпохой массовых опусканий периферы океанических областей. Почти 2/3 площади современных котловин Мирового океана заложились в это время (см. рис. 45). Отсюда не случайно широкое распространение кайнозойского платобазальтового вулканизма на дне котловин современных океанов. Более молодой миоцен-плиоцен-четвертичный вулканизм име-

ет уже ограниченное распространение и охватывает области гребней рифтовых хребтов, островных дуг и Кордильер восточной периферии Тихого океана. По существу, он маркирует зоны позднейших неоген-четвертичных опусканий в сформировавшейся в палеогене чаше Мирового океана.

Таким образом, тектоническая активность рифтовых хребтов в срединной части Индийского и Атлантического океана и на Восточно-Тихоокеанском поднятии, островных дуг и периферии Тихого океана отражают факт последнего этапа океанизации в этой обширнейшей области Земли [31, 32]. По сравнению с палеогеном площади плиоцен-четвертичной активности заметно сократились, хотя и остаются еще значительными. Приведенные выводы полностью согласуются с возрастанием темпов и объемов поступления эндогенной воды, а также скорости погружения дна океана в палеогене, устанавливаемые зависимостью $v(t)$. Это согласование не может быть случайным, ибо палеогеография и динамика перисферы — это звенья одного процесса: расширение площади океанических областей могло иметь место лишь при вовлечении их в общее прогибание при одновременном возрастании темпов и объемов вулканизма и поступления свободной воды на земную поверхность.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОКЕАНОВ В ПОЗДНЕМ ФАНЕРОЗОЕ

Итак, анализ построенной нами по данным почти 600 скважин судна «Гломар Челленджер» палеогеографической карты Мирового океана для различных периодов позднего фанерозоя позволил проследить последовательность формирования современных океанических областей и наметить три этапа этого процесса: 1) позднеюрский — раннемеловой этап, характеризующий начало океанизации в области будущей океанической перисферы; 2) поздне-меловой — палеогеновый этап активной океанизации; 3) неоген-четвертичный этап — кульминация и финал процесса океанизации планеты.

В свете изложенного становятся понятными различия в строении и динамике тихоокеанского и атлантического континентальных типов периферий. Тихоокеанская континентальная окраина лишь в позднем кайнозое оказалась вовлечена в интенсивный процесс океанизации, который продолжается здесь и в настоящее время. Атлантическая и Индоокеанская континентальные окраины давно прошли этот этап. В бассейнах этих океанов фронт океанизации в плиоцен-четвертичное время проходит по срединным рифтовым хребтам и островным дугам. В рамках изложенной схемы желоба островных дуг Мирового океана представляют собой новейшие образования четвертичного периода, что подтверждается их геоморфологией, малой мощностью осадков, активностью четвертичного вулканизма.

Если схематизировать картину эволюции океанических бассейнов по этапам, то она будет такова (рис. 46). Первоначальное

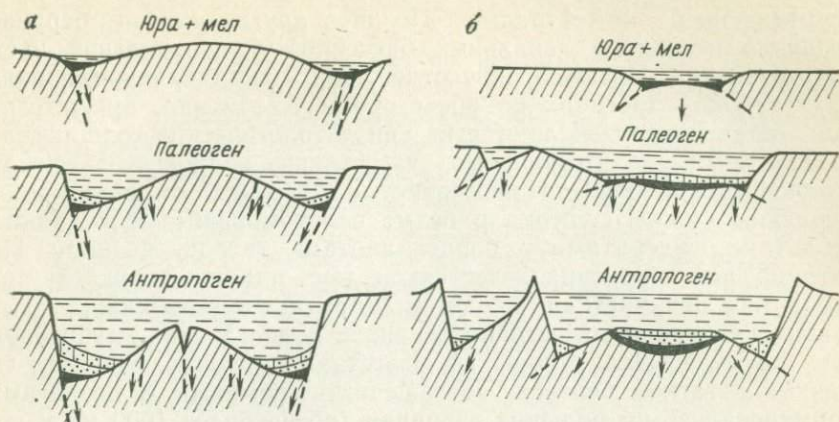


Рис. 46. Схема, иллюстрирующая направление процесса океанизации:
 а — область Атлантического и Индийского сегментов; б — область Тихоокеанского сегмента Земли

заложение узких желобообразных глубоководных (около 1000 м) морских бассейнов происходит в поздней юре—раннем мелу вдоль будущих континентальных окраин Атлантического, Индийского и южной части Тихого океана. Раннемеловая регрессия, возможно, отражает этот процесс, когда возникшие предматериковые прогибы приняли в себя избыток воды, выплеснувшейся на континентальные блоки в поздней юре.

В пределах Тихого океана позднеюрские — нижнемеловые бассейны возникли главным образом в срединной области будущей гигантской впадины. Обширные районы вокруг оставались низменной сушей.

Эти своеобразные «центры» океанизации в последующие периоды позднего мела, палеогена и неогена расширялись путем вовлечения в общее прогибание новых площадей суши, все более удаленных от краев пракоинтоентов — в Атлантике, Индийском и южной части Тихого океанов, и наоборот, от центра к периферии Тихого океана. Одновременно происходило прогрессивное осушение континентов, которое еще продолжается в настоящее время [17].

Поздняя юра. Рассмотрим особенности седиментации в докеанических бассейнах и выясним тектоническую обстановку, в которой происходило их заложение и развитие.

Наиболее древним из известных позднеюрских бассейнов в акватории Мирового океана является бассейн в районе материковой окраины Северной Америки, возникший здесь около 160 млн. лет назад (келловей—оксфорд). Несколько позднее (145—135 млн. лет назад) вдоль континентальной окраины Европы и Северной Африки образовался восточный бассейн Северной Атлантики. По-видимому, к этому же времени относится формирование локальных бассейнов вдоль западной окраины Южной Америки, восточной окраины Африки и восточной периферии Индийского океана,

примыкающей к Австралии. Позднее других (титон—берриас) возникло несколько локальных бассейнов в центральной части Тихого океана. Позднеюрские отложения, накопившиеся в узких глубоких прогибах по обе стороны Атлантики, имеют сходный состав и подразделяются на три литологические толщи: зеленовато-серые пелитоморфные известняки келловея—оксфорда, красновато-коричневые тонкозернистые известняки оксфорда—киммериджа—нижнего титона и белые пелитоморфные известняки с цеолитами, сидеритами и порцелланитами титона—неокома. Пелитоморфная структура известняков двух нижних толщ, отсутствие в них биокластики, характер детрита свидетельствуют о их накоплении вдали от источников сноса в достаточно глубоководном бассейне. Пелитоморфные известняки титона—неокома, лишенные остатков бентоса, обогащенные кремнями и цеолитами, формировались на больших глубинах (но не более 1000 м) и под влиянием вулканизма. Обнаруженные во всех трех толщах турбидиты свидетельствуют о наличии близкого высокого поднятия подводного склона со стороны будущих континентов и низменной суши — со стороны срединной области океана.

Таким образом, позднеюрские бассейны Атлантики формировались в условиях относительно спокойного тектонического режима и слабого вулканизма. Осадконакопление шло в довольно глубоких бассейнах в условиях теплого климата, далеко отстоящей со стороны континентов суши и близко расположенной суши в области современного Срединно-Атлантического хребта.

В Тихом океане юрские отложения уверенно выделяются только в районе поднятия Магеллана. Здесь на экстрезивных базальтах залегает маломощная (9,5 м) пачка серых, зеленовато-серых и красноватых известняков, содержащих обломки кремней и вулканических пород. По наннопланктону известняки датируются титоном—берриасом.

Аналогичные отложения обнаружены в абиссальной равнине Австралийской котловины, т. е. на восточной периферии Индийского океана. По другую сторону бассейна — близ Африканской окраины юрские отложения не обнаружены.

Таким образом, морские бассейны в центральной части Тихого океана возникли значительно позднее, чем в Атлантике, и развивались в условиях активной вулканической деятельности и, следовательно, напряженного тектонического режима. Мелководный характер осадков, отсутствие терригенного турбидитного материала свидетельствуют о значительных размерах морского бассейна в центральной части Тихоокеанского сегмента, развивающегося в окружении низменной суши и теплого климата.

В области Индийского океана в поздней юре существовал, видимо, только один морской бассейн — по периферии Австралии.

Ранний мел. В раннем мелу размеры всех морских бассейнов, возникших в юре, заметно возросли (см. рис. 45), а их глубина несколько увеличилась и в среднем, как было показано выше, достигла значений близких к 2000 м. Однако образования новых

крупных бассейнов в это время в области современных океанов, видимо, не происходило.

Среди нижнемеловых отложений (берриас—альб) наибольшее развитие имеют карбонатные фации с преобладанием кокколито-вого мела, известняков и мергелей, калькаренитов, доломитов. Второй фациальный тип отложений нижнего мела представлен пестроцветными глинами, среди которых различаются бурые цеолитовые и серые, обогащенные углистым материалом разновидно-сти. Третий фациальный тип представлен вулканогенно-осадочны-ми отложениями и наиболее типичен для Тихого океана (подня-тие Манихики). Здесь нижнемеловые отложения представлены вулканическими брекчиями, песчаниками, глинами, содержащими многочисленные реликты мелководных моллюсков [45].

Пространственная и вертикальная изменчивость фациального состава отложений отражает разнообразие условий седиментации в различных морских бассейнах раннего мела, расположенных в пределах современных океанов. Появление в разрезах апта и аль-ба прослоев бескарбонатных глин с пиритом, сидеритом и угли-стым материалом свидетельствует об образовании застойных ло-кальных бассейнов с восстановительной обстановкой, что могло иметь место при продолжающемся углублении отдельных впадин и нарушении циркуляции вод, понижении их температуры. Одно-временно существовали и мелководные бассейны, где шло накоп-ление лагунно-эвапоритных отложений. Такие бассейны существо-вали во всех океанах.

В целом же основные черты тектонического режима и особен-ностей седиментации, возникшие в поздней юре, сохранились в этих областях и в раннем мелу. В Атлантическом и Индийском океанах прогибание континентальных окраин продолжалось в ус-ловиях спокойного тектонического режима. В Тихом океане оно сопровождалось вулканизмом.

Поздний мел. Трансгрессия, начавшаяся в альбе, продолжа-лась в позднем мелу. В итоге значительно расширились поздне-юрско-раннемеловые бассейны и заложилась новые. В частности, возникли протяженные морские бассейны по обе стороны Атлан-тики и Индийского океана, объединившие до того разобщенные моря (см. рис. 45). Возникли узкие прогибы вдоль восточной ок-раины Тихоокеанского сегмента и западнее Австралии. Вероятно, появились моря и по периферии Антарктиды. Ввиду практически полного отсутствия сведений по Северному Ледовитому океану можно лишь предположить, что его заложение также произошло где-то в позднем мелу.

Общий характер седиментации, сложившийся в юрско-нижне-меловых бассейнах, сохранился и в позднемеловое время [45]. В углубившихся предматериковых прогибах Атлантики шло на-копление бескарбонатных черных глин, насыщенных углистым материалом. Присутствие в этих отложениях аутигенных пирита и сидерита свидетельствует о накоплении их в условиях застой-ного режима, где избыток углекислоты обеспечивал растворение

CaCO_3 в уже сформировавшемся осадке. Это предположение подтверждается и детальным изучением скудной известковой микрофауны толщи, имеющей апт-сеноманский возраст.

Еще более широкое распространение имеют в Атлантике отложения пестроцветных глин сеноман-маастрихтского возраста, которые нередко перекрывают черные глины. Почти полное отсутствие известковых и кремнистых организмов, сидерита и пирита, низкое содержание органики свидетельствуют о накоплении отложений в окислительной обстановке при низкой биологической продуктивности вод, так как глубина бассейнов в позднем мелу, как было показано выше, еще не достигла уровня растворения карбонатов и не превышала в среднем 1500—2000 м. Многочисленные перерывы в толще могли быть обусловлены течениями, возникшими в связи с ростом глубины и площади бассейнов.

Одновременно по периферии бассейнов, как со стороны формирующейся континентальной окраины, так и со стороны срединной суши, располагавшейся на месте Срединно-Атлантического хребта, шло накопление карбонатных какколитово-фораминиферовых известняков и мергелей. Мелководные лагунные известняки отлагались на шельфах и подводных возвышенностях в области современных котловин (Сом, Северо-Американская, Бразильская и др.).

В разрезах позднего мела Тихого океана наиболее широко представлены карбонатные фации терригенных бурых глин [45]. В центральных районах бассейна они залегают на отложениях раннего мела, а по периферии подстилаются экструзивными базальтами и представлены мелководными карбонатными и обломочными породами кампана—маастрихта. Нередко они включают прослойки вулканических пород. В районе Новой Зеландии отложения верхнего мела содержат фауну радиолярий, диатомей, силикофлягелат, свидетельствующих о существовании здесь зоны холодных вод или течений, хотя уверенности в этом все-таки нет, так как поздний мел явился начальной эпохой эволюции диатомовых. Не исключено, что активное развитие здесь кремнистых было связано с усилением вулканизма в данной области растущего океана.

В поздне меловых отложениях Индийского океана преобладают карбонатные фации.

Ослабление терригенной седиментации и усиление биогенной и, в частности, карбонатной (характерной также и для разрезов континентальных отложений позднего мела континентов) можно объяснить обширностью поздне меловых морских бассейнов в океанических секторах и их многочисленностью на континентах, а также наличием преимущественно низменной суши и отсутствием крупных водосборов и слабого развития речной сети, типичных для позднекайнозойского времени. Поздне меловые бассейны в области современных океанов, как было показано выше, имели сравнительно небольшую глубину (не более 2—3 км), значительно меньшую современной глубины компенсации карбонатов (4—

4,5 км). Поэтому накопление бескарбонатных толщ следует объяснить не глубоководностью, а застойным режимом многих бассейнов, неразвитой циркуляцией отчасти вследствие мелководности и разобщенности бассейнов, отчасти отсутствием широтной дифференциации климата планеты (за исключением экваториальной зоны).

Характер изменения мощности и фаций по периферии поздне-меловых бассейнов в области будущих океанов свидетельствует о существовании здесь обширных районов суши, которая лишь в палеогене испытала погружение и затопление (см. рис. 45, 46). В связи с этим позднемезозойский вулканизм, развивавшийся вдоль окраин будущих континентов Северной и Южной Америки и вдоль некоторых участков западного и северо-западного обрамления Тихого океана и до сих пор рассматриваемый как свидетельство древности Тихоокеанской впадины, на самом деле (как отмечал В. В. Белоусов [4]) не имеет ничего общего с этим утверждением. Из палеогеографической карты видно, что здесь в позднем мелу заложилась прогибы, отделенные от центрального бассейна обширной сушей, тектонику которых и маркирует данный вулканизм. В свете изложенного становится понятным, что многочисленные плосковершинные гайоты высотой 2—3 км в центральной части Тихого и по периферии Индийского и Атлантического океанов, покрытые толщей коралловых известняков с мелководной фауной позднего мела, отражают глубину бассейна, которая в течение кайнозоя увеличилась здесь в среднем еще на 2 км. За это же время дно палеогенового океана опустилось на 7 км, т. е. темпы погружения вновь вовлекаемых в этот процесс областей в кайнозое резко возросли по сравнению с позднемезозойскими областями. Это полностью подтверждается и ходом средн интервального графика $v(t)$ (см. рис. 44).

Кайнозой. В разрезе осадков палеогена современных океанических областей преобладают глубоководные фации терригенных и карбонатных пород. Однако на обширных пространствах гребневой зоны срединных рифтовых хребтов палеогеновые отложения практически отсутствуют. Это могло иметь место в том случае, если своды будущих рифтовых хребтов еще оставались сушей, в пределах которой, однако, могли располагаться периодически осушавшиеся мелководные бассейны. Например, вплоть до эоцена в Северной Атлантике и в районе Норвежско-Гренландского бассейна отлагались мелководные, лагунные и дельтовые осадки, формировалась красноцветная кора выветривания. До конца палеогена в распространении красноцветных отложений на современных континентальных блоках не было четкой зональности. Они формировались на всех широтах, включая околополярные. Следовательно, вплоть до середины олигоцена на земном шаре господствовал тропический и субтропический климат и резкой широтной дифференциации климатической зональности (за исключением аридной и гумидной) не существовало. Этот весьма важный факт свидетельствует о том, что до конца палеогена современной гло-

бальной водной и воздушной циркуляции на земном шаре еще не существовало. Последняя могла иметь место лишь в случае иного баланса суши и моря и общего плана океанических бассейнов. Разобшение их сводовой суши срединных хребтов, значительно отставших в опускании от других районов Мирового океана (см. рис. 46), существование сухопутных мостов между Австралией, Южной Америкой и Антарктидой, наличие суши вплоть до конца палеогена в западной части Тихого океана, где лишь в миоцене начали формироваться глубоководные котловины и вулканические гряды будущих внешних островных дуг, — все это несомненно препятствовало развитию единой системы водно-воздушной циркуляции. Ее установление началось лишь после опускания этих еще обширных областей суши, которое произошло в миоцене. Поэтому не случайно, что именно в миоцене происходит окончательно установление термических контрастов на земной поверхности близких к современным, появление покровного оледенения вначале на Антарктиде, а затем и в северной полярной области.

Образование в палеогене крупных океанических впадин привело к еще большему осушению континентальных блоков и закрытию позднее (в миоцене) океана Тетис. Реликты этого океана — Черное и Каспийское моря вплоть до четвертичного периода (Средиземное море — до позднего миоцена) развиваются как преимущественно мелководные бассейны, после чего происходит их быстрое углубление.

Таким образом, в миоцен-четвертичное время в опускание вовлекаются сводовые зоны срединных хребтов, континентальная окраина Тихого океана и формируются глубоководные желоба вдоль основания существующих с миоцена островных дуг. Таким образом, эти области следует рассматривать как фронт новейшей миоцен-четвертичной океанизации, в которую вовлекаются все новые участки континентальной суши, и происходит дальнейшее опускание внутриокеанских сухопутных мостов. В свете сказанного рифтовые хребты современного океана — это, по существу, области, отставшие в своем погружении от прилегающих котловин, т. е. остаточные возвышенности [4, 31]. Сами же рифты представляют собой зоны тепло- и массопереноса, своего рода вентиляционные люки планеты, предохраняющие ее от саморазрушения. Рифтовые трещины возникли на своде хребтов вследствие быстрого преимущественно плиоцен-четвертичного опускания прилегающих блоков котловин, в результате чего возникли растягивающие напряжения на своде и, как следствие, глубокие расколы перисферы. Последние в дальнейшем становятся подводными каналами вулканизма, что совместно с неравномерными блоковыми проседаниями привело к созданию сложного рельефа гребневой зоны рифтовых хребтов [30].

Итак, на протяжении последних 100 млн. лет 2/3 поверхности твердой Земли испытало относительное опускание в среднем на 4,0 км. В этом плане континенты являются своего рода тоже ос-

таточными возвышенностями. Вместе со срединно-океаническими хребтами они компенсируют сокращение площади поверхности сжимающейся сферы Земли. Согласно формуле планетной контракции [31], кайнозойский рельеф Земли — самый контрастный и наиболее глубоко дифференцированный за всю ее историю. В связи с этим новейшие структуры глубоководных желобов островных дуг должны отражать дальнейший этап опускания поверхности сферы на новый, более низкий уровень, что подтверждается малой мощностью заполняющих их осадков и четвертичным оживлением вулканизма.

Биологи нередко используют для доказательства древности желобов эндемичные формы обнаруженной здесь фауны, присущей палеозойским бассейнам. Фауна действительно может быть древней, но это еще не является доказательством существования в палеозое океана современных размеров и глубин. Древняя фауна могла мигрировать вместе с мигрирующими морскими бассейнами. Природа барьеров, генетически изолирующих эндемичные формы глубоководных желобов, по-прежнему остается неясной.

Однообразие и специфичность абиотической среды способствуют консервативности видов. Это моноплакофоры, погонофоры, голотурии — в бентосе. Высокая степень таксономической обособленности глубоководной фауны, по мнению Я. А. Бирштейна, может определяться либо присутствием реликтовых архаических групп, вытесненных из мелководья, либо приспособлением к существованию в условиях большого гидростатического давления. Однако мы ничего не знаем о скорости адаптации организмов в этих условиях. Длительность этого процесса можно в равной степени предполагать, как и быстрые изменения.

По мнению Г. М. Беляева, условия в желобах обуславливают сравнительно высокие темпы видообразования. Узкая адаптация по линии одного фактора (высокое гидростатическое давление) лишила фауну глубоководных желобов далеко идущих эволюционных перспектив. Это область формирования малых таксонов. Процент эндемиков может свидетельствовать лишь о сравнительной молодости или зрелости одной впадины относительно другой. Интересно, что адаптации подвержены наиболее простейшие из форм.

Возникший к началу четвертичного периода баланс суши и моря (т. е. единое зеркало огромного Мирового океана и гигантские континентальные блоки) предопределил усиление широтной контрастности температур и климата и ее быструю изменчивость при малейшем колебании этой системы. В частности, заложение в начале периода глубоководных желобов и быстрое углубление реликтовых морей Тетиса должны были привести к резкому понижению уровня океана и, следовательно, большему осушению континентов, понижению снеговой линии, усилению контрастности климата в высоких широтах северного полушария. Все это несомненно усилило действенность фактора Миланковича и в конечном итоге способствовало образованию последовательных циклов

оледенений и дегляциации четвертичного периода. Без учета явления океанизации ни одна из существующих теорий четвертичных оледенений до сих пор не смогла дать удовлетворительного ответа о фундаментальной причине оледенений плейстоцена.

Другой закономерный вывод, следующий из проведенного рас-смотра палеогеографии Мирового океана, касается вопроса диссимметрии современного лика Земли. Длительное время в науке существуют представления о якобы изначальном происхожде-нии этого фактора, свойственном не только нашей Земле, но и другим планетам. Однако нетрудно видеть ошибочность подобных экстраполяций. Наблюдаемая диссимметрия лика Земли — явле-ние, приобретенное ею в последние 50—70 млн. лет. В допалео-геновое время поверхность планеты имела совершенно иной вид (см. рис. 45). Следовательно, лик Земли, как, впрочем, и любой другой планеты, не задан изначалью. Он эволюционирует совме-стно с астеносферой, возникновение, рост и ликвидация которой контролируются миграцией и объемами диффундируемых летучих и тепла из зоны внешнего ядра [31]. Направление этого процес-са в условиях нашей планеты вполне определено. В ближайший миллион лет океан будет расширять свою площадь за счет вовле-чения в прогибание новых участков периферий Тихого океана, реликтовых морей Тетиса, общего подъема уровня моря. Это на-правление океанизации хорошо просматривается на палеогеогра-фической карте позднего фанерозоя (см. рис. 45) и графике $v(t)$ (см. рис. 44).

Становится также ясно, что океаны возникли на погрузившейся континентальной коре, покрытой сверху плащом излившихся син-хронно с опусканиями молодых платобазальтов. Нет никаких сви-детельств о последующей деструкции этой гранито-метаморфи-ческой коры. В самом деле, куда девалась избыточная масса крем-незема при «распаде» континентальной коры мощностью порядка 20 км с площади более 300 млн. км² за ничтожный промежуток времени от 70 до 1—2 млн. лет (последние цифры относятся к Черному и Каспийскому морям)? На протяжении всего этого вре-мени вулканизм в океанических областях оставался существенно основным, а океаническая вода не только не пересыщена, но и да-же в 30 раз недосыщена кремнеземом [21]. Объемы же кайнозой-ского кремненакопления, как было показано выше, ничтожны по сравнению с той массой кремнезема, которую необходимо раство-рить (в пересчете на кварц — это около 12 км толщи с 2/3 поверх-ности планеты). Существует также множество геологических и гео-физических свидетельств в пользу заключения о повсеместном распространении под дном океана гранитно-метаморфической ко-ры континентального типа нормальной мощности. Разумеется, признание этого факта делает полностью несостоятельными все построения современного неомобилизма с его тектоникой плит, равно как и других гипотез (фиксизма, базификации).

Как было показано выше, наибольшее приливное торможение Земля испытала в конце первой крупной фазы океанизации, т. е.

в конце палеогена — начале миоцена. Но при большей скорости вращения земной шар должен был иметь большее сжатие с полюсов и, следовательно, иметь большее вздутие по экватору. Этот избыток, как мы видели, действительно существует и не соответствует современной скорости вращения Земли. Он возник в доокеанскую эпоху (30—40 млн. лет назад) при большей, чем современная, скорости вращения и служит убедительным доказательством гидростатического равновесия вещества Земли в прошлом. В последние миллионы лет Земля, строго говоря, не находилась в состоянии гидростатического равновесия. Подобное запаздывание в приобретении Землей гидростатического равновесия при постепенном приливном уменьшении скорости вращения, как было показано, позволяет оценить вязкость нижней мантии в 10^{25} Па·с, а это исключает всякую возможность существования конвекции в мантии и оболочке Земли. С другой стороны, все это свидетельствует в пользу общей гравитационной организации Земли и ведущей роли контракционного механизма тектогенеза внешних геосфер.

ОКЕАНИЗАЦИЯ И ПРОБЛЕМА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Устойчивая широтная дифференциация и возрастающая контрастность климата начались в миоцене, что привело к оледенению Антарктиды, а позднее (3—5 млн. лет назад) появлению морских льдов в Арктическом бассейне. Это понижение температуры в высокоширотных областях хорошо увязывается с общей морской регрессией на континентальных блоках, вызванной углублением и увеличением площади Мирового океана, формированием впадин Средиземного и Черного морей, заложением в миоцен-антропогене глубоководных желобов островных дуг. Попытки объяснения циклов четвертичных оледенений только колебаниями солнечной радиации (астрономический фактор Миланковича) или 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. Сложившийся к концу плиоцена баланс суши и моря предопределил действительность сопутствующих океанизации факторов Миланковича, тектоники и вулканизма.

Усиление процессов океанизации в плейстоцене повлекло за собой сокращение вследствие регрессии площади морских бассейнов на материках, увеличило их относительную высоту. В результате произошло уменьшение увлажнения атмосферы и общей континентальности климата, что в конечном итоге явилось определяю-

щим фактором понижения температуры в высоких широтах. Периоды тектонического покоя и сопровождавший их трансгрессивный режим межледниковья способствовали повышению средней температуры на поверхности Земли и деградации ледников. Подобная обстановка характерна для голоцена, т. е. для последних 10—12 тыс. лет.

Таким образом, сложившийся к концу плейстоцена баланс суши и моря и последующая цикличность его изменений привели всю систему в крайне неустойчивое состояние, при котором незначительные периодические изменения уровня моря и 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. Для того чтобы убедиться в этом, рассмотрим эту проблему на примере последнего валдайского (вюрмского) материкового оледенения.

Валдайское (25—30 тыс. лет) покровное оледенение занимало 30 % суши, или 45 млн. км². Общий объем ледников составил в северном полушарии около 44 млн. км³. Это должно было вызвать понижение уровня моря на 125 м; 28,8 млн. км³ льда было сконцентрировано в Антарктиде. Это соответствует дополнительному понижению уровня воды на 63 м, происшедшему значительно раньше, в миоцене (20 млн. лет). В плейстоцен-четвертичном периоде вулканическая активность тяготеет к следующим интервалам: 7—5; 3—2,4; 0,9—0,7 и 0,5—0,3 млн. лет. К этим же интервалам приурочены следующие трансгрессии: раннеплейстоценовая (5—4 млн. лет), калабрийская (2,5—2 млн. лет), сицилийская (0,9—0,7 млн. лет) и милацкая (0,5—0,3 млн. лет). Резкое увеличение пеплового материала в плейстоценовых морских осадках [45] свидетельствует о том, что в последние 2 млн. лет вулканическая активность возросла в четыре раза по сравнению с миоценом.

Почти трехсотлетние фенологические наблюдения в сопоставлении с крупнейшими вулканическими извержениями взрывного характера показали, что за большими извержениями температура на земном шаре действительно понижается в среднем на 1—0,5 °C.

Таким образом, мы приходим к выводу, что необходимым и достаточным условием четвертичных оледенений явился не один какой-либо из отмеченных процессов или даже их сумма, а процесс океанизации Земли, в ходе которого одна позднемиоценовая и три четвертичных регрессии в сочетании с астрономическими факторами Миланковича, тектоническими подвижками и сопутствующим им вулканизмом обусловили необходимое понижение температуры. Последовавшие за ними трансгрессии и относительно спокойный тектонический режим способствовали повышению средней температуры на земном шаре и быстрой деградации ледников.

Террасовый ряд Депере — Цейнера

Возраст, млн. лет	Название террасы	Высота над уровнем моря, м	Возраст, млн. лет	Название террасы	Высота над уровнем моря, м
1,5—2,0	Калабрийская	150	—	Гл. Монастирская	18
0,9—0,7	Сицилийская	100	—	Позд. Монастирская	7,5
0,5—0,3	Милацкая	60	0,01	Голоценовая (фландрская)	2—3,5
—	Тирренская	32			

Теперь обратимся к береговым террасам, издавна принимавшимся в качестве индикаторов понижения уровня моря и даже воздымания континентов. По-видимому, Маклорен был первым, кто выдвинул гипотезу образования шельфов Мирового океана за счет дегляциации позднплейстоценовых покровов. Затем Цейнер на высоких берегах Алжира выделил и описал ряд морских террас; ранее (1894—1922 гг.) подобные террасы были также обнаружены Депере на средиземноморских берегах Южной Франции (табл. 14).

Эти ступени, получившие название «террасовый ряд Депере — Цейнера», по мнению большинства исследователей, отражают дискретное понижение уровня моря за период 1,5—2 млн. лет. Отсюда не случайно следует вывод О. Г. Сорохтина о том, что современному альпийскому тектоническому циклу соответствует все увеличивающаяся регрессия (!) моря, которая будет развиваться еще около 60 млн. лет (!), после которой начнется развитие новой трансгрессии моря. Заключение неудачно. Вся океанизация заняла период 60—70 млн. лет, и все данные говорят не об убывании воды на Земле, а, наоборот, о прогрессирующем и все ускоряющемся ее притоке и продолжающейся в настоящее время трансгрессии со скоростью 1,33 мм/год. Если же следовать О. Г. Сорохтину и на минуту предположить, что вода не прибывает, а убывает с той же скоростью (0,61 мм/1000 лет), то за 60 млн. лет данной регрессии уровень моря должен упасть на глубину 36 км (!), а потом еще и начать подниматься.

Одной из характерных особенностей береговых террас является наличие в различных регионах существенно разновысотных одновозрастных террас. Так, например, З. А. Сваричевская отмечала, что на территории Западного Кавказа верхнечетвертичная Карангатская терраса на Таманском полуострове (Тузлы) имеет высоту 1,5—2 м, на северо-западном окончании Кавказа — 20 м, а в районе Сочи — Адлер достигает 60 м. Пожалуй, наиболее отчетливо это можно проследить на примере хорошо изученной позднплейстоценовой (земской, мгинской, кейнмусюрской, казанцевской) террасы, отчетливо прослеживающейся по побережью Се-

верного и Балтийского морей, по берегам Скандинавии, Мурманскому и Беломорскому побережьям, по Больше- и Малоземельской тундре, вокруг Пай-Хоя и далее, вплоть до р. Хатанги. Ее высота изменяется на этом пространстве от 0—5 (Нидерланды) до 5—6 м (Северная Польша, Литва), 10—15—25 м (Ленинградская обл.), 120—180 м и выше (Скандинавия, Кольский п-ов), 50—60 м (Больше- и Малоземельская тундра, Западная Сибирь, западная половина Хатангской впадины) до 0 и ниже (от устья р. Хатанги до Чукотки). На другом краю Земли на островах и побережьях Антарктиды наблюдается такая же картина. На юго-восточном берегу о-ва Кинг-Джордж на уступе высотой 45 м обнаружен слой конгломератов мощностью 3 м, перекрытый лавовым потоком с фауной возраста плиоцен — ранний плейстоцен. Аналогичный конгломерат со сходным комплексом фауны был обнаружен на о-ве Кокберн у северо-восточного побережья Антарктического п-ова, но уже на высоте 200 м. И подобных примеров можно привести великое множество. Эти свидетельства приводят к выводу о том, что нельзя сопоставлять не только разновысотные разновозрастные террасы, но даже и одновысотные, если они расположены в различных тектонических районах. На низких берегах платформ древние береговые линии чаще всего оказываются погребенными или располагаются ниже уровня моря (например, террасы восточного побережья Балтийского моря). Но они располагаются высоко в районах возвышенностей (антеклиз). Таким образом, намечается четкая закономерность: на высоких берегах платформ и в современных тектонически активных горных областях террасы лежат высоко, на низменных (платформенных) берегах террасы этого же возраста занимают более низкое положение, погребены или даже затоплены. Даже голоценовая (фландрская) терраса имеет высоту от —3 до +3 м.

Что же отражают морские террасы и можно ли их использовать для оценки амплитуды гляциоэвстатического колебания уровня моря, как это нередко делается в настоящее время? Представим на минуту чашу океанов, покрытые льдом берега и дно которой абсолютно инертны, не подвержены никаким тектоническим перемещениям. При таянии льда уровень океанов поднимается. Амплитуда этого поднятия будет зафиксирована глубиной затопления террасы. Теперь пусть на берегах вновь появятся льды, но в несколько меньшем объеме, чем первоначально. Уровень моря опять понизится, а высота верхней террасы обозначит амплитуду этого понижения. Итак, мы приходим к выводу, к которому, очевидно, в 1842 г. пришел Маклорен, что в случае абсолютно неподвижных, инертных дна и обрамляющей суши любые изменения уровня моря могут быть определены по высоте и возрасту береговых террас.

Однако земная поверхность, расположенная выше или ниже уровня моря, в горах или на равнинах, на дне морском, не является застывшей в однажды заданном положении твердью. Она движется непрерывно и скачками, вся в целом и отдельными бло-

ками, в едином процессе контракции, сжатия оболочек Земли вслед уменьшающемуся ее объему. В абсолютном исчислении амплитуда этих нисходящих вертикальных смещений достигает 260 км за 1 млрд. лет, или 260 м за 1 млн. лет, или $2,6 \cdot 10^{-2}$ мм в год. Размах современных относительных колебаний в среднем составляет по абсолютной величине 4600 м (—3800 м — глубина моря; +870 м — высота суши). Следовательно, мы не можем согласиться с Цейнером и всеми его последователями в возможности оценки величины колебания уровня моря или поднятия континентов (ни больше ни меньше!) по береговым террасам. Высота многих (особенно высокоамплитудных) террас фиксирует не только и не столько изменения уровня моря, сколько вертикальные тектонические перемещения ограниченных прибрежных блоков перисферы и углубление дна бассейнов. Таким образом, для того чтобы определить истинную амплитуду гляциоэвстатического изменения уровня моря $h_{эвст}$, нужно из наблюдаемого значения высоты террасы $h_{тер}$ вычесть (или прибавить) амплитуду тектонического перемещения (в том числе оползневое, пластичное течение и т. д.) побережья $h_{тект}$ и дна бассейна $h_{дна}$, затем вычесть мощность выпавших за это время осадков, способствовавших подъему уровня моря на величину $h_{ос}$ и, наконец, амплитуду подъема уровня за счет поступления эндогенной воды $h_{энд}$; $h_{эвст} = h_{тер} \pm h_{тект} + h_{дна} - h_{ос} - h_{энд}$.

Только после этого можно судить по береговым террасам об изменении уровня моря за счет гляциоэвстатического фактора. Однако, насколько нам известно, в оценке этой величины никто не учитывает всю указанную сумму движений. Отсюда не случайно оцениваемые по высоте террас соответствующего возраста (особенно на высоких берегах) амплитуды регрессий и трансгрессий достигают колоссальных значений (от —200—300 м до +150—180 м). Например, определяемая таким образом крупнейшая трансгрессия начала позднего плиоцена с уровнем стояния Мирового океана от 180—140 до 180—190 м привела бы к затоплению всей равнинной суши материков или более 2/3 ее поверхности (средняя высота равнин 200 м). Однако даже в «доокеаническую» эпоху мела и начала палеогена трансгрессии не достигали такого размаха. Ничего подобного не могло быть, да и не наблюдалось, в максимуме океанизации, т. е. в конце миоцена—антропогене. То же самое можно сказать и про гигантские регрессии Линдберга, достигавшие якобы 250—300 м.

Сопоставление данных наблюдений приземной температуры с данными о колебаниях уровня Мирового океана (рис. 47) за последние 100 лет ясно показывает их тесную корреляционную связь. Понижение уровня и, следовательно, осушение континентов ведут к похолоданию, повышение — наоборот, к потеплению. При более значительных амплитудах быстрого падения уровня моря в сочетании с другими явлениями похолодание может положить начало общему процессу оледенения. Остановимся на этом вопросе более подробно.

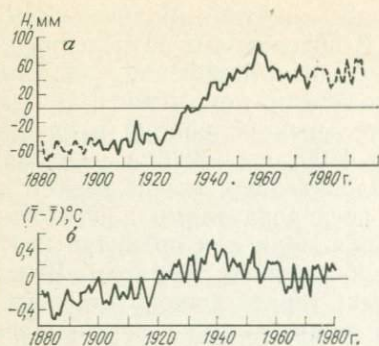


Рис. 47. Сопоставление данных наблюдений приземной температуры (б) с данными о колебании уровня Мирового океана (а)

значительной мере обусловлены объемом поступления теплых вод Гольфстрима через Фареро-Гренландский порог. Чем больше их вливается в этот бассейн, тем теплее климат, чем меньше — тем холоднее. Это правило действует и сегодня. Меандрируя по горизонтали и глубине, воды Гольфстрима будут больше или меньше смешиваться с холодными глубинными водами Атлантики, что может увеличивать или уменьшать среднюю температуру водной массы течения. Отсюда становятся понятными причины колебания ледовитости Арктического бассейна и климата на обрамляющей суше.

Проведенные нами исследования грунтов (более 100 колонок) в Гренландском, Норвежском и Баренцевом морях, а также сравнение их с колонками в Фареро-Шетландском желобе и на Фареро-Исландском пороге показали, что осадки позднего плейстоцена Арктического бассейна и Атлантики заметно отличаются. В Арктических доголоценовых осадках отсутствует атлантическая фауна фораминифер, и они засорены песчано-галечным материалом ледово-айсбергового разноса. Эти осадки представлены преимущественно алевритовыми серыми илами, имеют серый, желтовато-серый цвет, практически неокисленные. Перекрывающие их голоценовые отложения изобилуют атлантическими фораминиферами и сложены коричневато-желтыми пелитовыми и алеврито-пелитовыми илами. Иногда встречаются включения гальки и гравия — следы современного ледового разноса. Вниз по колонке (до глубины 2,5—3 м) отмечается до 4 чередований слоев с фауной и без нее. В колонках, взятых нами в Фареро-Шетландском желобе в указанном интервале глубин и возраста, фораминиферы присутствуют по всей толщине осадков.

Аналогичную картину в осадках Атлантического бассейна и в североευропейских морях получили в 1982 г. Н. А. Белов, В. П. Русанов и В. И. Огородников, которые благодаря выпол-

Как известно, главные массивы всех четырех наиболее крупных материковых оледенений плейстоцена в северном полушарии располагались на участках континентов, прилегающих к бассейну Атлантического океана (Лаврентийский, Гренландский, Фенноскандинавский, Баренцевский ледники). При этом мощность ледников закономерно сокращалась по мере удаления от Атлантики. Это служит указанием, что источником оледенений являлись осадки, поступающие из бассейна Атлантического океана. Климат и ледовитость Арктического бассейна в плейстоцене в

ненным определениям абсолютного возраста сопоставили эти слои с различными фазами оледенений последних 105—200 тыс. лет.

Появление атлантической микрофауны, как правило, хорошо коррелируется с эпохами потепления (межледниковья) — риссюрмским межледниковьем (65—105 тыс. лет), межстадиалом позднего плейстоцена (20—30 тыс. лет) и современным (голоценовым) потеплением (0—11 тыс. лет).

Полученные данные показывают, что в период оледенений связь Арктического бассейна с Атлантикой прерывалась. Следовательно, Фареро-Исландский порог и Фарерский желоб были сухими или весьма мелководными и теплые водные массы Гольфстрима не проникали в Арктику. Наступало похолодание, которое в конечном счете приводило к формированию материковых оледенений на участках материков, прилегающих к Атлантике. Когда же связь с океаном восстанавливалась, Гольфстрим устремлялся в Арктический бассейн и наступало потепление — фаза межледниковья.

Что же являлось пусковым моментом начала оледенений и каковы причины наступления периодов межледниковья? В литературе на этот счет нет ясного ответа, но зато немало гипотез и предположений. Однако единого мнения до сих пор не существует.

Попытаемся ответить на этот вопрос, опираясь на полученные данные о структуре четвертичных осадков и океанизации Земли.

Осушение северных порогов Атлантики могло происходить только в том случае, если глубина их была значительно меньше современной (500 м) и к тому же не существовал еще глубоководный желоб (1000 м) между Фарерскими и Шетландскими островами. Учитывая возраст последнего валдайского оледенения, мы должны признать, что погружение этих порогов и образование желоба произошли не раньше 15—18 тыс. лет назад, т. е. должны совпадать с началом дегляциации. К началу плейстоцена пороги должны были лежать на глубине менее 200 м.

Началом похолодания и последующего оледенения, учитывая все вышеизложенное, следует считать быстрое падение уровня Мирового океана в начале плейстоцена на несколько метров, вызванное тектоническими причинами (формированием желобов, углублением дна внутриконтинентальных бассейнов и т. д.).

В сочетании с усилением вулканизма и уменьшением вследствие замутненности стратосферы солнечной радиации, наложением астрономического фактора Миланковича это могло способствовать падению средней годовой температуры на величину большую 1 °С. Этого, как показывают расчеты К. К. Маркова, достаточно для начала формирования материковых оледенений в северном полушарии. Быстро нарастающий процесс гляциации способствовал изъятию огромных масс океанической воды и дальнейшему падению уровня океана на 125—130 м. Пропускная способность порогов быстро уменьшилась, сокращая объем поступления теплых вод Гольфстрима в Арктический бассейн. В результате

произошло осушение порогов (на которых также, возможно, образовались ледяные покровы) и Арктический бассейн оказался изолированным от Мирового океана (осушение Берингова пролива вследствие его мелководности произошло значительно раньше). Такова в общих чертах схема наступления ледникового периода. Весь цикл занимает краткое время, не более 10 тыс. лет.

В возникшем таким образом изолированном Арктическом бассейне уровень моря может упасть до более низких отметок вследствие резкого сокращения речного стока с замерзших континентов. Отсюда становится понятной сильнейшая денудированная деятельность плейстоценовых ледников в области современных шельфов Баренцева, Норвежского, Гренландского и других морей Арктического бассейна.

Для того чтобы понять причины последующей дегляциации и общего потепления климата, вспомним, что в плейстоцене преобладает действие один из важнейших факторов океанизации — неуклонное поступление эндогенной воды со скоростью 0,6 мм/год [31]. Тектоническая активизация, сопровождающаяся падением уровня моря, похолоданием и оледенением, сменяется фазой тектонического покоя. Емкость океана не изменяется, и непрерывно поступающая эндогенная вода постепенно повышает уровень моря, увеличивается площадь Мирового океана, что приводит к повышению средней годовой температуры. Через 50 тыс. лет уровень моря поднимется на 30 м, а с учетом начавшегося таяния ледников — на 50—60 м. Пороги перекрываются водой, и теплые воды Гольфстрима начинают проходить в Арктический бассейн. Таяние ледников ускоряется, что влечет за собой еще более быстрый подъем уровня океана и в конечном счете приводит к полному восстановлению утраченного ранее режима циркуляции вод в районе порогов Северной Атлантики.

Режим межледниковья, обусловленный медленным первоначальным подъемом уровня моря за счет эндогенных поступлений воды, должен быть значительно более длительным. Тектонические подвижки в этот период могут прерывать дегляциацию, в результате чего возможны отдельные фазы похолодания. То же самое возможно и в периоды становления материкового оледенения.

Погружение в позднем плейстоцене Фареро-Гренландского порога на глубину, значительно большую 100 м, и образование глубоководного Фареро-Шетландского желоба разрушили действовавшую на протяжении 2 млн. лет систему, приводящую к циклам оледенений — дегляциаций. Теперь падение уровня моря на несколько метров не может существенно повлиять на баланс Гольфстрима. Поэтому мы приходим к выводу, что всякая возможность наступления в будущем ледниковых периодов, подобных плейстоценовым, теперь исключается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авербух А. Г.* Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. М., Недра, 1975.
2. *Алексеев А. С.* О кинематических и динамических свойствах основных глубинных волн. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры СССР. М., 1962, с. 320—333.
3. *Афанасьев Г. Ф.* Строение и состав земной коры в связи с проблемой геологической петрологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11, с. 3—24.
4. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968.
5. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. Под ред. Е. Ф. Саваренского. М., Мир, 1974.
6. *Булин Н. К.* Новая сейсмическая модель земной коры океанов. — В кн.: Докл. сов. геол. Междунар. геол. конгрессу, 26 сессия. М., 1980, с. 19—21.
7. *Буллен К.* Плотность Земли. М., Мир, 1978.
8. *Вернадский В. И.* Избранные сочинения. М., Изд-во АН СССР, 1954, т. 1.
9. *Войткевич Г. В.* Происхождение и химическая эволюция Земли. М., Наука, 1973.
10. *Вольвовский И. С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., Недра, 1973.
11. *Гутенберг Б.* Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.
12. *Джеффрис Г.* Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960.
13. *Долгинов Ш. Ш.* Магнетизм планет. М., Знание, 1974.
14. *Зверев С. М.* Тонкая структура верхов мантии некоторых участков Тихого океана по данным ГСЗ. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1970, с. 74—82.
15. *Земная кора восточной области Балтийского щита.* Л., Наука, 1978.
16. *Кесарев В. В.* Эволюция вещества Вселенной. М., Атомиздат, 1976.
17. *Клиге Р. К.* Уровень океана в геологическом прошлом. М., Наука, 1980.
18. *Клюнов Л.* Поверхностные волны и их использование в обратных задачах. — В кн.: Верхняя мантия. М., 1975, с. 214—233.
19. *Леонтьев О. К.* Дно океана. М., Мысль, 1968.
20. *Ле Пишон К., Франшио Ш., Бонин Ж.* Тектоника плит. М., Мир, 1977.
21. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974.
22. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968.
23. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965.
24. *Майерхофф А., Майерхофф Г.* Новая глобальная тектоника — основные противоречия. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., 1974, с. 377—456.
25. *Макаренко Г. Ф.* Базальтовые поля Земли. М., Недра, 1978.
26. *Максимов С. П., Кунин Н. Я., Сардоников Н. М.* Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности. М., Недра, 1977.
27. *Матишов Г. Г.* Гляциальный и перигляциальный рельеф дна океана. Автореф. докт. дис. М., Изд-во МГУ, 1980.
28. *Мельхиор П.* Физика и динамика планет. М., Мир, ч. 1, 1975, ч. 2, 1976.
29. *Непрочнов Ю. П.* Сейсмические исследования в океане. М., Наука, 1976.
30. *Орленок В. В.* Геоморфология дна океана. Калининград, Изд-во КГУ, 1976.
31. *Орленок В. В.* Физические основы эволюции перисферы Земли. Л., ЛГУ, 1980.
32. *Орленок В. В.* К проблеме эволюции лика Земли. — Изв. вузов. Сер. геология и разведка, № 1, с. 1982.
33. *Орленок В. В.* Баланс дериватов протовещества на поверхности Земли. — Изв. вузов. Сер. геология и разведка, № 6, 1983, с. 3—12.
34. *Орленок В. В., Феськов В. Ф.* Сравнительная интерпретация потенциальных полей с целью поиска новых и детализации разведанных локальных структур.

тур Балтийской синеклизы. — В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Калининград, 1978, с. 96—106.

35. *Пронин А. А.* Геологические проблемы современных и древних океанов. М., Наука, 1977.

36. *Резанов И. А.* Происхождение океанов. М., Наука, 1979.

37. *Рудник В. А., Соботович Э. В.* Ранняя история Земли. Л., Недра, 1973.

38. *Рябой В. З.* Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М., Недра, 1979.

39. *Семененко Н. П.* Континентальная кора. Киев, Наукова думка, 1975.

40. *Физические свойства осадочных и метаморфических пород дна Атлантического океана/А. Г. Гайнанов, Б. В. Гусев, В. В. Орленок и др.* — В кн.: Проблемы освоения Мирового океана. Калининград, 1978, с. 77—86.

41. *Юинг М., Пресс Ф.* Геофизические различия между континентами и океаническими областями. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

42. *Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific structure of oceanic lithosphere revealed by long-shot experiment. — *Geophys. Pacific Ocean Basin and Margin*, Washington, D. C., 1976, v. 19, p. 135—153.

43. *Ewing I., Ewing M.* Seismic-refraction measurements on the Atlantic Ocean basin in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, v. 70, p. 291—318.

44. *Hinz K., Schluter H., et al.* Geophysical transects of the Labrador Sea: Labrador to south-west Greenland. — *Tectonophys.*, 1979, v. 59, p. 151—153.

45. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* National science foundation, National ocean sediment coring program, Washington, 1969—1982.

46. *March B. D., March T. G.* On global gravity anomalies and two-scale mantle convection. — *J. Geophys. Res.*, vol. 81, No 29, 1976, p. 5267—5280.

47. *Menard H. W.* Marine Geology of the Pacific. — N.—Y., Mc Graw.—Hill Co., 1964.

48. *Orcutt I. A.* The analysis of the oceanic long lime refraction profile. — *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 1976, v. 57, N 12, p. 119—205.

49. *Raitt R. W.* She crustal rock. The sea. — Wiley, N.—Y., 1963, p. 85—102.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Физическое состояние вещества геосфер	5
Данные сейсмологии	5
Плотность внутри Земли	7
Давление и сила тяжести внутри Земли	9
Жесткость и вязкость вещества Земли	9
Релаксационные свойства вещества геосфер	14
Глава 2. Динамика системы Земля — Луна	16
Приливы	16
Эволюция системы Земля — Луна	19
Геологические следствия приливного взаимодействия	23
Глава 3. Состав и эволюция вещества геосфер	25
Ранняя аккреция Земли	25
Состав протовещества	28
Формирование астеносферы	31
Общий баланс тепла Земли	33
Формирование кислородно-силикатной оболочки (перисферы)	35
Баланс дериватов протовещества на поверхности Земли	37
Контракция Земли и тектогенез перисферы	45
Глава 4. Структура и динамика магнитного поля Земли	53
Генерация магнитного поля Земли	53
Инверсии геомагнитного поля	57
Хронология инверсий	62
Оценка палеомагнитных реконструкций неомобилизма	69
Структура магнитного слоя океанических областей	80
Глава 5. Поле силы тяжести Земли	106
Принципы изостазии и границы их применения	106
Постгляциальные движения Фенноскандии и других областей четвертичных оледенений	113
Редуцирование морских аномалий силы тяжести	118
Глава 6. Сейсмическая структура перисферы океанов	130
Структура и мощность осадочной толщи по данным бурения и сейсмопрофилирования	130
Критический анализ данных ГСЗ	136
Сейсмическая модель перисферы	144
Глава 7. Кайнозойская история океанических сегментов Земли	147
Распространение кислых пород в океанических областях	147
Вертикальная динамика перисферы океанических областей	155
Очертания и глубина юрско-меловых доокеанических бассейнов	160
Очертания и глубина кайнозойского праокеана	163
Палеогеография океанов в позднем фанерозое	164
Океанизация и проблема четвертичных оледенений	173
Список литературы	182

ВЯЧЕСЛАВ ВЛАДИМИРОВИЧ ОРЛЕНОК

**ФИЗИКА И ДИНАМИКА
ВНЕШНИХ ГЕОСФЕР**

Редактор издательства *А. П. Хуповка*
Обложка художника *А. Е. Григорьева*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *О. Ю. Цишевская*
Корректор *Э. И. Капильская*
ИБ № 6026

Слано в набор 27.08.84. Подписано в печать 13.02.85.
Т-04779. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага книжн.-журн. Гарни-
тура «Литературная». Печать высокая. Печ. л. 11,5.
Усл. кр.-отт. 11,75. Усл. печ. л. 11,5. Уч.-изд. л. 13,07.
Тираж 1300 экз. Заказ 1187/316—1. Цена 2 руб.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

2 руб.

4660

НЕДРА