

В. Г. ГУТЕРМАН

133

Эволюция . . .
многофазно-слоистой
тектоносферы



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

262
181

В. Г. Гутерман

ЭВОЛЮЦИЯ
МНОГОФАЗНО-СЛОИСТОЙ
ТЕКТОНОСФЕРЫ

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1977



УДК 551.24:536.421

В книге приведен обзор теоретических и экспериментальных исследований, результаты которых указывают на многофазно-слоистое строение верхней мантии Земли. Рассмотрены состояния многофазной модели мантии и ее реакция на изменение термодинамических условий. Предложены тектонофизические схемы образования важнейших региональных структур: океанических хребтов, островных дуг, геосинклиналей и платформенных впадин, являющихся следствием эволюции многофазной мантии. Приведены также схемы развития кольцевых структур, характерных для начальных тектонических этапов Земли.

Рассчитана на геофизиков и геологов, интересующихся вопросами геотектоники и тектонофизики, а также на студентов старших курсов геологической и геофизической специальностей.

Ответственный редактор
акад. АН УССР *С. И. Субботин*

Рецензенты
канд. физ.-мат. наук *Д. Н. Осокина*,
канд. геол.-мин. наук *О. Б. Гинтов*

Редакция наук о Земле

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вопросы тектонофизики, или физики тектоносферы, в последние годы приобрели особенно важное значение в связи с необходимостью осмыслить большой объем новых геолого-геофизических данных, полученных главным образом в пределах океанических областей. Многие работы, касающиеся функций тектоносферы, направлены на поиски возможного механизма движения литосферных плит, предполагаемого популярными (особенно за рубежом) гипотезами разрастания океанического дна, тектоники плит и новой глобальной тектоники. При такой постановке вопроса остаются вне поля зрения свойства и особенности строения тектоносферы, которые либо противоречат предположению о больших горизонтальных перемещениях литосферных блоков, либо не могут служить объяснением таких перемещений.

Поскольку многочисленные попытки физического обоснования указанных гипотез пока не привели к построению убедительной модели необходимого процесса, по-видимому, нет оснований отказываться от исследований в другом направлении, в известном смысле противоположном. Имеется в виду поиск не физического процесса, который мог бы обеспечить работу предполагаемого тектонического механизма, а механизма, который следовал бы из наиболее вероятных физических процессов, протекающих в тектоносфере.

В предлагаемой работе на основании анализа основных закономерностей строения тектоносферы и свойств слагающего ее вещества принята многофазно-слоистая модель верхней мантии. Проанализированы наиболее вероятная направленность ее термической эволюции и те процессы, которые могли бы играть существенную роль в тектогенезе. Затем с использованием простых моделей рассмотрены реакция многофазно-слоистой системы на остывание с поверхности и изменения давления в среде, а также вопрос о напряженном состоянии упругой модели литосферы при ее неравномерном прогибании. При охлаждении поверхности многофазно-слоистой тектоносферы движется практически только верхняя фазовая граница (остывает и кристаллизуется расплавленная компонента частичного расплавленного слоя). При изменении давления в среде в движение приходят все фазовые границы, так как изменяется температура фазового перехода, зависящая от давления.

Свойства многофазно-слоистой тектоносферы и предположение о ее первоначальной неоднородности позволили построить качественные схемы развития важнейших региональных геологических структур, не противоречащие основным геолого-геофизическим данным, в том числе и тем, которые получены в последнее время для структур океанического дна. Кроме того, рассмотренная

модель дает возможность объяснить и начальные этапы тектонического развития Земли, характеризующиеся распространением изометричных и кольцевых структур.

Переход от преимущественного развития изометричных тектонических структур к преимущественному развитию линейных структур, или переход от «лунной» стадии развития к типично «земной» стадии — естественное следствие эволюции многофазно-слоистой латерально-неоднородной тектоносферы.

Эта работа является результатом исследований, проводившихся около десяти лет в Институте геофизики АН УССР. Направление исследований сложилось под влиянием тектонических и тектонофизических идей С. И. Субботина.

Автор выражает глубокую признательность В. В. Гордиенко и Р. И. Кутасу за полезные обсуждения вопросов геотермии и В. С. Островскому, выполнившему на ЭВМ большую часть вычислений.

**1. ПОНЯТИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ.
СТРУКТУРА**

Под тектоносферой в современной литературе обычно подразумевается сферическая оболочка Земли, включающая земную кору и верхнюю мантию до глубины примерно 700 км [11, 167]. Предполагается, что только эта внешняя сфера Земли оказывает непосредственное влияние на тектонические, магматические и метаморфические процессы, протекающие вблизи земной поверхности и в литосфере. Действительно, мы не располагаем никакими экспериментальными данными, которые указывали бы на перемещения вещества на глубинах, превышающих 700—800 км. Базальтовая и кимберлитовая магма поступает с глубин 200—250 км, по некоторым оценкам — с глубин около 400 км [64, 212]. Максимальная глубина известных очагов землетрясений не превышает 750 км [7, с. 83; 46, с. 17]. Безусловно, на тектогенез влияют и более глубокие горизонты Земли, но это влияние осуществляется, по-видимому, уже через тектоносферу. Например, очевидно, что температурные условия нижней границы тектоносферы определяются теплом, поступающим из нижней мантии, но поверхность Земли тепловая энергия, генерируемая глубже 500 км, возможно, не достигла со времени образования планеты [82]. Перемещения типа собственных колебаний Земли или лунно-солнечных приливов, охватывающие всю планету, вероятно, не имеют непосредственного отношения к тектоническим явлениям локального или регионального масштаба.

По совокупности физических свойств материала тектоносферы ее подразделяют на литосферу, включающую земную кору и самую верхнюю часть мантии (до глубин 50—150 км), астеносферу и слой Голицына, или слой С модели К. Буллена (400—1000 км). Лучше всего изучена земная кора. Современные представления о структуре и составе земной коры базируются на результатах многочисленных геологических, геофизических, геохимических и других исследований. Кратко остановимся на основных данных и закономерностях, свойственных земной коре, опираясь на обобщающие работы В. В. Белоусова [11, 12, 15], Р. М. Деменицкой [55], И. П. Косминской [65], В. А. Магницкого [97], С. И. Субботина и др. [150], В. Е. Хаина [167].

Земная кора подразделяется на два главных типа: континентальный и океанический, резко отличающихся один от другого по мощности и вещественному составу. Выделяют также субконтинентальный и субокеанический типы, представляющие собой промежуточные ступени между двумя главными типами. Как континентальная, так и океаническая кора состоит из трех основных слоев. Верхний слой — осадочный — является общим для всех типов земной коры. Скорость продольных сейсмических волн в нем (v_p) равна 2,0—5,0 км/с. Во впадинах на континентах мощность осадочного слоя достигает 10—15 км, в отдельных случаях 20—25 км. Такие же большие мощности осадочных отложений встречаются в районах развития коры переходного типа. В океанических впадинах средняя мощность осадочного слоя 0,3—0,5 км. Осадочные отложения в пределах континентов представлены образованиями всех подразделений фанерозоя и даже верхнепротерозойскими. Наиболее древние породы осадочного комплекса океанов, вскрытые скважинами, пробуренными с судна «Гломар Челленджер», относятся к юре. Остальные несколько сотен метров осадочного слоя, пока не вскрытые бурением, содержат всю более древнюю часть разреза, предельный возраст которой оценить трудно.

Следующий по глубине слой континентальной коры называют «гранитным» ($v_p=5,5-6,5$ км/с), так как скорости продольных упругих волн в нем соответствуют величинам, наблюдаемым в гранитах. Чтобы название этого слоя ближе соответствовало его реальному вещественному составу, его называют еще гранитно-метаморфическим (Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин), или гранитно-гнейсовым (В. В. Белоусов). Максимальная мощность этого слоя (30—40 км) фиксируется по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в молодых складчатых областях. В пределах океанов он отсутствует, а в зонах перехода от континента к океану и в некоторых континентальных областях его мощность резко сокращается.

Второй слой океанической земной коры характеризуется $v_p=4,5\div 5,5$ км/с, иногда до 6 км/с. Скважины вскрыли лишь самую верхнюю часть этого слоя, представленную базальтами мел-неогенового возраста. Мощность второго океанического слоя составляет обычно 1—2,5 км.

Третий слой как континентальной, так и океанической коры в соответствии со значениями скоростей распространения в нем упругих волн ($v_p=6,4\div 7$ км/с) называется «базальтовым». Мощность «базальтового» слоя на континентах изменяется от 7 до 40 км. Наибольшие мощности фиксируются в горных сооружениях, наименьшие — в межгорных впадинах. В пределах океанов «базальтовый» слой называют еще океаническим. Здесь его мощность в среднем равна 4,7 км. Вблизи гребней океанических хребтов она несколько меньше, а под вулканическими архипелагами — несколько больше.

Нижние слои земной коры (без осадочного слоя) объединяют под названием консолидированной коры.

Субокеанический тип коры по составу близок океаническому. Отличие его в том, что в разрезе находится мощный осадочный слой; нет слоя с такими скоростями, которые характерны для гранита.

В коре субконтинентального типа есть слой, в котором v_p имеет промежуточное значение между 6 и 6,5 км/с. Этот тип коры присущ некоторым вулканическим островам, островным дугам и прилегающим к ним участкам шельфа.

Земная кора отделена от мантии поверхностью Мохоровичича (М). На этой поверхности отмечается скачкообразное увеличение v_p от 7,1—7,4 в «базальтовом» слое до 7,8—8,2, иногда до 8,4 км/с в породах мантии. Существует, как полагают, и скачок плотности вещества на поверхности М: от 2,9—3,0 в «базальтовом» слое до 3,3—3,7 г/см³ в мантии. В некоторых районах между корой и мантией наблюдается промежуточный слой с $v_p = 7,4 \div 7,7$ км/с. Поверхность М не является ни идеально резкой, ни идеально гладкой. Как отмечалось В. Б. Соллогубом [140], групповая запись основных глубинных волн отражает слоистость переходной зоны между корой и мантией. Сейсмические записи на отдельных участках допускают выделение двух и более поверхностей М.

Вопрос о природе границы М, тесно связанный с проблемой вещественного состава «базальтового» слоя коры и самой верхней части мантии, некоторое время был предметом острой дискуссии. Д. Ловеринг [197] и Г. Кеннеди [194] предложили гипотезу, согласно которой граница М является фазовой границей перехода базальт—эклогит. Однако вскоре эксперименты Х. Йодера и К. Тилли [228] показали, что переход базальт—эклогит происходит при условиях, соответствующих глубинам 35—60 км. Это значит, что по крайней мере под океанами поверхность М имеет другую природу. П. Уилли [226] выдвинул компромиссную гипотезу, по которой фазовая граница базальт—эклогит соответствует поверхности М под континентами, а под океанами она располагается уже в мантии. Поверхность М под океанами представляет собой химическую границу базальт—перидотит. А. Э. Рингвуд [122] предположил, что мантия непосредственно под поверхностью М сложена перидотитом и дунитом. Ниже залегает «пиrolит» — смесь базальта и дунита. А. Э. Рингвуд и Д. Х. Грин [43, 44, 211] на основании многочисленных экспериментов пришли к выводу, что зона перехода габбро (базальта) в эклогит не может быть сопоставлена с границей М ни в нормальных континентальных, ни в нормальных океанических районах. Но эти авторы допускают существование перехода базальт—эклогит в районах высокой тектонической активности, где нет четкой границы М и резкого перепада сейсмических скоростей.

По современным представлениям геохимиков, в частности А. П. Виноградова [27], земная кора, прежде всего ее «базальтовый» слой, является продуктом дифференциации вещества мантии. С. И. Субботин с соавторами [150] также полагают, что мантия — это источник вещества земной коры. В той или иной форме, имея в виду различные механизмы выделения вещества, большинство исследователей считают земную кору продуктом мантии [95]. Если это так, то материал верхней мантии представляет собой фракцию, оставшуюся после отделения базальта. По-видимому, эта фракция состоит из перидотита и дунита, а первичная мантия — из смеси типа уже упоминавшегося пиролита, предполагаемый состав которого близок к составу хондритов.

На основании детальных исследований глубинных ксенолитов и петрологии базальтов В. А. Кутолин и Н. Л. Добрецов [73; 35, § 17] пришли к выводу, что базальтовая магма должна образовываться не из среднего гранатового лерцолита (пиролита, по А. Э. Рингвуду, содержащего три части перидотита и одну часть базальта), а из некоторых пироксенитов, которые соответствуют смеси из 60% базальта и 40% перидотита.

Земная кора совместно с подстилающей ее дунит-перидотитовой (возможно, частично пиролитовой или пироксенитовой) кристаллической оболочкой составляют литосферу.

Литосферу подстилает астеносфера («слабый слой»), наличие которой предсказывалось Мьером в 1911 г. [92] и Дж. Баррелом в 1914 г. [45, с. 98]. Честь открытия этого слоя на базе инструментальных сейсмологических наблюдений принадлежит Б. Гутенбергу [188]. За последние десятилетия в результате многочисленных сейсмических наблюдений существование сейсмического волновода в верхней мантии, отождествляемого с астеносферой, установлено практически по всей Земле. Геологи и геофизики придают исключительно большое значение астеносфере, отводя ей одну из главных ролей в различных тектонических процессах. В то же время исследование этого слоя весьма затруднительно, и те многочисленные данные о его мощности и структуре, которые приводятся в литературе, не всегда достаточно надежны.

В работе М. Л. Гервера и др. [31] сделан анализ современных возможностей решения обратной задачи сейсмологии, в частности описания структуры среды, содержащей волновода. Опираясь на предыдущие работы М. Л. Гервера, В. И. Кейлиса-Борока, В. М. Маркушевича, Т. Б. Яновской и других, авторы этой статьи указывают на принципиальную неопределенность интерпретации сейсмических годографов для сред с волноводами, если годографы получены от поверхностного источника (т. е. расположенного выше волновода). Может не быть однозначности и при определении скоростного разреза по основной ветви дисперсионной кривой волн Лява. Неоднозначность определе-

ния скоростного разреза $v(r)$ по годографу Γ рефрагированных волн от поверхностного источника иллюстрируется рис. 1, 2. Подавляющее большинство очагов землетрясений и все искусственные источники упругих колебаний расположены над волноводом Гутенберга. Таким образом, для определения, например, мощности волновода обычно приходится задавать априори ско-

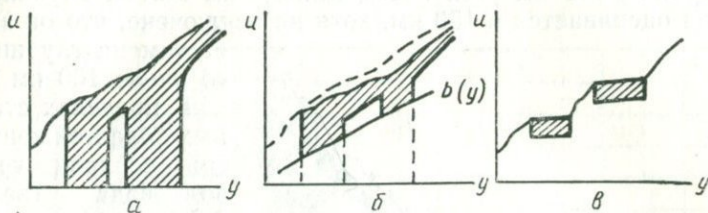


Рис. 1. Множество решений G на плоскости y, u (y и $u(y)$ связаны со скоростью $v(r)$ в шаре радиуса R формулами

$$y = \frac{R}{v(R)} \ln \frac{R}{r}, \quad u(y) = \frac{v(r)}{v(R)} \frac{R}{r} \quad [31]:$$

a — случай двух волноводов; графики всех разрезов решений принадлежат G (до первого волновода все они совпадают), через любую точку внутри G проходит график хоть одного решения (в волноводах скорость может падать до 0); b — $u(y)$ ограничена снизу возрастающей функцией $b(y)$; v — если наряду с годографом Γ от поверхностного источника известны годографы Γ_1 и Γ_2 от глубинных источников (или отражающих границ), расположенных между волноводами и глубже последнего волновода, то положение волноводов и скорость вне волноводов определяются однозначно. Внутри каждого волновода $u(y)$ определяется с точностью до равноизмеримости (однозначно получается монотонный разрез, остальные получаются из него «перетасовкой» слоев).

рость волн в нем, вводить предположения о поведении его границ. При этом, естественно, нет уверенности в том, что выбранные параметры близки к реальным.

Достаточно уверенно определяется положение верхней границы волновода, хотя и здесь возможны ощутимые погрешности, связанные уже не столько с принципиальными, сколько с техническими трудностями.

Те же ограничения относятся и к способу построения структуры верхней мантии с использованием относительных разностей времен вступления объемных волн, приходящих к точкам наблюдения по различным азимутам от удаленных очагов землетрясений [25, 206, 227]. Тем не менее качественная неоднородность мантии устанавливается этим способом весьма определенно.

К настоящему времени сделано уже достаточно наблюдений, чтобы судить о широком распространении волновода верхней мантии по площади Земли и о некоторых его характеристиках. Можно считать установленным, что верхняя граница слоя пониженных скоростей в океанах расположена на меньших глубинах,

чем на континентах [57, 175, 213]. Глубина залегания кровли волновода под океанами оценивается в 50—60 км, в то время как под континентами — в 70—150 км. В Европе, например, верхняя граница волновода установлена [78] на глубине 140—150 км. На западе США кровля волновода для продольных волн определена на глубине 70 км, на восток она погружается до глубины 125 км [182]. Под Канадским щитом глубина волновода оценивается в 150 км, хотя не исключено, что он залегает там на глубине все-го около 100 км [203].

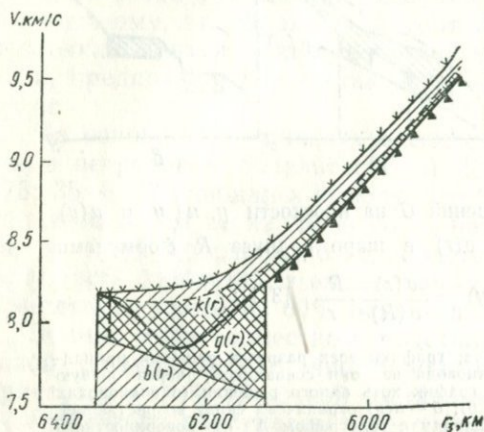


Рис. 2. $g(r)$ — разрез Гутенберга, $k(r)$ — один из «конкурирующих» с ним разрезов, которому соответствует в точности тот же годограф [31]. Графики всех таких разрезов принадлежат заштрихованному множеству. Графики тех разрезов $v(r)$, для которых в волноводе $v(r) \geq b(r)$, принадлежат более узкому множеству (двойная штриховка), сравнить с рис. 1, а, б.

В пределах стабильных областей континентов верхняя граница волновода залегает глубже, чем под тектонически активными районами. Например, в результате сравнения годографов первых волн и соответствующих им колонок скоростей для зон континентальных рифтов (Байкал, Рейнский грабен, Восточно - Африканская система рифтов, Северо - Американская провинция бассейнов и хребтов) Н. Н. Пузыревым с соавторами [118] в самой верхней

части мантий выделяется слой мощностью 15—30 км с аномально низкой скоростью распространения продольных волн (7,7 км/с). Предполагается, что этот слой, если и соединяется с волноводом Гутенберга, расположенным на глубинах около 100 км, то лишь на локальных участках.

А. А. Лукк и И. А. Нерсесов [79] исследовали строение мантии Памиро-Гиндукушской эпицентральной зоны по записям волн землетрясений с промежуточной (70—270 км) глубиной очага. Слой с пониженными значениями скоростей выделены на глубинах 110—150 км как для продольных, так и для поперечных волн, и на глубинах 250—400 км только для поперечных волн. На глубине 700—780 км может находиться высокоградиентный слой.

Наиболее детальные определения структуры верхней мантии возможны в областях, где наблюдаются гипоцентры землетрясений, рассредоточенные на большую глубину. К таким областям относятся прежде всего зоны Беньюфа, приуроченные к

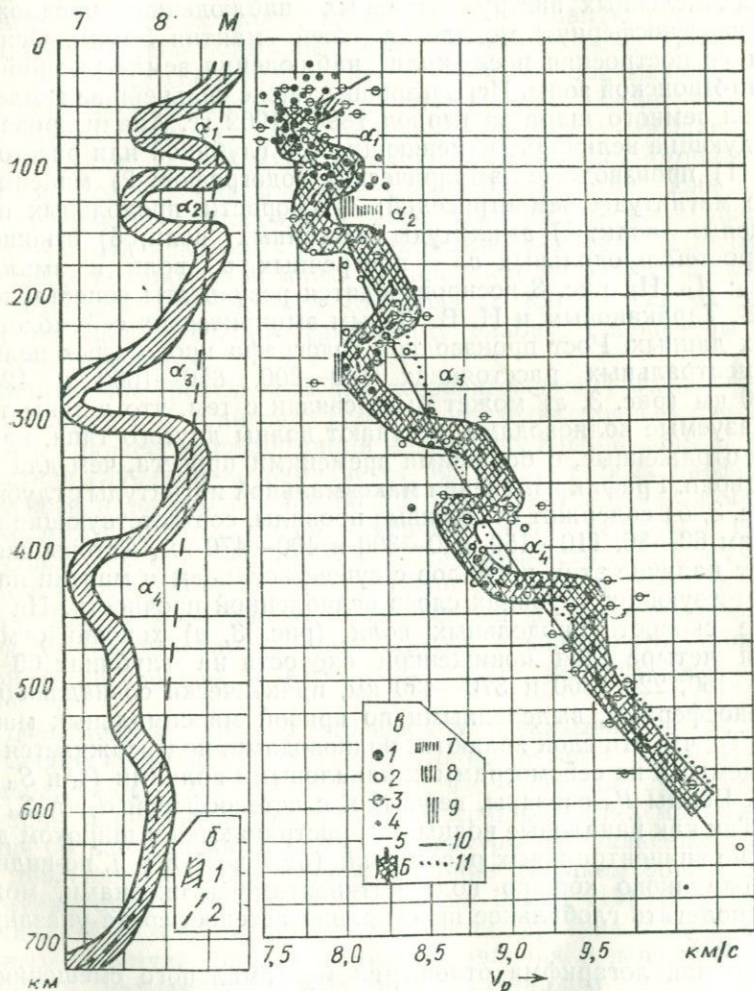
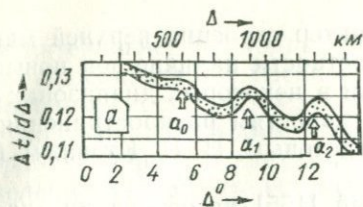


Рис. 3. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным (по Р. З. Тараканову и Н. В. Левому [155]):

α — изменение призводной годографа продольных волн с расстоянием, α_i соответствуют астеносферным слоям пониженной скорости; δ — изменение максимальной магнитуды землетрясений с глубиной: 1 — вероятная полоса значений M_{\max} ; 2 — огибающая максимальных магнитуд; v — скоростной разрез для продольных волн: 1 — данные Р. З. Тараканова и Н. В. Левого; данные Б. Гутенберга; 2, 3 — надежные, 4, 5 — менее надежные; 6 — предполагаемая Р. З. Таракановым и Н. В. Левым полоса возможных скоростных разрезов; скорости каналовых волн: 7 — по Прессу и Юингу, 8 — по Калон и Гутенбергу, 9 — по Магницкому и Хорошевой; скоростные разрезы: 10 — по Гутенбергу, 11 — по Джеф-

островным дугам. Сложный характер строения верхней мантии в Курило-Японском регионе, в частности наличие зон повышенного поглощения поперечных волн в некоторых диапазонах глубин, расчлененность разреза по скоростям распространения упругих волн, отмечались С. А. Федотовым, И. П. Кузиным [164, 165], Р. З. Таракановым [152].

Р. З. Тараканов и Н. В. Левый [155] на основании анализа многочисленных инструментальных наблюдений предложили полиастеносферную модель верхней мантии Земли. Основой для ее построения послужили наблюдения землетрясений Курило-Японской зоны. Используются также сильнейшие землетрясения земного шара за период 1896—1962 гг. Анализировались следующие величины, изменяющиеся с глубиной или расстоянием: 1) производные эмпирических годографов; 2) максимальные магнитуды землетрясений; 3) скорости продольных и каналовых волн; 4) амплитуды объемных волн; 5) отношения скоростей продольных v_P и поперечных v_S волн и амплитуд A_{\max} : A_p . На рис. 3 воспроизводятся результаты сопоставления Р. З. Таракановым и Н. В. Левым эмпирических сейсмологических данных. Рост производной годографа продольных волн на эпицентральных расстояниях 450—600, 850—1000 и 1250—1400 км (рис. 3, а) может быть связан с тем, что в зоны тени, образуемые волноводами, вступают волны другого типа, например отраженные, с большими временами пробега, чем для первых волн. График изменения максимальной магнитуды с глубиной (рис. 3, б) содержит отчетливые провалы, соответствующие глубинам 60—80, 110—150, 230—300 и 400—470 км. Авторы связывают наличие этих провалов с существованием в мантии на соответствующих глубинах слоев ослабленной прочности. На графике скорости продольных волн (рис. 3, в) хорошо отмечаются четыре слоя пониженной скорости на глубинах 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км, практически совпадающие с астеносферами, выделенными по кривой максимальных магнитуд. То, что эти слои являются волноводами, подтверждается выделяемыми на сейсмограммах каналовыми волнами P_a и S_a [45, 102]. Волны P_a связаны, вероятно, с астеносферой α_2 , а S_a — с α_3 . Так как каналовые волны распространяются в широком диапазоне эпицентральных расстояний (от 7 до 175°) и, по-видимому, одинаково хорошо под континентами и океанами, можно предполагать глобальное простираие астеносфер на указанных глубинах.

Кривая логарифма отношения максимального смещения (с главным вкладом поперечных волн) к первому смещению в продольной волне имеет экстремумы практически на тех же расстояниях, что и амплитудная кривая первого смещения в продольной волне. На этом основании Р. З. Тараканов и Н. В. Левый полагают, что выделенные ими астеносферы являются волноводами и для поперечных волн, которые поглощаются здесь

даже интенсивнее продольных. Это означает, что материал астеносфер обладает повышенной текучестью.

Закономерность распределения очагов землетрясений по глубине подтверждает горизонтально-слоистую структуру мантии, по крайней мере в областях островных дуг, где можно это распределение наблюдать. На рис. 4 (см. вклейку) приведены проекции гипоцентров курило-камчатских землетрясений на ряд плоскостей, секущих вкрест простирания островную дугу [154]. Обращают на себя внимание «пережимы» — области почти полного отсутствия гипоцентров, иногда близко совпадающие по глубине с астеносферами, отмеченными выше. Геометрия фокальной зоны такова, что ее наклон в среднем уменьшается с севера на юг. Для Южной Камчатки и Северных Курильских островов угол наклона фокальной зоны близок к 60° . Для Южных Курильских островов и острова Хоккайдо он уменьшается до $48-45^\circ$. На некоторых разрезах можно заметить увеличение угла наклона фокальной зоны, начинающееся в разных плоскостях на разной глубине — от $150-200$ до 400 км. На разрезе, соответствующем Южно-Курильскому району, гипоцентры образуют два «клина».

Аналогичные результаты для островных дуг Тонга и Кермадек приведены Л. Сайксом [128]. В пределах точности вычислений и количества информации наклон фокальной зоны в этой области с глубиной не изменяется, но на различных профилях он разный и составляет $45-60^\circ$. В области Тонга — Кермадек также можно отметить неравномерность в распределении гипоцентров по глубине. Наименьшая сейсмичность отмечается на глубинах $200-300$ км. В юго-западной части дуги Тонга на глубинах $500-600$ км наблюдается зона повышенной сейсмичности. Соответственно и здесь можно предполагать горизонтальную расслоенность в мантии и наличие астеносферных слоев.

Относительно природы волноводов высказывались различные соображения [97, с. 297; 98]. Большинство исследователей придерживаются той точки зрения, что причиной существования зоны пониженных скоростей в верхних частях мантии является большее влияние роста температуры по сравнению с ростом давления на определенной глубине. В таком общем виде формулирует эту мысль Б. Гутенберг [45, с. 112]. В. А. Магницкий [97, с. 330] предполагает, что температура в слое пониженных скоростей близка к точке плавления и вещество мантии здесь находится в аморфно-стекловидном состоянии. В условиях повышенного разогрева или снятия давления в волноводе могут возникать расплавы или частичные расплавы. Таким образом, предполагается, что наличие расплавленной компоненты в слое пониженных скоростей — явление не постоянное, хотя время существования расплава может быть достаточно большим, чтобы прошел цикл зонной плавки.

Так как предполагаемый цикл зонной плавки может соответствовать геотектоническому циклу, который длится около 10^8 лет [97, с. 335], и не исключено, что наше время находится внутри такого цикла, можно, по-видимому, допустить частично расплавленное состояние вещества волноводов и в современную эпоху. Глобальную распространенность полного расплавления предположить нельзя, так как поперечные волны проникают сквозь тектоносферу. Участки полного или почти полного расплавления существуют, по-видимому, лишь в отдельных зонах современного активного вулканизма [39].

Частичное расплавление материала волноводов предполагалось также Ф. Берчем [177], Д. Андерсоном и С. Сэммисом [176], А. Хейлзом и Е. Херрином [189], Т. Язаром и О. Наттли [227]. Ф. Берч [177] рассмотрел модель, на основании которой можно оценить процент расплава в слое пониженной скорости, если известна величина скорости распространения упругой волны. Модель состоит из двух веществ: маленькие сферические включения расплавленного базальта в оливине. Плотность оливина взята равной $3,324$, базальта — $2,76$ г/см³. Температура плавления стекла базальта принята равной 1200°C . При этой температуре скорость упругой волны в оливине снижается на 8%. При содержании в среде 15% расплава ее плотность уменьшается на $0,1$ г/см³, а скорость S волн — на $0,8$ км/с. С увеличением количества расплавленной компоненты увеличивается и отношение v_p/v_s . Ф. Берч рассмотрел изменение скоростей упругих волн и других параметров среды в зависимости от количества расплава и глубины и вычислил значения скоростей в оливине с расплавом базальта для случаев 0, 5 и 10% расплава.

Т. Язар и О. Наттли [227] использовали кривые скорости, построенные Ф. Берчем, и, экстраполировав их до 15% содержания расплава, привели в соответствие с принятой ими скоростью S волн, равной $3,85$ км/с для мантийного волновода в пределах западных штатов США. Глубина нижней границы волновода при этом принималась равной 200 км. Выбор больших значений скоростей, например $4,08$ или $4,3$ км/с, что соответствовало бы 10 и 5% расплава в волноводе, привел бы к значительному увеличению его мощности. Этот случай тоже, по-видимому, исключить нельзя, так как сейсмические лучи, идущие от далеких очагов землетрясений, могут проникать значительно глубже уровня 200 км.

Таким образом, сейсмические данные не противоречат предположению о частично расплавленной природе волноводов, хотя количественные оценки содержания расплава могут иметь значительные погрешности.

Еще одним указанием на наличие расплавов в астеносферных слоях могут служить данные об электропроводности мантии. Экспериментальные исследования электропроводности в процессе плавления базальта [171] показали, что в начальной

области плавления электропроводность системы увеличивается на два-три порядка, а при дальнейшем увеличении температуры изменяется мало. Это связано, по-видимому, с образованием такой концентрации расплавленной компоненты, при которой жидкость обволакивает твердые частицы, образуя сплошную пленочную структуру [86]. Более высокая проводимость жидкой фазы определяет в этом случае проводимость всей системы.

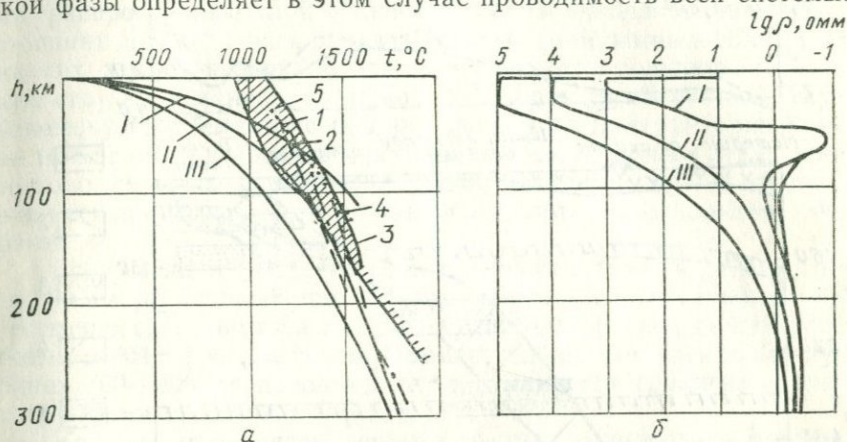


Рис. 5. Температурные кривые и кривые плавления (а), кривые электропроводности (б) [19]:

а — кривые температурных распределений для различных тепловых потоков (в HFU): I — 2,1; II — 1,9; III — 1,7 (см. сноску на с. 18); кривые начала плавления: 1 — кварцевый толеит, 2 — пиролит, 3, 4 — базальт, 5 — область начала плавления базальта в условиях негидростатического давления; б — кривые удельного сопротивления, соответствующие температурным распределениям I (с учетом плавления), II и III.

С появлением в породе расплава можно связать и аномальный рост теплопроводности за счет конвекции в жидкой фазе, а также (при достаточно большом объеме расплава) гравитационную дифференциацию в двухфазной системе.

В настоящее время основным методом изучения электропроводности мантии является метод глубинного магнитотеллурического зондирования (ГМТЗ). Интерпретация экспериментальных кривых ГМТЗ проводится путем их сравнения с теоретическими кривыми, рассчитанными для различных моделей Земли. Данные о распределении электропроводности в мантии Земли, как правило, еще менее точны, чем сейсмологические данные о волноводах. И все же факт существования аномально проводящих слоев в верхней части мантии можно считать доказанным [19, 86]. Так, кривые ГМТЗ, полученные в пределах Южно-Каспийской и Венгерской впадин, наилучшим образом интерпретируются в предположении частично расплавленного слоя на глубине 50—60 км. На рис. 5 приведены температурные кривые, рассчитанные для различных значений теплового потока, кривые плавления и соответствующие кривые удельного электросо-

противления. Сейсмические наблюдения, как и указанная интерпретация кривых ГМТЗ по Венгерской впадине, дают повышенное затухание волн, распространяющихся под впадиной, по сравнению с волнами, распространяющимися за ее пределами [19].

Другой пример обнаружения слоев повышенной проводимости, коррелирующихся с сейсмическими волноводами, приведен

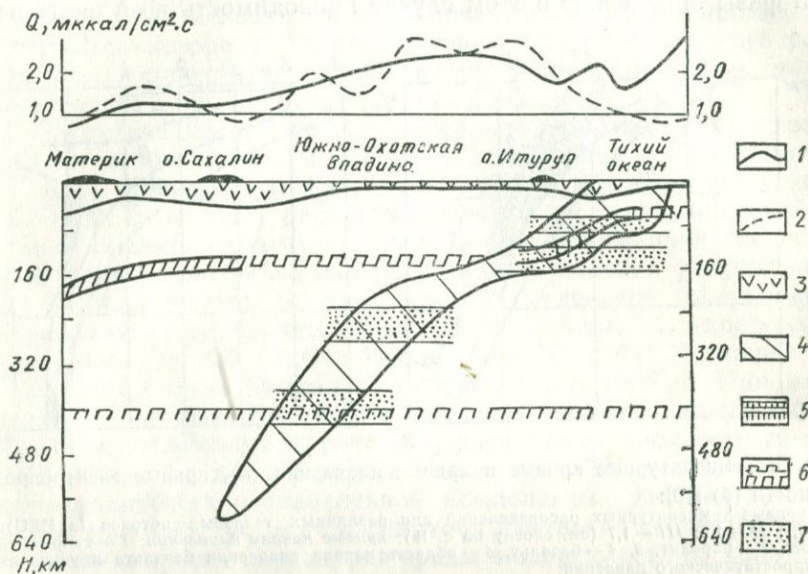


Рис. 6. Модель верхней мантии (по И. К. Туезову [159]):

1 — аномалия силы тяжести в редукции Буге; 2 — аномалия теплового потока; 3 — земная кора; 4 — сейсмофокальная зона; токопроводящие слои: 5 — установленные, 6 — предполагаемые; 7 — астеносферные слои.

в статье И. К. Туезова [159]. Рис. 6, заимствованный из этой работы, иллюстрирует модель верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, построенную по данным многочисленных геофизических исследований. Автор статьи отмечает удовлетворительную корреляцию особенностей распределения теплового потока с глубиной до верхнего токопроводящего слоя.

В 1965 г. В. А. Магницкий, анализируя возможную природу волновода верхней мантии, писал [97, с. 298]: «Таким образом, с учетом всех сторон проблемы пока наилучшим объяснением проявления волновода в мантии является гипотеза аморфизации вещества в рассматриваемом интервале глубин». С учетом исследований последних лет этот вывод следует считать подтвердившимся и, по-видимому, его можно конкретизировать: наиболее вероятным состоянием вещества в слоях пониженной скорости верхней мантии является двухфазное, частично расплавленное состояние.

Весьма вероятно, что полиастеносферная структура верхней мантии, обнаруживаемая в областях островных дуг, характеризующихся большими плотностью и глубиной очагов землетрясений, представляет собой не местное, а глобальное явление. Действительно, каналовые волны P_a и S_a , регистрируемые в зоне островной дуги и коррелирующиеся с астеносферными слоями, распространяются и наблюдаются на эпицентральных расстояниях до 180° . Таким образом, данные по объемным волнам от мелких землетрясений не дают возможности получить детальную структуру мантии, содержащую волноводы. Отсутствие глубокофокусных землетрясений на большей части территории Земли может объясняться не принципиальным отличием структуры тектоносферы по сравнению с зонами островных дуг, а отсутствием тех процессов, которые «активизируют» столь большие глубины.

Если полиастеносферная мантия простирается в глубину на те 700 км, до которых еще известны очаги землетрясений, то естественно связать нижнюю границу тектоносферы с самым глубоким астеносферным слоем. Примечательно, что именно на глубинах 700—800 км довольно резко изменяется градиент скоростей объемных волн P и S [45, с. 32].

Как уже отмечалось, верхняя граница волновода в различных районах залегает на разной глубине. Наиболее мелкое ее залегание отмечается под океанами и в пределах тектонически активных регионов континентов. Не исключено, что нижняя граница тектоносферы также варьирует по глубине от региона к региону.

2. ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ. НАПРАВЛЕННОСТЬ РАЗВИТИЯ

1957

Большинство исследователей Земли считают, что в конечном счете тепловая и гравитационная энергии определяют состояние тектоносферы и происходящие в ней процессы. Разногласия возникают при рассмотрении конкретных механизмов реализации тепловой энергии в механическую работу по перемещению масс горных пород и их деформированию. Нет единого мнения также в вопросе о тенденции термического развития Земли и отдельных геосфер.

Прямые экспериментальные данные о термических условиях в Земле и теплофизических параметрах пород ограничиваются глубиной буровых скважин. С привнесением того или иного элемента гипотетичности область экспериментальных исследований можно увеличить до глубин в десятки или даже сотни километров (температуры лав, «минералы-термометры», ксенолиты).

Для решения вопроса о тенденции тепловой эволюции Земли обычно рассматривают ее термическую историю на основе той

или иной космогонической гипотезы об образовании планет. Гипотеза о способе образования Земли дает возможность выбрать начальные условия задачи. Представление о тепловых процессах, происходящих в Земле, получают в результате исследований закономерностей распределения теплового потока через ее поверхность.

К настоящему времени выполнено около 5000 измерений величин теплового потока в пределах различных регионов Земли. Опубликованы работы, обобщающие и систематизирующие эти данные. Я. Б. Смирнов [137, 138] приводит закономерности пространственного распределения тепловых потоков на основании анализа около 2000 измерений. Результаты исследований теплового поля приводят к следующим выводам. Для различных геотектонических регионов характерны определенные величины теплового потока. Для докембрийских щитов тепловой поток составляет 0,90 HFU*, для плит — 1,0, для областей каледонской складчатости — 1,1; герцинской — 1,25; мезозойской — 1,45; кайнозойской — 1,75. В тектонически активных областях установлена резкая дифференциация тепловых потоков по зонам. Так, в краевых прогибах и межгорных впадинах на континентах тепловой поток равен в среднем 0,95, в областях кайнозойского вулканизма — 2,20, на островных дугах — 2,0, в глубоководных желобах — 0,80, в рифтовых долинах океанических хребтов — 1,20; в рифтовых грядах — 5,0; в склоновых частях хребтов — 1,0 HFU.

Средние величины тепловых потоков для крупнейших областей Земли следующие (HFU):

Континенты	1,15 ± 10%
Океаны	1,19 ± 10%
Области с корой континентального типа	1,19 ± 10%
Области с корой океанического типа	1,17 ± 10%
Тектонически активные пояса	1,60 ± 20%
Земной шар в целом	1,18 ± 10%

Отмечается корреляция наблюдаемых величин теплового потока с геологическими явлениями и геофизическими параметрами. Тектонически стабильным областям с нормальными значениями теплового потока (1,0—1,5) свойственны нормальное строение и мощность коры, равнинный или низкогорный рельеф, небольшие градиенты вертикальных молодых движений земной поверхности, близкие к нулю гравитационные аномалии, отсутствие сейсмичности, вулканической и гидротермальной активности.

* Здесь и далее величины теплового потока даны в «единицах теплового потока» (heat flow unit): 1 HFU = 10^{-6} кал/см²·с.

В тектонически активных областях положительным изостатическим аномалиям всегда соответствуют высокие значения глубинного теплового потока (более 1,5), а отрицательным аномалиям — низкие (менее 1,0). Высокие положительные градиенты неоген-четвертичных вертикальных тектонических движений коррелируются с высокими тепловыми потоками; высокие отрицательные градиенты — с низкими. Исключения составляют впадины с проявлениями кайнозойского вулканизма. Современные вертикальные движения не обнаруживают однозначной связи с величинами теплового потока. Областям с высоким тепловым потоком соответствуют пониженные скорости сейсмических волн в мантии вблизи поверхности M (7,4—7,8 км/с); областям с низким потоком — повышенные скорости (8,1—8,5 км/с; например, глубоководные желоба). Отмечается тенденция соответствия больших нерегулярных магнитных аномалий высоким значениям теплового потока и слабых аномалий — низким. Уверенно коррелируются величины теплового потока с глубиной залегания слоя повышенной электропроводности. Близкому к поверхности залеганию этого слоя соответствует повышенный тепловой поток. Наиболее высокие величины теплового потока ($>2,0$) связаны с зонами кайнозойского вулканизма, независимо от их структурного расположения.

В. Ли [196] проанализировал свыше 3500 значений теплового потока на континентах и океанах. Выводы, следующие из этого анализа, в общем согласуются с отмеченными выше закономерностями. Некоторые отличия в полученных численных значениях средних величин теплового потока для отдельных типов коры и Земли в целом ($1,47 \pm 0,08$) объясняются различным подходом к осреднению данных (см. также [223]).

Все исследователи, анализировавшие закономерности распределения величин теплового потока и их связи с геологией и тектоникой отдельных регионов, отмечают зависимость мощности теплового потока от возраста геологических структур, точнее — от времени последней тектонической активизации [70—72; 83, с. 256; 137, 138, 196]. Рассматривая эту закономерность теплового поля, Р. И. Кутас и В. В. Гордиенко приходят к выводу, что наблюдаемый тепловой поток является суммой нормально-го и аномального, или стационарного и нестационарного потоков. Стационарный тепловой поток обусловлен теплом, выделяющимся в процессе распада радиоактивных элементов в коре и мантии, возможно, также теплом, запасенным в Земле при ее образовании и дифференциации. Нестационарная составляющая теплового потока вызвана действием временного глубинного источника тепла. Моделируя этот источник ограниченным по простираанию тепловыделяющим слоем, можно так подобрать его параметры (размеры, глубину залегания, интенсивность и продолжительность тепловыделения и т. д.), чтобы удовлетворить измеренному современному распределению теплового поля и его

изменениям во времени, устанавливаемым для структур различного возраста.

Позднее В. В. Гордиенко [37] детальнее разработал методику построения моделей таких источников для геосинклинальных областей. Полученные таким образом источники тепла представляют собой некоторый формальный тепловыделяющий объект, описанный набором определенных параметров. Физико-геологическая интерпретация этих источников основана на их рассмотрении на фоне тех или иных тектонических гипотез о развитии геосинклиналей. При этом не все известные гипотезы оказываются возможным согласовать с результатами геотермических построений и важнейшими геологическими закономерностями формирования этих структур. Так, например, В. В. Гордиенко полагает, что механизм зонной плавки и периодические проплавления мантии [27, 28, 156, 157], как и механизм тектоники плит, не могут объяснить геосинклинальный процесс и закономерности теплового поля геосинклинали. Более подходящими предполагаются механизмы конвекции небольшого масштаба, астенолитной гипотезы [11], фазовых превращений в мантии Земли [44, 150]. Для источника тепла, связанного с формированием геосинклинали, характерны такие особенности. Весь второй этап геосинклинального цикла источник расположен непосредственно под регионом. На первой стадии развития геосинклинали отсутствует источник тепла, необходимый для создания существенно аномального теплового поля. Поэтому, делает вывод В. В. Гордиенко, нельзя предполагать, что тепло вторично по отношению к тектонике и магматизму, т. е. поток создается за счет диссипации энергии при механических перемещениях массивов горных пород и остывании интрузий.

С этим последним выводом трудно спорить лишь в том случае, если иметь в виду только приповерхностные интрузии, представляющие собой мелкие (сравнительно с площадью геосинклинали) тела, спорадически вкрапленные в земную кору. Если же согласиться с тем, что в процессе развития геосинклинали мощность коры в регионе увеличивается в два-три раза, причем в значительной своей части за счет поступления расплавленного материала из мантии, увеличивающего мощность «базальтового» слоя, то оценка тепла, которое выделяется при кристаллизации и остывании такого объема материала, существенным образом изменится.

Мнение о том, что именно расплавами горных пород объясняется наличие локализованных аномалий теплового поля, в последнее время высказывается довольно часто. Я. Б. Смирнов [139] оценил конвективный вынос тепла во внутренней зоне Курильской островной дуги в 37% общего расхода энергии в этом районе. Конвективный вынос энергии в осевых зонах срединно-океанических хребтов в пересчете на тепловой поток составляет 0,5—1,0. Р. И. Кутас [69] подчеркивает, что в тектонически ак-

тивных областях в зрелую стадию развития магматизма основное значение в выносе тепла имеют продукты плавления и дифференциации мантии. К такому же выводу пришли К. Хораи и С. Уеда [192], исследуя тепловые поля вулканических областей. Положительные аномалии теплового потока в этих областях можно объяснить магматической активностью, в том числе и той, которая не проявляется на поверхности. С вулканизмом связывает высокие значения теплового потока в гребнях срединно-океанических хребтов Е. А. Любимова [85, 198].

Тепловой поток, протекающий через поверхность Земли, можно разделить еще и на такие две составляющие: коровую и мантийную. Коровый тепловой поток обеспечивается в основном распадом радиоактивных элементов, содержание которых в породах коры намного превосходит содержание тех же элементов в веществе мантии. В случае аномального теплового поля значительный вклад в него вносят внедрившиеся в кору интрузии, а также термальные растворы. Теплогенерация верхней мантии складывается из тепла радиоактивного распада и экзотермических процессов фазовых, в том числе и полиморфных переходов [97, 150]. Некоторый вклад в теплогенерацию коры и мантии вносит тепло, выделяющееся вследствие приливного трения в твердом теле Земли [126]. По-видимому, значительная часть этой энергии выделяется в астеносферной зоне, так как вещество здесь должно характеризоваться пониженной вязкостью. Через верхнюю мантию и земную кору проходит, кроме того, тепло, поступающее из нижней мантии.

Примерное равенство средней величины теплового потока на поверхности континентов и на дне океанов интерпретируется обычно следующим образом. Если суммарный (коровый и мантийный) поток на континентах и океанах один и тот же, а коровый континентальный поток значительно больше корового океанического, то мантийный океанический поток значительно больше мантийного континентального. Такое соотношение тепловых потоков определяется соответствующим содержанием радиоактивных элементов в породах коры и мантии. Отсюда следует, что океаническая мантия должна содержать больше радиоактивных элементов, чем континентальная [20, 82, 198, 202, 223]. Последний вывод хорошо согласуется с представлением о том, что кора — продукт мантии.

В целом термическое состояние Земли определяется ее вещественным составом и историей развития, включающей способ образования. Наиболее известные в настоящее время описания термической истории Земли базируются на гипотезе аккреции планеты из твердых холодных тел, предложенной О. Ю. Шмидтом. Так как вещественный состав более или менее известен лишь для самых верхних геосфер, при исследовании термической истории Земли даже на базе одной и той же гипотезы ее образования приходится рассматривать модели, сильно различающи-

еся закладываемыми в них параметрами. Естественно, что в зависимости от этих параметров термическая история Земли также получается разной.

Классическим методом исследования термической истории Земли является решение уравнения теплопроводности при заданных параметрах среды, граничных и начальных условиях. В качестве начального условия принимают распределение температур в начальной стадии существования Земли. Граничным условием служит обычно температура поверхности Земли. Задаются также распределение источников тепла и теплопередачные свойства среды. При этом наиболее достоверно известна лишь температура поверхности (и тепловой поток через поверхность). Все остальные величины в значительной степени гипотетичны.

Ф. Берч [20] привел обзор некоторых теорий термальной истории Земли. В обзоре отмечается широкий диапазон моделей, которые можно рассматривать, не вступая в противоречие с известными данными о строении планеты и свойствах слагающего ее вещества. По мнению автора обзора, наиболее вероятна следующая схема исторического развития Земли.

1. Конденсация вещества, сходного с железными и каменными метеоритами; образование около 5 млрд. лет назад протопланеты, представляющей собой несортированный конгломерат исходного материала.

2. Примерно через 500 млн. лет вследствие нагревания за счет радиогенного тепла и приливного трения происходит плавление железа на сравнительно небольших глубинах.

3. Около 4,5—3,5 млрд. лет назад произошло погружение или проседание железа и образование ядра с высвобождением энергии в количестве около 600 кал/г; расплавление легкоплавкой части силикатной фазы и ее подъем с образованием верхней мантии, содержащей все радиоактивные элементы Земли.

4. Формирование земной коры континентального типа, достигшей стабильности на некоторых участках около 3,5 млрд. лет назад. В настоящее время процесс формирования континентальной коры продолжается, сопровождаясь восходящей концентрацией радиоактивности за счет подстилающей верхней мантии, перераспределения вещества Земли в результате эрозии и горизонтального переноса, ремобилизации осадков. Дальнейшее охлаждение мантии под континентами при сохранении температур, равных или близких к точке плавления в областях мантии под океанами. Материковые окраины фиксируются как области повышенной активности.

Вопросу термической истории Земли посвящены многие работы Е. А. Любимовой, Б. Ю. Левина, С. В. Маевой, В. С. Софронова [76, 77, 82, 83, 198, 103, 104, 145 и др.]. Обычно рассматривают две стадии развития Земли. В первой стадии предполагают равномерное распределение источников тепла на единицу

массы. Тепло интенсивно накапливается в недрах Земли, несмотря на убывание генерации тепла, вследствие распада радиоактивных элементов. Самая верхняя часть Земли представляет собой зону оттока тепла, мощностью около 1000 км, т. е. всю верхнюю мантию [83, с. 120]. Вторая стадия термической эво-

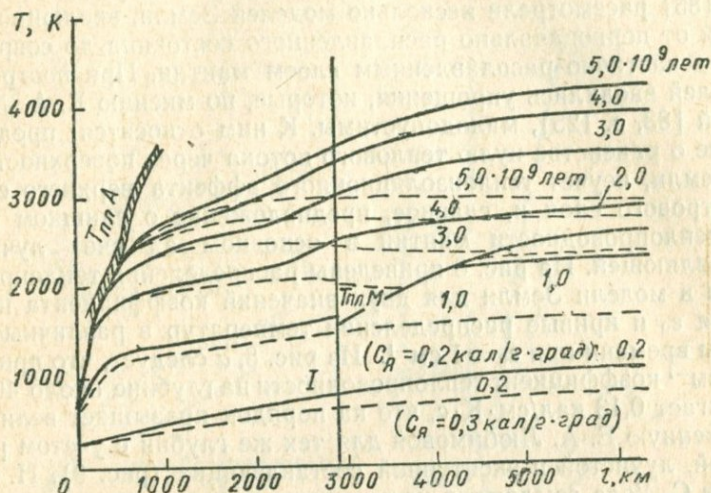


Рис. 7. Распределение температуры с глубиной (по С. В. Маевой [103]) (средний состав Земли с $U=2 \cdot 10^{-8}$ г/г, $c_0 = 0,3$ кал/г·град, $\lambda_{об} = 0,012$ кал/см·с·град, $\lambda_n = 0,1$ кал/см·с·град).

Сплошные кривые — $c_n = 0,2$ кал/г·град, пунктирные кривые — $c_n = 0,3$ кал/г·град; $T_{плМ}$ — кривая плавления металлизированных силикатов; $T_{плА}$ — кривая плавления Аффена; I — минимальное начальное распределение температуры.

люции, характеризующаяся неравномерным распределением радиоактивных элементов, наступает по достижении в верхней мантии температуры плавления.

Один из наиболее обоснованных вариантов изменения температуры земных недр во времени, предполагающий первоначально «холодную» Землю, изображен на рис. 7 [103].

С. В. Маева и Б. Ю. Левин последовательно придерживаются той точки зрения, что земное ядро состоит из металлизированных силикатов. Рассмотренные ими модели Земли с железным ядром приводят к состоянию полного расплавления мантии [77, 104], что противоречит сейсмологическим данным. В. А. Магницкий [97] и Е. А. Любимова [83] считают, что приходится признать вероятными оба варианта состава ядра: железное ядро и ядро из металлизированных силикатов. Пример становления термического режима Земли с железным ядром приведен в рабо-

те [83, с. 126]. Эта модель, в отличие от моделей, упомянутых выше, не противоречит сейсмологическим данным.

При изучении термической истории Земли некоторые исследователи предполагали ее первоначально расплавленное состояние. В качестве начальных условий принималась температура плавления, например, по Р. Аффену [220]. Н. Фуджии и С. Уеда [185] рассмотрели несколько моделей Земли, эволюционирующей от первоначально расплавленного состояния до современного с частично расплавленным слоем мантии. При построении моделей вводились упрощения, которые, по мнению Е. А. Любимовой [83, с. 125], малодопустимы. К ним относятся: предположение о равенстве нулю теплового потока через поверхность ядра Земли, неучет теплоизоляционного эффекта верхнего стокилометрового слоя и, главное, предположение о слишком высокой теплопроводности мантии в основном за счет лучистой составляющей. На рис. 8 приведены распределения теплопроводности в модели Земли для двух значений коэффициента поглощения ϵ_0 и кривые распределения температур в различные моменты времени при $\epsilon_0 = 1 \text{ см}^{-1}$. Из рис. 8, а следует, что при $\epsilon_0 = 1 \text{ см}^{-1}$ коэффициент теплопроводности на глубине около 400 км достигает 0,13 кал/см·К·с, что на порядок превышает величину, полученную Е. А. Любимовой для тех же глубин с учетом решеточной, лучистой и экситонной составляющих (рис. 9). Н. Фуджии и С. Уеда ссылаются на эксперименты японских исследователей и работу Ф. Берча и Г. Кларка 1940 г., результаты которых говорят о возможном увеличении теплопроводности с ростом температуры, причем в различной степени для отдельных кристаллов оливина и перидотитовой породы. Отмечается, что для кристаллов оливина при температуре свыше 600°C можно ожидать величину поглощения ϵ_0 в 3—4 см^{-1} или менее. Таким образом, если вещество мантии имеет крупнокристаллическую структуру, фотонная, или лучистая, теплопроводность в ней может быть значительно выше обычно принимаемой для расчетов.

Работа Г. Питта и Д. Тозера [209] ставит под сомнение возможность значительного возрастания лучистой теплопроводности в оливине при высоких температурах. Эти авторы приходят к выводу, что в условиях мантии лучистая теплопроводность намного меньше, чем фононная (решеточная).

Тем не менее заметное увеличение эффективного коэффициента теплопроводности на глубине в несколько сотен километров исключить нельзя. Если этим глубинам соответствует область частичного плавления вещества мантии, то здесь возможно возникновение конвекции благодаря наличию жидкой фазы.

Явление усиливающейся теплопередачи в расплавленном слое лежит в основе механизма периодического проплавления мантии, рассмотренного А. Н. Тихоновым, Е. А. Любимовой и В. К. Власовым [156, 157, 216]. Управляющим параметром скорости движения расплавленного слоя мантии снизу вверх яв-

ляется отношение $\lambda_{эф}/\lambda$, где $\lambda_{эф}$ — коэффициент теплопередачи в расплавленном слое, а λ — коэффициент теплопроводности в твердой среде. Цикличность проплавления возникает вследствие включения интенсивной теплопередачи в слое расплава, в результате чего накапливание энергии сменяется ее расходом

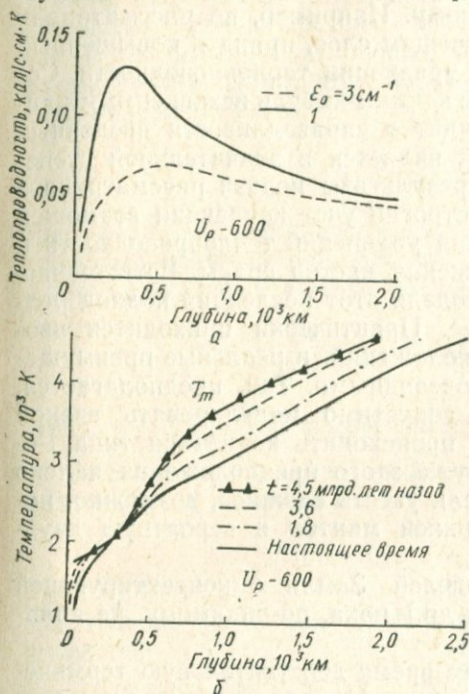


Рис. 8. Зависимость теплопроводности от глубины для современного температурного распределения (а) и зависимость температурного распределения от времени для $\epsilon_0=1 \text{ см}^{-1}$ (б); модель $U_p=600$ (по Н. Фудзии и С. Уеда [185]).

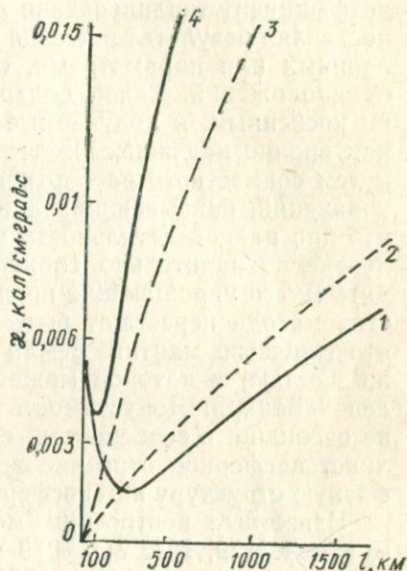


Рис. 9. Изменение теплопроводности κ с глубиной l (по Е. А. Любимовой, 1960):

составляющая: 1 — решеточная, 2 — лучистая, 3 — экситонная, 4 — суммарная.

ем. Когда расплавленный слой, двигаясь к поверхности, достигает определенного уровня, где расход тепла превышает накапливание, движение расплавленной зоны прекращается, затем расплав кристаллизуется. Величина $\lambda_{эф}/\lambda$ является функцией толщины расплавленного слоя и изменяется примерно от 2,5 при $h=100 \text{ км}$ до 10 при $h=500 \text{ км}$ [157].

С помощью этого механизма можно по-новому объяснить периодичность тектонической активности, отмеченной многими исследователями. Период цикла расплавления, равный примерно 170 млн. лет, — а такой же период характерен для тектонических циклов фанерозоя — образуется, если $\lambda_{эф}=0,1 \text{ кал/см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}$. Эта величина практически равна той, которая была необходима Н. Фудзии и С. Уеда для построения модели Земли, остываю-

щей после пребывания в первоначально расплавленном состоянии и удовлетворяющей современным геофизическим данным. Правда, в модели не предусмотрена конвекция, которая могла бы обеспечить высокую эффективную теплопередачу.

Наличие конвекции в среде при описании ее термического состояния можно учесть по-разному. Например, не рассматривая движения частиц в конвектирующем слое, принять повышенный коэффициент теплопередачи в уравнении теплопроводности. Сопоставляя результаты решения с какими-нибудь независимыми явлениями или параметрами, судят о справедливости введенных предположений. Такой подход является в значительной степени косвенным, и получаемые результаты нельзя рассматривать как вполне надежные. Более строгий учет конвекции возможен путем совместного рассмотрения уравнений теплопроводности и уравнений, описывающих движения частиц среды. Естественно, что при равной детальности модели этот последний подход реализовать значительно сложнее. Практически приходится вводить много упрощающих предположений, и реальные преимущества метода перестают быть очевидными. Так, предполагается, что вещество мантии Земли допустимо моделировать вязкой жидкостью, в которой может происходить конвекция типа Релея — Бенара. Допустимость уже этого предположения далеко не очевидна, в особенности, если учесть сложное, возможно, полиастеносферное строение верхней мантии и вероятную двухфазную структуру астеносфер.

Известные построения моделей Земли с конвектирующей мантией [179, 184, 217—219 и др.] пока, по-видимому, не являются решением проблемы [201].

Таким образом, в настоящее время действительную термическую историю Земли нельзя считать выясненной. Следовательно, с этой стороны невозможно получить однозначный ответ на вопрос о тенденции ее тепловой эволюции. Так как нас интересует прежде всего верхняя мантия, то можно попытаться получить представление о том, нагревается или охлаждается тектоносфера в течение последних геологических эпох, не прибегая к той или иной гипотезе о термической истории Земли в целом. По-видимому, указанием на направленность тепловой эволюции тектоносферы может служить ее термическое состояние в современную эпоху (в меньшей степени гипотетичное, чем состояние более глубоких геосфер), сопоставленное с некоторыми геолого-геофизическими данными.

Рассмотрим обычную схему вычисления стационарного распределения температуры в верхней части Земли с использованием возможно наиболее простой модели, содержащей в мантии расплавленный или частично расплавленный слой [47].

Пусть полупространство заполнено слоями различной мощности. Каждый слой характеризуется своими параметрами, постоянными в пределах слоя. Верхний слой, моделирующий оса-

дочную толщину, обозначим h_0 , слой консолидированной коры — h_1 и h_2 , подкорковый литосферный слой — h_3 , однослойную астеносферу (частично расплавленный слой) — h_4 . Нижележащий слой, подстилающий всю эту пачку, — h_5 . Координаты нижних границ этих слоев (ось z направим от поверхности полупространства вертикально вниз) обозначим соответственно H_0, H_1, \dots, H_4 (H_5 не определена). Таким образом, наша модель позволяет рассматривать одномерную задачу, и уравнение теплопроводности принимает вид:

$$\lambda(z) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -A(z),$$

где $\lambda(z)$ — коэффициент теплопроводности; $A(z)$ — удельное тепловыделение источников, находящихся в среде. Для нашего случая однородно-слоистой среды получим уравнение

$$\frac{\partial^2 T_i}{\partial z^2} = -P_i \text{ для каждого } h_i. \quad (I.1)$$

Здесь $i = 0, 1, \dots, 5$ (номер слоя); $P_i = \frac{A_i}{\lambda_i}$. Задача о распределении температуры в среде сводится к решению этого уравнения с условиями на поверхности

$$T(0) = 0; \quad \lambda_0 \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = Q_0. \quad (I.2)$$

На границе двух слоев (i -го и $i+1$ -го) должны удовлетворяться равенства

$$T_i = T_{i+1}; \quad \lambda_i \frac{\partial T_i}{\partial z} = \lambda_{i+1} \frac{\partial T_{i+1}}{\partial z}. \quad (I.3)$$

Заданными величинами считаем

$$\lambda_i, H_0, k = \frac{H_1}{H_2}; \quad H_3, H_4, Q_0,$$

температуру плавления (легкоплавкой компоненты астеносферы) как функцию глубины

$$T_{\text{п}} = T_0 + \alpha z$$

и P_i всех слоев, за исключением астеносферы.

В результате однократного интегрирования уравнения (I.1) получим

$$\frac{\partial T_i}{\partial z} = -P_i z + C_i \text{ для каждого } h_i. \quad (I.4)$$

После повторного интегрирования запишем

$$T_i = -P_i \frac{z^2}{2} + C_i z + D_i \text{ для каждого } h_i. \quad (I.5)$$

Неизвестные величины C_i, D_i ($i = 0, 1, \dots, 5$), P_4 и H_2 определяются через заданные, используя условия (I.2), (I.3), а также выражения (I.4), (I.5):

$$C_0 = \frac{Q_0}{\lambda_0} = q_0; \quad D_0 = 0;$$

$$C_1 = \frac{\lambda_0}{\lambda_1} (q_0 - P_0 H_0) + P_1 H_0; \quad D_1 = \frac{H_0^2}{2} (P_1 - P_0) + H_0 (q_0 - C_1);$$

$$C_2 = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} (C_1 - P_1 H_1) + P_2 H_1; \quad D_2 = \frac{H_1^2}{2} (P_2 - P_1) + H_1 (C_1 - C_2) + D_1;$$

$$C_3 = \frac{\lambda_2}{\lambda_3} (C_2 - P_2 H_2) + P_3 H_2; \quad D_3 = \frac{H_2^2}{2} (P_3 - P_2) + H_2 (C_2 - C_3) + D_2; \quad (I.6)$$

$$C_4 = \frac{\lambda_3}{\lambda_4} (C_3 - P_3 H_3) + P_4 H_3; \quad D_4 = T_3 + \frac{1}{2} P_4 H_3^2 - C_4 H_3;$$

$$C_5 = \frac{\lambda_4}{\lambda_5} (C_4 - P_4 H_4) + P_5 H_4; \quad D_5 = T_4 + \frac{1}{2} P_5 H_4^2 - C_5 H_4.$$

Принимая для слоев $h_1 - h_3$ $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$, запишем

$$H_2 = -\frac{1}{k} \left[\frac{H_3 L}{M} + \sqrt{\left(\frac{H_3 L}{M} \right)^2 + \frac{2(H_3 C_1 + D_1 - T_3) - P_3 H_3^2}{M}} \right]; \quad (I.7)$$

$$P_4 = 2 \left(\frac{\lambda_3}{\lambda_4} \frac{C_3 - P_3 H_3}{\Delta H} - \frac{\Delta T}{\Delta H^2} \right), \quad (I.8)$$

где T_3, T_4 — температура соответственно на верхней и нижней границах астеносферы,

$$L = \frac{1}{k} (P_3 - P_2) + P_2 - P_1; \quad M = \frac{1}{k^2} (P_2 - P_3) + P_1 - P_2;$$

$$\Delta H = H_4 - H_3; \quad \Delta T = T_4 - T_3.$$

Физически выражение (I.7) означает, что тепловое равновесие модели, т. е. постоянство температуры в среде и неподвижность фазовых границ астеносферы, возможно лишь при определенном соотношении мощностей слоев литосферы и значений их теплофизических параметров. Поскольку все эти величины различны для континентального и океанического типов коры, различной должна быть и зависимость $H_2 = f(H_3)$ (при фиксированных прочих параметрах).

Построим указанные зависимости для средних значений параметров пород континентальных и океанических регионов Зем-

ли [97, 146]. Для континентов примем параметры, приведенные в табл. 1. Кроме того, положим

$$H_0 = 2 \cdot 10^5 \text{ см}; \quad k = \frac{H_1}{H_2} = 0,35; \quad T_{\text{п}} = 10^3 + 3,8 \cdot 10^{-5} z \text{ C.}$$

Радиоактивность океанических осадков примерно такая же, как и континентальных (по содержанию U и Th). Среднюю мощность осадочного чехла океанов можно принять равной 500 м [12], теплопроводность — $2,4 \cdot 10^{-3}$ кал/см \cdot с \cdot °C [183]. Фунда-

Таблица 1

Слой	$A_i \cdot 10^{-13}$ кал/см $^3 \cdot$ с	λ_i , кал/см \cdot с \cdot °C
h_0	3,0	0,004
h_1	4,0	0,005
h_2	1,0	0,005
h_3	0,03	0,005

Таблица 2

Слой	$A_i \cdot 10^{-13}$ кал/см $^3 \cdot$ с	λ_i , кал/см \cdot с \cdot °C
h_0	3,0	0,0024
h_1	1,0	0,005
h_2	1,0	0,005
h_3	0,03	0,005

мент (первый слой консолидированной океанической коры) сложен в основном вулканогенными породами. Возможно, в подчиненном количестве в нем находятся также серпентиниты и осадочные породы [12]. Таким образом, тепловыделение в этом слое и его теплопроводность можно принять такими же, как в «базальтовом» слое континентальной коры. Судя по скоростям распространения продольных волн, второй океанический слой консолидированной коры также сложен основными породами, видимо частично, и ультраосновными. Следовательно, параметры обоих слоев консолидированной океанической коры можно принять примерно равными. Средние параметры, принятые для океанической литосферы, приведены в табл. 2. Кроме того, положим $k=0,3$; $H_0=0,5 \cdot 10^5$ см.

Как для континентальных, так и для океанических регионов примем одну и ту же величину среднего теплового потока через твердую поверхность Земли, равной $1,2 \cdot 10^{-6}$.

Результаты вычислений в соответствии с выражением (I. 7) представлены на рис. 10.

Оценим тепловыделение в частично расплавленном слое в зависимости от мощности последнего при средней величине теплового потока и средней мощности коры. Вначале рассмотрим континентальную тектоносферу. Параметры литосферы примем такими же, как и выше. Положим $H_0=2$ км, $H_1=11,9$, $H_2=34$, $H_3=150$ км. Подставляя эти величины в формулу (I. 8) и варьируя H_4 , λ_4 , получим графики, изображенные на рис. 11.

Сделаем такой же расчет для океанической тектоносферы. Положим $H_0=0,5$ км, $H_1=2,1$, $H_2=7$, $H_3=50$ км. Остальные

параметры возьмем из табл. 2. Результат расчета также представлен на рис. 11.

Если предположить, что астеносфера является неизменной частью тектоносферы, то удельное тепловыделение в континентальной и океанической астеносферах должно быть равным и по своей величине располагаться между удельным тепловыделением, характерным для «базальтового» слоя и подкоровой части литосферы. На рис. 11 видно, что при равном удельном тепловыделении в континентальной и океанической астеносферах мощность последней (ΔH) больше. Насколько, уверенно определить трудно, так как эффективная теплопроводность астеносферы также должна зависеть от ее мощности. Кроме того, мы рассмотрели предельно простую модель, содержащую один сплошной астеносферный слой, в то время как в реальной мантии может быть несколько частичных расплавленных слоев.

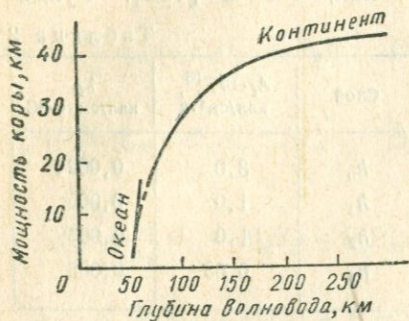


Рис. 10. Зависимость мощности земной коры от глубины верхней границы астеносферы при постоянном тепловом потоке на поверхности.

Сопоставляя последний качественный результат с рис. 10, можно сделать вывод, что наиболее разумное объяснение этим данным следует искать в предположении, что верхняя граница астеносферы постепенно продвигается сверху вниз, а расплавленная компонента частично поступает вверх, наращивая кору и вынося в нее наиболее богатый радиоактивными элементами материал. Этот вывод эквивалентен также утверждению, что литосфера остывает, а расплавленная компонента астеносферы кристаллизуется.

Рассмотренная модель не является ни особенно точной, ни детальной. Однако вследствие своей простоты она дает возможность легко проводить качественный или полуколичественный анализ взаимосвязи различных условий и параметров. По формулам (I. 5) можно построить кривые температуры. Как пример более детальных расчетов приведем температурные распределения, полученные Я. Б. Смирновым [137] (рис. 12).

Вопрос о том, какова направленность развития тектоносферы, неоднократно обсуждался как с позиций геологического строения отдельных структур и последовательности их развития, так и с точки зрения вероятных физических механизмов. В тесной связи с этим вопросом находится проблема направленности развития земной коры. Существуют две основные группы гипо-

тез: разрастания океанической коры и разрастания континентальной коры.

Анализ аргументации каждой из этих групп сделан В. А. Манинским [97]. Все гипотезы предполагают, что главной причиной тектонического развития Земли являются физические и физико-химические процессы в ее недрах. Земная кора выделяется из мантии путем поступления вверх наиболее легкоплавких и легких продуктов. Гипотезы разрастания океанической коры исходят из представлений, что по всей Земле вначале выделялась кора континентального типа. Этот процесс мог быть многократным, континентальная кора могла постепенно формироваться по периферии первичных ядер стабилизации за счет последовательной консолидации геосинклинальных областей. Не позднее начала мезозоя консолидация континентальной коры практически по всей Земле закончилась. В конце палеозоя — начале мезозоя стали образовываться океаны путем переработки континентальной коры в океаническую, являющуюся, следовательно, вто-

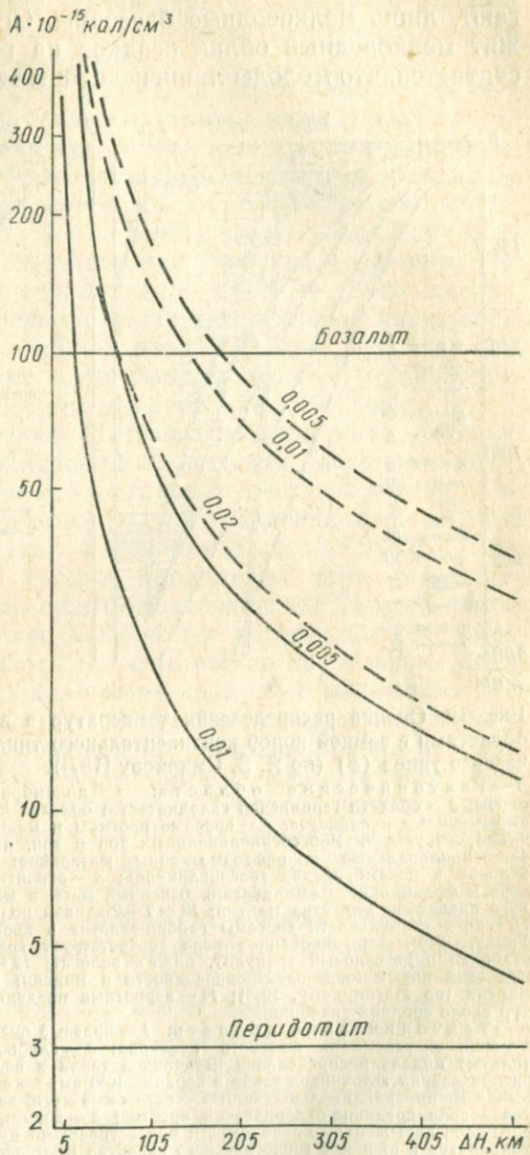


Рис. 11. Зависимость удельного тепловыделения в однослойной астеносфере от ее мощности.

Пунктирные линии соответствуют океаническим, сплошные — континентальным областям. Параметр кривых — коэффициент теплопроводности астеносферного слоя (кал/см · с · град).

ричной. До начала океанообразования существовали, как полагают, лишь мелководные бассейны. Основанием для этого служит мелководный облик осадков на всех континентах. Иногда считается, что молоды лишь некоторые океаны.

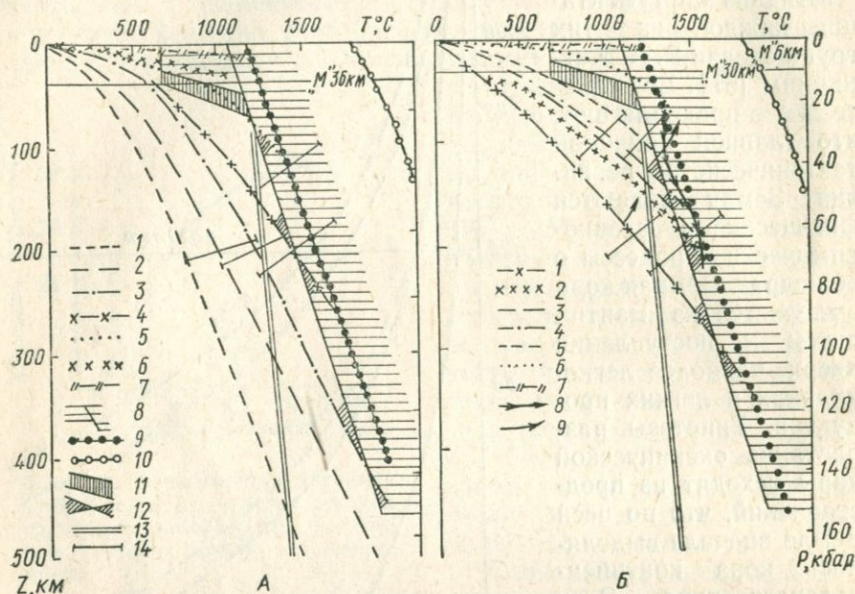


Рис. 12. Оценка распределения температур в верхних оболочках Земли под областями с земной корой континентального типа (А) и переходного и океанического типов (Б) (по Я. Б. Смирнову [137]).

А — Тектонические области: 1 — докембрийские щиты, 2 — докембрийские плиты, 3 — области герцинской складчатости; области кайнозойской складчатости и активизированные в кайнозое; 4 — краевые прогибы и межгорные впадины, 5 — горно-складчатые сооружения многоэпиклиналильных зон и зон, активизированных в кайнозое, 6 — эвгеосинклиналильные и рифтовые зоны материков; 7 — реставрация температурных условий в докембрийских геосинклиналиях; 8 — вероятные поля гранитизации в земной коре и фракционного выплавления основных магм в мантии; 9 — $T-P$ -кривая фракционного плавления вещества мантии; 10 — $T-P$ -кривая полного плавления вещества мантии; 11 — поле стабильности системы габбро-эклогит в координатах $T-P$ (по Рингвуду и Грину, 1966); заштрихованное поле соответствует гранатовому гранулиту, выше него стабилен пироксенный гранулит, ниже — эклогит; 12 — вероятные глубины возникновения слоя повышенной электропроводности в мантии; 13 — адиабатический градиент в мантии (по Магницкому, 1965); 14 — вероятные пределы колебания глубинных температур около средних значений.

Б — Тектонические области: 1 — краевые океанические желоба; 2 — то же при условии энергоемкого фазового перехода; 3 — глубоководные океанические впадины (плиты) модель распределения источников тепла в верхних 400 км; 4 — то же, модель распределения источников тепла в верхних 1000 км; 5 — островные дуги, складчатые сооружения многоэпиклиналильных зон; 6 — островные дуги, эвгеосинклиналильные зоны; 7 — рифтовая зона срединно-океанических хребтов; 8 — возможный механизм образования второго слоя повышенной проводимости под островными дугами; 9 — направление изменения температур в процессе геологического развития многоэпиклиналильных зон. Остальные обозначения те же, что и в А.

Гипотезы этой группы базируются на таких геологических данных. Океанические берега часто под различными углами срезают структуры континентов, продолжающиеся под водой. Часто отмечается, что привнос обломочного материала происходил со стороны океанов. В таком же направлении отмечены следы дви-

жения льда древних оледенений. Общность некоторых форм фауны и флоры на различных континентах указывает на наличие в прошлом связей между ними. Мощность осадочного слоя на дне океанов сравнительно невелика.

В то же время есть другие факты, не менее многочисленные, в объяснении которых гипотезы океанизации встречаются с большими трудностями. Одна из них — проблема происхождения воды. Если считать, что до образования океанических впадин объем воды на Земле был примерно тот же, что и в настоящее время, то вода покрывала бы всю Землю слоем около 3 км. Даже если считать, что некоторые океанические впадины — древние, затопления почти всей поверхности не избежать. В то же время нет оснований для предположения, что большая часть воды выделилась из мантии за период около 200 млн. лет, а за всю предшествующую историю, когда сформировалась мощная континентальная кора, выделения воды практически не было.

Другая трудность, с которой сталкиваются гипотезы океанизации, заключается в объяснении поглощения плотным веществом мантии значительно менее плотного вещества континентальной коры. При выделении коры только гравитационная энергия должна была высвободиться в количестве $2,6 \cdot 10^{16}$ эрг/см². Чтобы обеспечить обратный процесс погружения коры в мантию, необходимо израсходовать еще больше энергии. За счет теплового потока из Земли такое количество энергии может выделиться за 20 млн. лет [89]. Если еще можно представить механизмы погружения небольших частей коры, то в масштабах океанов оно невозможно энергетически. Нет и других признаков такого процесса. Дно глубоководных котловин ровное на больших площадях, абсолютно асейсмично и не несет никаких признаков прежней, континентальной коры. Процесс эклогитизации, предложенный В. В. Белоусовым [9], не снимает всех трудностей, связанных с проблемой исчезновения гранитного слоя.

Любая схема поглощения вещества коры мантией встречается еще с одной неразрешимой проблемой: количеством ⁴⁰Ag в атмосфере Земли. ⁴⁰Ag выделяется в атмосферу Земли в результате распада ⁴⁰K, содержащегося в горных породах. Если бы вся Земля была однажды покрыта корой континентального типа средней мощностью в 35 км и общим объемом $17,8 \cdot 10^{24}$ см³, то ее масса составила бы $5,2 \cdot 10^{25}$ г. Калий содержится в кислых породах в количестве (%) 3,3—3,5, в средних — 1,8—2,0, в основных — 0,8—1,0. Для коры в целом можно принять среднее значение 2,6%. ⁴⁰K составляет 0,012% общего содержания K. При определении абсолютного возраста пород аргоновым методом предполагается, что выделение аргона возможно только в процессе извержения горных пород из недр Земли при образовании коры. Часть ⁴⁰Ag, которая образовалась в породах при распаде ⁴⁰K после формирования соответствующих частей коры, должна оставаться в породах. Весь же ⁴⁰Ag, образовавшийся до

извержения соответствующей части материала коры, выделился в атмосферу.

Основываясь на этих соображениях, вычислено содержание ^{40}Ar в атмосфере в соответствии с различными гипотезами формирования земной коры [97, 99]. Если бы вся земная поверхность была покрыта корой континентального типа, то количество аргона в атмосфере составило бы $20,6 \cdot 10^{19}$ г, в то время как его действительное содержание определяется в $6,5 \cdot 10^{19}$ г. Так как диссипация аргона из атмосферы невозможна, естественно сделать вывод, что континентальная кора никогда не занимала более чем одну треть поверхности Земли. Полученный результат можно было бы согласовать с гипотезой разрастания океанов лишь в случае, если принять, что содержание калия в коре в три раза меньше. В соответствии с современным делением коры на континентальную и океаническую тот же способ расчета дает содержание аргона в атмосфере в количестве $7 \cdot 10^{19}$ г, что хорошо согласуется с экспериментальными данными.

Гипотезы разрастания континентальной коры сравнительно просто и естественно решают и проблему воды. Если предположить, что в мантии Земли содержится 0,5% воды, как в каменных метеоритах, и процесс выделения коры шел лишь из области, ограниченной тектоносферой, то получается около $0,5 \cdot 10^{25}$ г воды. Учитывая, что континентальная кора покрывает лишь одну треть поверхности, можно заключить, что должно быть около $1,7 \cdot 10^{24}$ г воды. По современным оценкам в океанах содержится $1,5 \cdot 10^{24}$ г воды [26].

Вполне объясним и факт приноса обломочного материала со стороны океана. Для этого не обязательно предполагать наличие континента на месте нынешнего океана. Обломочный материал мог поступать и с участков суши типа островных дуг, цепей вулканических островов [60, 74] или краевых поднятий [59], впоследствии опущенных ниже уровня воды.

Для объяснения срезания берегами океана континентальных структур также не обязательно предположение об океанизации континентальной коры. Как отмечает В. А. Магницкий [97, с. 106], «...это указывает только на то, что причины движений, порождающие такие структуры, находятся глубже, чем земная кора, что полностью согласуется с современными представлениями».

Небольшая мощность океанических осадков при ближайшем рассмотрении также не противоречит схеме разрастания континентальной коры. Действительно, если примерно две третьих поверхности Земли покрыты слоем послепалеозойских осадочных отложений толщиной в среднем около 350 м, то это значит, что с одной третьей площади был снесен слой толщиной около 700 м. Если учесть, что снос материала с суши происходил не только в океаны, но в значительном объеме также во внутренние и окраинные моря, где мощность осадков измеряется кило-

метрами и даже десятками километров (например, Черное и Каспийское моря), то мощность снесенного с континентов слоя следует, вероятно, удвоить. Полагая, что за 200 млн. лет снесен 1500-метровый слой суши, получим среднюю скорость размыва $0,75 \cdot 10^{-3}$ см/год. Такая скорость вполне реальна; она отвечает, например, уменьшению высоты Уральских гор примерно на 2—2,5 тыс. м за время около 300 млн. лет.

Оставаясь на позициях гипотезы постепенного разрастания континентальной коры за счет океанической, а следовательно, и увеличения площади суши и сокращения площади океанов, можно сделать вывод, что в более древние эпохи скорость осадконакопления в океанах была значительно меньше, чем в мезозойскую эру или современную эпоху.

Скорость размыва v_c , обусловленная действием экзогенных факторов, надо полагать, всегда была примерно одинаковой. Принимая поверхность Земли за единицу, область размыва — $0 \leq n < 1$, область аккумуляции — $1-n$ и считая,

что в открытые океаны сносится примерно половина продуктов разрушения горных пород суши, получим, что скорость осадконакопления в океанах равна.

$$v_n = \frac{1}{2} v_c \frac{n}{1-n}. \quad (I.9)$$

В графическом виде эта зависимость представлена на рис. 13.

Если к началу палеозойской эры площадь суши составляла около 0,1 всей поверхности Земли, а в среднем для палеозоя 0,15, то средняя скорость осадконакопления в океанах составляла около 70 м/100 млн. лет. Примерно за 350 млн. лет палеозойской эры в океанах должен был отложиться слой осадков мощностью всего около 250 м. О мощности самых древних океанических осадков судить трудно, так как закономерности распределения воды и суши на ранних стадиях развития Земли могли отличаться от современных.

Осадконакопление в океанах чередовалось с этапами интенсивного вулканизма. Мезозойский океанический вулканизм был достаточно сильным [12]. Аналогичные явления, несомненно, бы-

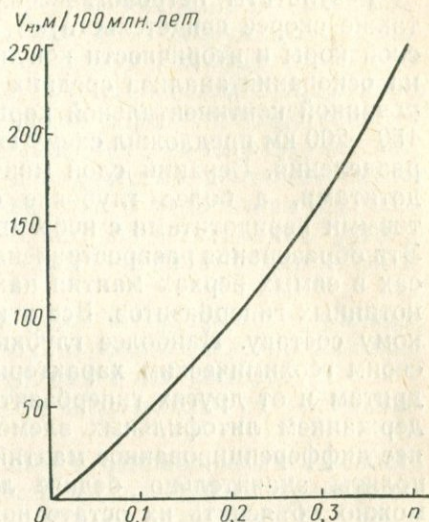


Рис. 13. Зависимость скорости осадконакопления в океанах от доли суши в общей площади поверхности Земли.

ли в палеозое и докембрии. Слои древних океанических отложений могли поэтому либо полностью переработаться магматическим материалом, либо захорониться под базальтовыми покровами, либо, наконец, кое-где частично остаться под мезозойскими отложениями.

Результаты петрологических и геохимических исследований также скорее свидетельствуют в пользу первичности океанической коры и вторичности континентальной. Б. Г. Лутц [80, 81] на основании анализа средних химических составов консолидированной континентальной коры и верхней мантии до глубин 150—200 км предложил схему эволюции и становления этих подразделений. Верхний слой мантии сложен шпинелевыми перидотитами, а более глубокие слои (глубже 60 км) — гранатовыми перидотитами с небольшой долей мантийных эклогитов. Эти образования распространены по всей Земле. В активных поясах в самых верхах мантии находится еще один слой — альпинотипных гипербазитов. Все эти слои различаются по химическому составу. Наиболее глубинные гранатовые перидотиты по своим геохимическим характеристикам наиболее близки к хондритам и от других гипербазитов отличаются повышенным содержанием литофильных элементов. По-видимому, это наименее дифференцированное мантийное вещество. Шпинелевые лерцолиты значительно беднее литофильными элементами, что можно объяснить их остаточной природой после выплавления базальтов. Альпинотипные гипербазиты являются предельно остаточными породами. Исторически они появляются только с позднего докембрия; в более древних комплексах их геохимических аналогов нет.

• Можно полагать, что под океанами мантийный материал гораздо менее дифференцирован, чем под континентами. Об этом свидетельствует резкое отличие океанических гипербазитов от альпинотипных. По распределению многих элементов они близки к континентальным шпинелевым лерцолитам, иногда к гранатовым перидотитам, или занимают промежуточную позицию.

В континентальной коре по сравнению с мантией сильно увеличивается содержание щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов. В меньшей степени увеличивается содержание кремнезема, глинозема и кальция, уменьшается содержание элементов группы железа. Расчеты показали, что обеднение шпинелевых лерцолитов и альпинотипных гипербазитов литофильными элементами недостаточно, чтобы объяснить исключительную обогащенность коры щелочными, щелочноземельными, редкоземельными и радиоактивными элементами. Это означает, что дифференциация под континентальной корой произошла не только в самых верхах мантии, но и в более глубоких горизонтах.

Б. Г. Лутц приходит к выводу, что ведущая роль в дифференциации мантийного вещества и формировании континентальной

коры принадлежит процессам магматизма и регионального метаморфизма. Перенос ряда элементов в кору происходит при обособлении и отделении в мантии магматических расплавов и метаморфизирующих растворов.

На основании структурно-тектонических, историко-геологических исследований, анализа петрологических данных В. Г. Бондарчук [23, с. 34] приходит к выводу, что «...структура и рельеф тектоносферы — это результат сложного необратимого преобразования минерального вещества океанической земной коры в горные породы материковой земной коры. Тектоорогению ее характеризуют бесконечные повторяющиеся ряды разновозрастных структур, начало которых — океаническая, а синтез — материковая земная кора. Элементами такого ряда являются: подводные вулканы — вулканические острова — островные дуги — микроматерики — складчатые системы — субплатформы — материковые платформы».

Таким образом, на основании геолого-геофизических данных, энергетических соображений и геохимических исследований наиболее приемлемы следующие предварительные выводы.

1. Развитие земной коры идет в направлении от океанической к континентальной.

2. Развитие верхней мантии идет в направлении медленного охлаждения литосферы и продвижения вниз верхней границы астеносферы.

3. Как развитие верхней мантии, так и связанное с ним развитие земной коры — процессы необратимые.

4. В развитии геологических структур и в эволюции земной коры важнейшая роль принадлежит магматизму.

3. ВАЖНЕЙШИЕ ПРОЦЕССЫ, СВЯЗЫВАЕМЫЕ С ТЕКТОГЕНЕЗОМ

В последние 10—15 лет в связи с возродившимся интересом к проблеме перемещения материков, стимулировавшим создание гипотез разрастания океанического дна, тектоники плит и новой глобальной тектоники, большое внимание было уделено вопросу конвективных перемещений вещества мантии Земли. Этот механизм, уже упоминавшийся в предыдущем разделе, призван объяснить гипотетические горизонтальные перемещения литосферных плит на расстояния в тысячи километров и их погружение под островные дуги или континенты. Как сама крупномасштабная конвекция в мантии, так и ее предполагаемые геологические следствия вызывают много возражений принципиального характера [13—15, 29, 83, 90, 91, 106, 168, 172, 173].

Прямых данных о крупномасштабной конвекции в мантии нет, а косвенные (перемещения плит и т. п.) представляют собой гипотетические построения, не лишённые серьезных противоречий. Предположение о конвекции в мантии, достаточной для объясне-

ния ею тектонических явлений, не согласуется с установленными вертикальными связями в мантии (например, связь континентальной коры с большой толщей подстилающей ее мантии), полиастеносферной структурой мантии и другими экспериментальными данными о строении и свойствах тектоносферы.

Механизм тепловой конвекции предполагает перераспределение плотности вещества по вертикали исключительно в результате разности температур вверху и внизу конвектирующего слоя. Но неоднородность плотности по глубине может возникнуть и по другим причинам, например различию в химическом составе контактирующих слоев или их физическом состоянии. Если бы в Земле во всех точках выполнялось так называемое условие Радо:

$$\frac{d\rho}{dh} \geq 0$$

(где ρ — плотность вещества; h — глубина, отсчитываемая от поверхности), то вся система находилась бы в устойчивом гравитационном состоянии. Невыполнение этого условия создает гравитационную неустойчивость в среде, что в принципе может привести к перемещениям вещества: поднятию малоплотных компонентов и опусканию более плотных разностей. Некоторые исследователи предполагают, что именно этим явлением объясняется тектоническая жизнь Земли. Так, С. А. Ушаков утверждает, что «...Строгое выполнение условия Радо постулирует тектоническую смерть Земли» [162, с. 42].

При теоретическом моделировании гравитационной неустойчивости (конвекции) либо вовсе не рассматривают конкретной задачи о перемещениях вещества, ограничиваясь энергетическими оценками [5], либо, как и в случае тепловой конвекции, рассматривают движения ньютоновской жидкости [66, 163, с. 74]. Результаты, получаемые на основании рассмотрения таких моделей, имеют смысл только в том случае, если конвекция действительно происходит. В первом случае теоретического моделирования она просто постулируется, а во втором — неизбежно возникает после задания начального возмущения границы двух жидкостей, так как ньютоновская жидкость течет при сколь угодно малых напряжениях. Скорость течения зависит от вязкости жидкости и при большой вязкости может быть очень малой, но все же отличной от нуля. Общий ход рассуждений при этом таков. Предполагается, что конвективное движение материала существует. Записывают уравнения, обычно Навье—Стокса, граничные и начальные условия и решают задачу. В результате решения получают скорости деформаций или скорости частиц. Для того чтобы согласовать эти скорости с наблюдаемыми в природном процессе (который, по предположению, вызван течением вещества), подбирают необходимые коэффициенты вязкости. Коэффициент вязкости считается разумным, если его величина примерно

совпадает с величиной, определяемой из другой задачи, как правило, аналогичной. Так, обычно считается эталоном коэффициент вязкости астеносферы, полученный в результате решения задачи о постгляциальных поднятиях, по предположению изостатических. Но и в этом последнем случае схема рассуждений точно такая же: описывается постулированный (но не обязательно реальный) механизм движения материала среды. В действительности механизм движений земной коры может быть и другим. Например, причина движений может заключаться в изменении удельного объема вещества мантии вследствие фазовых превращений (см. ниже).

Горным породам присущ весьма заметный предел текучести [45, 97]. Поэтому использование уравнений Навье—Стокса, связывающих скорости смещений частиц с напряжениями (давлением), для описания процесса деформирования геологических сред весьма спорно*. Не исключено, что деформации горных пород в большинстве случаев нагружения было бы лучше описывать с использованием уравнений, в которые входят не скорости частиц или деформаций, а сами деформации.

Данные экспериментальных исследований пределов текучести некоторых горных пород приблизительно при температуре 15° С приведены в табл. 3 [45, с. 225]. Как видно из таблицы, лабораторные эксперименты дают весьма высокие значения предела текучести горных пород. При очень длительном воздействии нагрузок в реальных геологических условиях пределы текучести могут быть существенно ниже, но все же они, по-видимому, достаточно высоки, чтобы ими можно было пренебрегать.

Анализируя факт длительного (около 100 млн. лет) существования крупных элементов рельефа, В. А. Магницкий [97, с. 313] приходит к выводу, что под хребтом шириной 200 и высотой 5 км должны быть напряжения (без течения) около $3 \cdot 10^8$ дин/см² независимо от того, компенсирован рельеф изостатически или нет. Подставляя эту величину в упрощенное ус-

Т а б л и ц а

Порода	Всестороннее давление, атм	Предел текучести, дин/см ²
Мрамор	1	10 ⁹
Мрамор	10 000	10 ¹⁰
Песчаник	1 000	10 ⁹
Гранит	2 000	10 ¹⁰
Золенгофенский известняк	1	10 ¹⁰
Золенгофенский известняк	10 000	10 ¹⁰
Кварц	1	10 ¹⁰
Кварц	20 000	10 ¹¹

* Б. Гутенберг [45, с. 228] приводит высказывание Е. Орована по этому вопросу: «...было бы удивительно, если бы предположение о ньютоновской вязкости подтвердилось даже как грубое приближение».

ловие неустойчивости, предложенное Е. В. Артюшковым [3]:

$$(\Delta\rho)gh \geq \tau_{0\max},$$

где $\Delta\rho$ — разность плотностей двух сред; g — ускорение свободного падения; h — амплитуда возмущения границы сред; $\tau_{0\max}$ — предел текучести, максимальный для обоих слоев, участвующих в конвекции, можно получить необходимую амплитуду возмущения, при которой развивается гравитационная конвекция. Возьмем модель астеносферы Ф. Берча с 15% расплава (см. разд. 1). Тогда полагаем $\Delta\rho=0,1$ г/см³; $g\cong 1000$ см/с² и $\tau_{0\max}=3\cdot 10^8$ дин/см².

Величина необходимого для начала конвекции возмущения будет

$$h \cong 3\cdot 10^6 \text{ см} = 30 \text{ км.}$$

Положив $\Delta\rho=0,2$ г/см³, получим необходимое возмущение в 15 км. По-видимому, даже в этом случае на первый план выдвигаются не столько следствия наступающей конвекции, сколько причины и следствия возникновения самого возмущения.

Таким образом, механизмы конвекции, как тепловой, так и гравитационной, привлекаемые для объяснения тектонических явлений, весьма проблематичны и, во всяком случае, далеко не универсальны.

Во многих геотектонических построениях используется идея и механизмы изостазии [88]. Под изостазией обычно подразумевается гидростатическое равновесие литосферы, расположенной над слоем, способным, как полагают, течь под воздействием неравномерной нагрузки вышележащих масс. Для теоретического описания этого течения применяется схема (уже отмеченная выше), в которой необоснованно применяются уравнения Навье—Стокса и закон линейной связи между напряжениями и скоростями деформаций. Впервые такую методику описания изостатических движений применил, по-видимому, Н. Хэскелл [45, с. 232].

Несмотря на большие успехи в изучении изостазии (а может быть именно благодаря им), существуют вопросы, решение которых представляет для изостатической теории серьезные трудности.

Обзор современного состояния проблемы изучения изостазии дан М. Е. Артемьевым [2]. В обзоре, в частности, отмечается, что случаи, когда изостатические силы выступают в роли основного тектонического фактора, являются довольно экзотическими. Механизм изостазии включает в действие процессы, происходящие в недрах Земли. Следовательно, вопрос о ведущем механизме тектогенеза остается открытым. Попытки найти объяснение некоторым тектоническим явлениям, которые невозможно объяснить исключительно изостатическим механизмом, приводят

к необходимости рассматривать фазовые превращения вещества мантии. Таковы, например, схемы, описывающие закономерности новейших и современных движений земной коры [6, 100]. С точки зрения изостатической теории трудно объяснить, почему в районах недавних оледенений время восстановления равновесия равно 10^4 — 10^5 годам, а в других местах (Урал, например) нарушения равновесия существуют 10^7 — 10^8 лет. Не отказываясь от изостатической теории, приходится предполагать в таких «неизостатических» районах резкое упрочнение литосферы или большое увеличение вязкости астеносферы.

Кроме того, если компенсация неравномерной нагрузки на литосферу происходит вследствие перетекания вещества астеносферы, то не ясно, почему «основная часть плотностных неоднородностей в верхних горизонтах коры и основные формы рельефа компенсируются путем изменения мощности коры, а в некоторых случаях путем изменения ее плотности и плотности литосферы непосредственно под корой, т. е. выше астеносферы. Таким образом, даже такие глубокие тектонические преобразования литосферы, как образование горных сооружений или морских впадин, не приводят к сильным нарушениям равновесия не столько благодаря наличию астеносферы, сколько за счет того, что эти процессы идут в литосфере так, что ее давление на астеносферу изменяется весьма незначительно. Вряд ли можно сомневаться, что процессы в литосфере являются следствиями процессов в более глубоких недрах Земли. Однако мы до настоящего времени не имеем сколько-нибудь надежной теории, описывающей все эти явления.

Еще одна проблема возникла в последние годы, после того как сейсмологами были получены указания на возможность существования в некоторых районах не одной, а нескольких астеносфер. Пока еще никем не изучен вопрос о том, как будут развиваться изостатические процессы в этом случае» [2]. К этому можно добавить, что возможность объяснения постгляциальных поднятий реакцией полиастеносферной (многофазной) мантии на изменение нагрузки (см. главу II), вызывающее смещение точки фазового перехода, вообще ставит под сомнение ведущую роль изостатического эффекта в такого рода процессах.

Термодинамические условия в верхней мантии допускают наличие частичного расплавления пород на глубинах 50—800 км (максимально предполагаемый диапазон). Кроме того, результаты теоретических и экспериментальных исследований указывают на возможность перестройки кристаллической решетки многих минералов в условиях, характерных для верхней мантии. Все эти процессы протекают с изменением удельного объема вещества и при их осуществлении в достаточно больших объемах вещества мантии, могут служить причиной тектонических деформаций.

По классификации П. Эренфеста, указанные превращения вещества относятся к фазовым переходам первого рода. Принцип этой классификации заключается в следующем. Всякая система, состоящая из одного или нескольких различных веществ, характеризуется термодинамическим потенциалом

$$\Phi = E - TS + pV \quad (I.10)$$

(где E , S и V — соответственно энергия, энтропия и объем системы), являющимся функцией давления p , температуры T и относительных атомных концентраций компонент. К фазовым переходам первого рода относятся переходы, при которых скачкообразно изменяются первые производные термодинамического потенциала по температуре и давлению, т. е. скачкообразно изменяются энтропия и объем:

$$S = - \frac{\partial \Phi}{\partial T}, \quad V = \frac{\partial \Phi}{\partial p}. \quad (I.11)$$

Термодинамический потенциал одинаков для находящихся в равновесии фаз и должен при переходе оставаться непрерывным, в результате чего изменяется энергия системы. Со скачком энтропии ΔS связана скрытая теплота перехода

$$L = T\Delta S. \quad (I.12)$$

К фазовым переходам второго рода относятся переходы, при которых остаются непрерывными не только Φ , но также и первые его производные по T и p (т. е. энергия и объем), тогда как вторые производные изменяются скачком. Следовательно, скачкообразно изменяются термодинамические величины, выражающиеся через эти производные: теплоемкость при постоянном давлении

$$c_p = T \frac{\partial S}{\partial T} = - T \frac{\partial^2 \Phi}{\partial T^2}; \quad (I.13)$$

коэффициент объемного теплового расширения

$$\alpha = \frac{1}{V} \cdot \frac{\partial V}{\partial T} = \frac{1}{V} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial T \partial p}; \quad (I.14)$$

сжимаемость

$$\kappa = - \frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial p} = \frac{1}{V} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial p^2} \quad (I.15)$$

и др. Эти же величины могут скачкообразно изменяться и в случае переходов первого рода. Поскольку при фазовых переходах второго рода скачок энтропии отсутствует, то нет и скрытой теплоты перехода. Примерами фазовых переходов второго рода могут служить переход ферромагнитного металла из ферромаг-

нитного в парамагнитное состояние, переход твердого тела в сверхпроводящее состояние (без магнитного поля), переход жидкого гелия в сверхтекучее состояние и т. д. [135, с. 166].

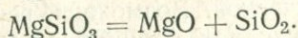
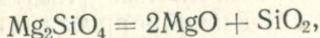
Иногда, чтобы подчеркнуть отличие перехода, связанного с изменением структуры кристаллической решетки, от переходов, связанных с изменением агрегатного состояния вещества, первые называют полиморфными, а вторые — фазовыми (в узком смысле).

Впервые мысль о возможной роли полиморфных превращений в возникновении глубокофокусных землетрясений высказал в 1936 г. Дж. Бернал [97, с. 356; 150, с. 60]. Так как, с одной стороны, к тому времени было уже совершенно ясно, что мантия эффективно твердая, а с другой — для объяснения многих тектонических явлений требовался какой-то процесс, обеспечивающий изменение объема вещества, предположение Дж. Бернала было принято многими геологами и геофизиками. Полиморфными превращениями можно было, не вступая в противоречие с сейсмологическими данными, объяснить, например, вертикальные движения земной коры, причем не только изостатические, но и антиизостатические.

Исследованию фазовых превращений в горных породах посвящено много работ. Одна из сводок по этой проблеме принадлежит С. И. Субботину с соавторами [150]. В мантии Земли возможны следующие полиморфные превращения, сопровождающиеся изменением плотности: кристобалит — тридимит, β -тридимит — β -кварц, кварц — коэсит, кварц — стишовит, форстерит и фаялит — форстерит и фаялит со шпинелевой структурой и др. Возможны также такие взаимные переходы одной минеральной ассоциации к другой: альбит + нефелин — жадеит, альбит — жадеит + кварц, форстерит — периклаз + коэсит, фаялит — бюстит + коэсит и др.

При высоких и сверхвысоких давлениях наряду с другими видами фазовых превращений возможны электронные переходы; они пока изучены плохо, экспериментальных данных по ним очень мало, причем нет полной уверенности, что наблюдавшийся переход в барии, например, был действительно электронным, а не полиморфным [150, с. 83].

В слое *C*, переходном от тектоносферы к нижней мантии (слою *D*), возможен распад силикатов на окислы [97, с. 357], например:



При этом SiO_2 находится в форме стишовита (стиповерита). Таким образом, не исключено, что слой *D* состоит из смеси окислов или представляет собой квазиоднородную среду из плотнейшей упаковки ионов кислорода с октаэдрическими пустотами, занятыми катионами Mg, Fe, Si. Постепенный переход в слое *C* объ-

ясняется тем, что переходу к материалу, состоящему из окислов, предшествуют другие переходы, например форстерита в шпинелевую форму, распад энстатита на шпинель и коэсит и т. п.

Однако эта интересная схема встречается и некоторые трудности. В результате экспериментов в стационарных условиях давления при разных температурах выяснилось, что стишовит при дальнейшем повышении температуры снова переходит в коэсит, т. е. поле существования стишовита довольно узкое. Коэсит же по своим механическим свойствам не соответствует условиям слоя *D*. Кроме того, эта схема не объясняет роста электропроводности в слое *C*. Еще одно объяснение природы слоя *C*, не связанное с определенными представлениями о составе мантии, основано на предположении, что в этом слое происходит постепенный переход от преобладающего ионного типа связей к ковалентному [93, 97, 101]. Переход от ионного состояния к валентному может проходить плавно или скачком, если при этом часть электронов переходит на возбужденные уровни или меняется тип решетки. Переход с изменением типа связи может объяснить и изменение электропроводности. Эксперименты при давлениях до $3 \cdot 10^5$ атм показали увеличение электропроводности полупроводников на несколько порядков [24].

Как отмечает В. А. Магницкий [97, с. 364], «...гипотеза перехода типа связи в слое *C* с ионной на валентную кажется лучше других согласующейся с геофизическими данными. При этом следует подчеркнуть, что эта гипотеза не исключает и изменения структуры, перехода к структуре шпинели, рутила и другим плотным упаковкам».

Определенную роль в деформировании горных пород и перемещениях поверхности Земли могут также играть химические реакции, протекающие в ее недрах. Наиболее вероятная реакция такого типа — это реакция серпентинизации оливина и обратная ей реакция десерпентинизации. Она осуществляется по схеме оливин + вода → серпентин + тепло и протекает при температуре не выше 500°C . К оливину и воде необходимо добавить некоторое количество энстатита, содержащегося в перидотитах. В результате реакции объем породы увеличивается примерно на 25%. Реакция обратима и при соответствующих термодинамических условиях пойдет в обратном направлении, причем объем породы уменьшится. Х. Хесс [169] использовал эту реакцию для объяснения поднятий и проседаний земной коры, преимущественно океанической. Возможны, вероятно, и другие химические реакции в условиях земной коры и верхней мантии, которые могли бы вызвать изменение объема пород [150, с. 84].

Многие из рассмотренных превращений происходят либо в условиях коры и самой верхней части литосферы, либо в нижней части тектоносферы. Большая же часть тектоносферы, содержащая волноводы и приуроченная к промежуточным глубинам, яв-

ляется, по-видимому, ареной преимущественного развития фазовых переходов типа плавление — кристаллизация.

Как уже отмечалось в предыдущих разделах, верхнюю мантию, вероятно, слагают перидотиты (шпинелевые и гранатовые) и пироксениты, которые при их фракционном плавлении способны служить поставщиками базальтовых магм.

Г. Йодер и К. Тилли [61] предполагают следующую схему образования базальтовых магм, источниками которых могут быть пироксениты, амфиболиты, пироксеновые горнблендиты, эклогиты и, естественно, габбро и базальты. Эти породы, точнее их безводные части, являются производными первичного вещества, которым может быть гранатовый перидотит. В зависимости от условий давления и кристаллизации омфациита или граната первичная порода дает два основных типа базальтовых магм — щелочной и толеитовый.

По мнению Х. Куно [68], различные базальтовые магмы выплавляются из пород, залегающих на разных глубинах и отличающихся одна от другой по химическому составу. На больших глубинах образуется щелочная магма, на меньших — толеитовая, на промежуточных между ними — высокоглиноземистая базальтовая магма. В поясе вулканов, примыкающем к тихоокеанскому побережью, преобладают толеиты; далее по мере продвижения к континенту появляется пояс высокоглиноземистых базальтовых магм, еще далее — пояс щелочных оливино-базальтовых магм. Изменение характера магм коррелируется с изменением глубины очагов землетрясений. Если магмообразование и сейсмичность — связанные между собой явления, то глубина очагов землетрясений примерно указывает и глубину образования магм соответствующего пояса.

Опыты на образцах оливинового толеита и пикрита позволили Д. Грину и А. Рингвуду [43, 187] оценить условия образования базальтовых магм различного состава. Получение щелочного базальта из оливинового толеита возможно при давлении 15—20 кбар и температуре 1200—1300° С. Причиной возникновения трех различных серий базальтовых магм (оливиновых толеитов, высокоглиноземистых базальтов и щелочных оливиновых базальтов) являются процессы частичного плавления перидотита и кристаллизационного осаждения на глубинах 30 км и более. На изменение состава магм может также оказывать влияние их дифференциация при небольшом давлении.

С. И. Субботин с соавторами [150, с. 71] приводят также результаты экспериментальных исследований по образованию магм, выполненных в Институте Корнеги (Вашингтон, США) в 1962—1963 гг. Эти исследования показали, что возможны следующие схемы магмообразования. Магмы оливино-толеитового состава образуются путем частичного плавления перидотита ($Fo + En + Di$) при давлении около 10 кбар, магмы толеитового состава — путем фракционной кристаллизации оливино-толеи-

товых магм и частичного плавления перидотита при давлении менее 10 кбар. Магмы состава щелочных базальтов образуются путем фракционной кристаллизации оливино-толеитовых магм при давлениях свыше 10 кбар.

Анализ состава пироксенов из включений алмазоносных кимберлитовых трубок и перидотитов щелочных базальтов показывает, что образование базальтовых лав из кимберлитовых пироксенов возможно при температуре около 1200°C на глубинах свыше 125 км.

Петрологические исследования последних лет (см. разд. 1) указывают на вероятность (если, в частности, справедлива установленная Т. Хэзертоном зависимость между глубиной образования изверженных пород и содержанием в них щелочных элементов, например калия) наличия магматических расплавов на глубинах до 400 км.

Таким образом, условия для фазового перехода типа плавление — кристаллизация существуют по данным эксперимента и петрологического анализа глубинных пород, по крайней мере, в толще, измеряемой первыми сотнями километров. Учитывая, что образование региональных геологических структур всех типов не обходится без магматической активности недр, следует признать переход вида плавление — кристаллизация одним из наиболее вероятных процессов, определяющих тектогенез.

Известны гипотезы, связывающие тектонические процессы и формирование всего морфологического лика Земли с ее ротационным режимом. Одни из них предполагают [147], что изменение ротационного режима Земли (замедление вращения) вызывает прогрессивное уменьшение полярного сжатия. В результате, в пределах литосферы создаются напряжения, достаточные, чтобы вызвать появление планетарной, закономерно построенной сети глубинных разломов. Другая гипотеза этой группы [62] предполагает значительное влияние на перемещения вещества Земли небольших, но длительно действующих сил, обязанных своим существованием вращению асимметрично-трехосной фигуры Земли. Эта фигура в свою очередь обусловлена воздействием на тело Земли приливных сил, создаваемых Луной.

Количественная сторона этих гипотез весьма слабо аргументирована и встречает серьезные возражения [75]. Кроме того, они не объясняют механизмы формирования конкретных геологических структур, отличия в схемах образования структур различных типов. Не свободны они и от противоречий. Например, по гипотезе М. В. Стюарта параллели 35° должны быть своеобразным барьером для геологических структур, однако Срединно-Атлантический хребет с этим барьером совершенно не «считается».

Но если силы, обязанные своим происхождением характерному для Земли ротационному режиму, не в состоянии непосредственно деформировать вещество тектоносферы, то нельзя исклю-

чить, что они могут влиять на квазиравновесные физические и химические процессы, протекающие в ее недрах, и служить для них как бы управляющим механизмом. Именно в такой роли учитывал эти силы для построения своей схемы тектогенеза С. И. Субботин [150, с. 99].

Разновидностью «фазового» механизма тектогенеза являются уже упоминавшиеся схемы зонной плавки [28] и периодического проплавления верхней мантии [156, 157, 216]. По-видимому, нет причин сомневаться в работоспособности этих схем в рамках принятых моделей. Как показал В. А. Магницкий [97], механизм зонной плавки мог бы хорошо объяснить процесс наращивания коры снизу (с. 333), изменение знака вертикальных движений (с. 338), общее разрастание участков континентальной коры (с. 336). Что же касается соответствия этих моделей реальной среде для всей геологической истории Земли, то этот вопрос пока не рассмотрен всесторонне. Так, в схеме периодического проплавления мантии не учитывается должным образом существенное изменение ее структуры и состава, которое неизбежно после каждого цикла проплавления. Не исследован вопрос возможности таких циклов в условиях многофазно-расслоенной мантии. Схема построена так, чтобы цикличность тектонической активности отражалась для Земли в целом. В пределах каждого конкретного региона обычно трудно выделить (в частности, для фанерозоя) более одного-двух равных по интенсивности циклов. Пространственно проявления байкальского, каледонского и последующих циклов, как правило, не совпадают. Использование этих схем, например, для тектонофизического анализа конкретных геологических структур было бы сопряжено с большими трудностями.

4. МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Современное состояние изученности структуры тектоносферы и происходящих в ней важнейших процессов, в какой-то мере отраженное в предыдущих разделах, позволяет предположить следующую ее модель.

Земная кора и литосфера в целом представляют собой среду, находящуюся в твердой фазе. Под литосферой располагается полиастеносферная область верхней мантии, простирающаяся до глубин 600—700 км. Еще глубже следует переходная зона от верхней мантии к нижней, находящаяся, как и литосфера, в твердой фазе.

Полиастеносферная часть верхней мантии (в дальнейшем для краткости будем ее называть полиастеносферой) представляет собой совокупность частично расплавленных слоев с большим или меньшим содержанием расплавленной компоненты в каждом. Слои, содержащие включения расплавленной компоненты

в значительном количестве, возможно до 20—30% по объему, будем считать собственно астеносферными. Разделяющие их слои, в которых расплавленная компонента отсутствует или, вероятно, содержится в незначительном количестве, будем считать нацело твердыми. Предположим, что расплавленная компонента более или менее однородно распределена по всему объему каждого слоя.

Причиной или одной из причин такой слоистости полиастеносферы может быть постепенное изменение с глубиной среднего химического состава вещества верхней мантии, а следовательно, и температуры плавления легкоплавкой (базальтового типа) компоненты. Такое представление не противоречит различному составу базальтовых магм, поступающих с разных глубин. Если сказанное верно, то каждому астеносферному слою должна соответствовать своя зависимость температуры плавления от давления (глубины).

Как уже отмечалось, Р. З. Тараканов и Н. В. Левый [155] выделили четыре астеносферных слоя в верхней мантии. По-видимому, это число является минимальным из возможных, так как детальность расчленения разреза мантии ограничена разрешающей способностью сейсмического метода, в частности — используемыми в сейсмологии частотами упругих волн. Слои, мощность которых ограничена первыми километрами, не могут быть надежно выявлены. Разрешающая способность геоэлектрических методов, как известно, еще ниже.

Несмотря на то, что не только полиастеносфера в целом, но и каждый астеносферный слой представляет собой двухфазную систему (в отношении компонент жидкость — твердое тело), будем считать фазовыми лишь границы астеносферных слоев, а не все контакты жидких и твердых частиц, находящихся в среде. По нашей модели твердые частицы внутри астеносферного слоя состоят из химически отличного от жидкой фракции более тугоплавкого вещества, не переходящего в жидкую фазу в предполагаемом диапазоне температур. Фазовый переход осуществляется, таким образом, только в легкоплавкой химической компоненте, а тугоплавкая может рассматриваться как наполнитель*.

Фазовые переходы в горных породах происходят обычно в некотором интервале температур, в пределах которого возможно одновременное существование обеих фаз. Следовательно, нужно было бы рассматривать не границы фазового перехода, а зоны конечной мощности. С целью упрощения модели мы «стягиваем» температурный интервал перехода к одному значению температуры (зависящему от давления), а зону перехода — к границе нулевой мощности.

* Здесь можно провести аналогию с промерзанием и оттаиванием водонасыщенного грунта. Фазовой границей считается граница вода — лед, но не вода — грунт.

Общая закономерность современного строения полиастеносферы, по-видимому, такова, что в континентальных областях верхние астеносферные слои уже находятся в закристаллизованном состоянии, причем легкоплавкая компонента частью закристаллизовалась *in situ*, а частью поступила вверх, в том числе и в кору, увеличив ее мощность. Нижняя граница полиастеносферы также, возможно, имеет некоторые флуктуации по глубине при передвижении от региона к региону.

Термодинамическое состояние тектоносферы определяется: геостатическим давлением, тепловым потоком, поступающим из нижней мантии, распределением внутренних источников тепла (преимущественно в виде радиоактивных элементов), теплом, выделяющимся в процессе приливного трения, эффективной теплопроводностью среды, температурами фазовых переходов, скрытой теплотой переходов, упругими и другими реологическими параметрами, теплоемкостью, плотностью пород и температурой поверхности Земли. Мощность всех источников тепла (радиоактивных, приливного трения), как и нижнемантийный тепловой поток, изменяется во времени крайне медленно; теплопроводность литосферы низкая, поэтому медленно эволюционирует и вся система тектоносферы.

В разд. 2 сделан предварительный вывод о том, что литосфера остывает, в результате чего кристаллизуется расплавленная компонента в кровле самого верхнего астеносферного слоя, т. е. продвигается вниз верхняя фазовая граница. Там же указано, что наиболее вероятной направленностью развития земной коры является развитие от океанического типа коры к континентальному. Коррелирующиеся показатели: мощная кора — глубоко расположенная кровля волновода, маломощная кора — мелко залегающий волновод — позволяют предположить, что на ранних этапах геологической истории верхняя фазовая граница полиастеносферы залегала на глубине одного-двух десятков километров, а кора имела мощность 3—5 км и была, вероятно, в значительной своей части покрыта водной оболочкой глубиной в несколько сотен метров.

Ранние догеологические этапы развития Земли здесь не рассматриваются, так как это привело бы к необходимости обсуждать космогонические гипотезы, что выходит за рамки настоящей работы.

На позднем догеологическом этапе верхний астеносферный слой мог выходить на поверхность планеты. В результате остывания, наступившего в зависимости от способа образования Земли после начального ее существования в расплавленном виде или после предварительного разогрева до расплавленного или частично расплавленного состояния, выделилась первичная тонкая кора. Способ ее выделения (например, зонная плавка) также, по-видимому, зависит от начального состояния вещества.

Рассмотрим модель тектоносферы именно с этого этапа. Не исключая возможного влияния на тектонические процессы полиморфных превращений и химических реакций, в качестве основных процессов, определяющих тектогенез, мы предполагаем остывание литосферы и фазовые превращения типа кристаллизация — плавление.

Прежде чем приступить к более или менее детальному анализу модели, попробуем хотя бы грубо оценить энергетику предполагаемого процесса, чтобы убедиться, что в нем нет противоречия с хорошо известными фактами и в количественном отношении.

Минимальный возраст океанической коры (предполагаемый, например, гипотезой новой глобальной тектоники) составляет около 200 млн. лет, или $6 \cdot 10^{15}$ с. Удельный тепловой поток через поверхность океанического дна $1,2 \mu$ кал/см²·с, и, по-видимому, он никогда не был ниже. Следовательно, за 200 млн. лет суммарное выделение тепла через 1 см² поверхности океанического дна составило минимум $7,2 \cdot 10^9$ кал. Мощность океанической коры около 7 км. Современное положение кровли верхней астеносферы определяется глубиной около 50 км. Если верна наша схема образования коры и половина легкоплавкой компоненты закристаллизовалась в мантии, то ее суммарный столб составлял 14 км. Если, далее, вся верхняя 50-километровая толща представляла собой частично расплавленный слой, то концентрация расплавленной компоненты была 28%, что возможно. Скрытая теплота кристаллизации горных пород составляет 100 кал/г, или 300 кал/см³. При кристаллизации столба расплава площадью 1 см² и высотой $1,4 \cdot 10^6$ см должно было выделиться $4,2 \cdot 10^8$ кал. Удельная теплоемкость горных пород около 0,2 кал/г·°С (0,6 кал/см³·°С). После кристаллизации расплавленной компоненты 50-километровый столб пород остыл от температуры плавления (~ 1200 — 1400° С) до современной, т. е. в среднем на величину около 500° С. При этом выделилось еще $1,5 \cdot 10^9$ кал тепла. Всего процессы кристаллизации и остывания дали, таким образом, на 1 см² поверхности около $2 \cdot 10^9$ кал, т. е. величину существенно меньшую, чем минимально возможное значение тепла, выделившегося за минимально возможное время, истекшее после образования океанической коры.

В соответствии с предлагаемой схемой развития тектоносферы возраст океанической коры не 200 млн. лет, а на порядок больше, следовательно, и с тепловым потоком через поверхность прошло еще на порядок большее количество тепла.

Таким образом, предполагаемый процесс по своей энергетике полностью вкладывается в «расходную статью» энергетики Земли, причем занимает в ней скромное место. Оценки для континентальных областей дадут примерно тот же окончательный результат, тем более что древний возраст континентальной коры не вызывает сомнений.

Оценим также порядок величины механического эффекта кристаллизации 14-километрового слоя расплавленной компоненты и последующего остывания литосферы до современной температуры. Объемный эффект кристаллизации расплава горных пород равен примерно 10% [146, с. 95], следовательно, в результате кристаллизации поверхность опустится, т. е. радиус Земли уменьшится на 1,4 км (предполагается, что весь эффект изменения объема при почти одномерном процессе реализуется в перемещения по вертикали). Коэффициент теплового расширения для основных горных пород составляет $20-30 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ [146, с. 94]. При остывании в среднем на 500°C 50-километровой толщи поверхность проседает еще на 0,75 км. Таким образом, суммарный эффект превышает 2 км. Примерно такой величине равна разность батиметрических отметок глубоководных котловин и усредненного рельефа океанических хребтов.

Неравномерное по площади проседание литосферы с амплитудой в первые километры может, по-видимому, вызвать появление тектонических нарушений, и, следовательно, стимулировать движение расплавленной компоненты по разломам. Все эти эффекты, вероятно, достаточны для обеспечения наблюдаемых явлений тектоники океанического дна. В пределах континентов тектоносфера претерпела изменения на значительно большую глубину, значит, здесь следует ожидать еще более интенсивные тектонические процессы.

1. ОСТЫВАНИЕ С ПОВЕРХНОСТИ

Рассмотрим возможное стационарное распределение температуры во многофазно-слоистой тектоносфере. Для этого снова воспользуемся простой моделью (глава I, разд. 2), состоящей из плоскопараллельных слоев, причем в пределах каждого из них теплофизические параметры постоянны. Модель, рассмотренную ранее, дополним еще тремя астеносферными слоями. Глубины залегания и мощности всех астеносферных слоев возьмем в соответствии с полиастеносферной моделью Р. З. Тараканова и Н. В. Левого [155]. Такое строение полиастеносферы соответствует океанической коре (кровля верхнего астеносферного слоя залегает на сравнительно небольшой глубине).

Распределение температуры в среде определяется формулой (1.5), коэффициенты C_i , D_i для верхних четырех слоев — выражениями (1.6). Для построения температурной кривой в пределах полиастеносферы зададим для каждого астеносферного слоя зависимость температуры плавления от глубины:

$$T_{\text{п}} = T_0^{(i)} + \alpha_i z_i, \quad (\text{II.1})$$

где $T_0^{(i)}$ — температура плавления легкоплавкой компоненты соответствующего слоя на глубине его кровли; α_i — коэффициент возрастания температуры плавления с глубиной; z_i — текущая координата для каждого слоя полиастеносферы (как астеносферного, так и межастеносферного), причем

$$z_i = z - H_{i-1},$$

H_{i-1} — координата кровли i -го слоя.

Считаем также заданными величины удельного тепловыделения для всех слоев. Построение температурной кривой будем проводить послойно сверху вниз. Таким образом, для каждого слоя полиастеносферы будут заданы: мощность ΔH_i , значения температуры на верхней и нижней границах T_{i-1} и T_i , тепловой поток на верхней границе

$$Q_{i-1} = \lambda_{i-1} (C_{i-1} - P_{i-1} H_{i-1}).$$

Используя условия равенства температур и потоков на границах слоев, определяем коэффициенты:

$$D_i = T_{i-1} + \frac{1}{2} P_i H_{i-1}^2 - C_i H_{i-1}; \quad (\text{II.2})$$

$$\lambda_i = \frac{\Delta H_i}{\Delta T_i} \left(Q_{i-1} - \frac{1}{2} A_i \Delta H_i \right); \quad (\text{II.3})$$

$$C_i = \frac{Q_{i-1}}{\lambda_i} + P_i H_{i-1}. \quad (\text{II.4})$$

Здесь $P_i = A_i/\lambda_i$; $\Delta T_i = T_i - T_{i-1}$. Выражения (II.2), (II.4) идентичны выражениям (I.6).

Предполагая, что астеносферные слои содержат базальтовую компоненту, необходимо принять в них относительно высокое значение удельного тепловыделения, отвечающее, например, пиролитовой смеси из 25% базальта и 75% перидотита. Межастеносферные слои, по-видимому, лишены легкоплавких литофильных компонент, и для них необходимо предположить более низкое удельное тепловыделение, характерное для остаточных перидотитов. Коэффициенты α_i примем равными около 3° С/км. Величины коэффициентов эффективной теплопроводности наиболее трудно предположить заранее. В зависимости от того, существует сколько-нибудь заметный конвективный теплообмен в расплавленной фазе астеносферных слоев или нет, их эффективная теплопроводность будет выше или ниже теплопроводности межастеносферных слоев. Поэтому рассмотрим оба варианта. В одном случае примем градиент температуры большим в межастеносферных слоях, а в другом — в астеносферных. Исходные параметры обеих моделей тектоносферы при ее стационарном тепловом состоянии приведены в табл. 4. Температура на поверхности принята равной 0° С, поверхностный тепловой поток — 1,2. В эту же таблицу внесены и вычисленные параметры.

Стационарное распределение температуры в простейших полиастеносферных моделях тектоносферы представлено на рис. 14. Несколько неестественный излом температурной кривой на кровле верхнего астеносферного слоя связан с характером модели. В сравнительно мощном литосферном слое принят не изменяющийся с глубиной коэффициент теплопроводности. Если бы λ_3 увеличивалась с глубиной, вид кривой был бы более плавным.

Предполагая, что мощность радиоактивных источников в тектоносфере изменяется медленно, так же как и величина теплового потока из нижней мантии, следует считать, что основной причиной эволюции системы является охлаждение литосферы, а последовательность ее развития будет следующей. Верхняя фазовая граница медленно продвигается вниз, в то время как осталь-

Таблица 4

Слой	$H_i \cdot 10^5$, см	$\Delta H_i \cdot 10^5$, см	T_i , °C	ΔT_i , °C	$A_i \cdot 10^{-13}$ кал/см ³ ·с	$\alpha_i \cdot 10^{-5}$, °C/см	$\lambda_i \cdot 10^{-3}$, кал/см·с·град	Q_i , м кал/см ² ·с
h_0	0,5	0,5			3,0		2,4	
h_1	2,1	1,6			1,0		5,0	
h_2	7	4,9	174,6*		1,0		5,0	
h_3	60	53	1316		0,03		5,16*	1,12*
h_4	90	30	1415	99	0,3	3,3	32,0*	1,10*
h_5	120	30	1520 (1484)	105 (69)	0,03		28,8* (43,9*)	1,01*
h_6	160	40	1648 (1612)	128	0,3	3,2	29,5*	1,00*
h_7	220	60	1860 (1720)	212 (108)	0,02		24,9* (48,8*)	0,88*
h_8	300	80	2100 (1960)	240	0,25	3,0	25,8*	0,87*
h_9	370	70	2360 (2120)	260 (160)	0,015		18,0* (29,2*)	0,67*
h_{10}	430	60	2528 (2288)	168	0,2	2,8	21,5*	0,66*

* Вычисленные величины.

Примечание. В скобках даны те параметры второго варианта модели, которые отличаются от параметров первого варианта.

ные практически не перемещаются, так как градиенты температуры между слоями контролируются температурами плавления легкоплавкой компоненты. Когда полностью закристаллизуется верхний частично расплавленный слой (пока предполагаем, что

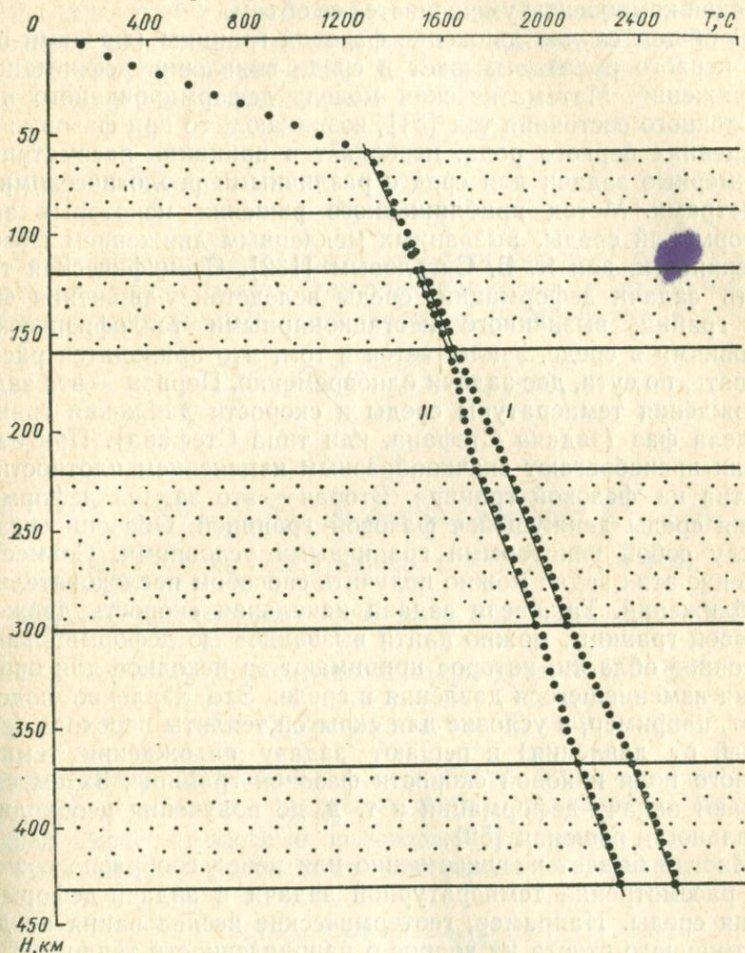


Рис. 14. Стационарное распределение температуры в полнастеносферной модели тектоносферы.

Точками показаны значения температуры среды, линиями — температуры плавления легкоплавкой компоненты астеносферных слоев: I — вариант более высоких температурных градиентов в межастеносферных слоях; II — вариант более высоких температурных градиентов с астеносферных слоях.

остывание происходит абсолютно равномерно по площади) и поток над следующей фазовой границей увеличится, начнется кристаллизация следующего частично расплавленного слоя и т. д. При этом мощность литосферы постепенно увеличивается за счет сокращения мощности полнастеносферы.

В одномерном случае напряжения в среде вследствие движения фазовых границ не возникают; все точки литосферы с равной скоростью, зависящей от скорости движения фазовой границы, продвигаются вниз, так как при кристаллизации легкоплавкой компоненты уменьшается ее объем.

В общем случае движение фазовой границы (фазовый переход первого рода) вызывает в среде появление деформаций и напряжений. Математическая модель деформированного и напряженного состояния тел [51], возникающего при фазовых превращениях первого рода, позволяет в принципе рассматривать трехмерные задачи для сред с различными реологическими параметрами. Метод приближенного решения некоторых задач деформаций среды, вызванных медленным движением фазовой поверхности, дан Я. Б. Сигаловым [132]. Специфическая трудность задачи деформаций среды вследствие движения фазовых границ, вызванного нестационарными теплофизическими условиями в среде, заключается в том, что приходится рассматривать, по сути, две задачи одновременно. Первая — это задача нахождения температуры среды и скорости движения границы раздела фаз (задача Стефана, или типа Стефана). При ее решении пренебрегают скачкообразным изменением плотности вещества на фазовой границе. Вторая — это задача деформирования среды движущейся фазовой границей. Обе они связаны между собой некоторыми граничными условиями. Совместное решение этих задач можно получить способом последовательных приближений. Так, если задана начальная скорость движения фазовой границы, можно найти вызванное ею деформированное состояние области, которое принимают за исходное для определения изменившегося давления в среде. Это давление подставляют, например, в условие для скрытой теплоты перехода (зависящей от давления) и решают задачу нахождения температурного поля и новой скорости фазовой границы. Затем снова решают задачу деформаций и т. д. до получения необходимой детальности решения [52].

Иногда бывает несущественно или нецелесообразно совместное рассмотрение температурной задачи и задачи деформирования среды. Например, геотермические исследования не дают однозначного ответа на вопрос о направленности теплового развития литосферы. Тем более нельзя от них требовать количественных данных об этом процессе. Так как к выводу об охлаждении литосферы приводит совокупность косвенных (геофизических, геологических и др.) данных, то естественно на тех же основаниях предположить и скорость движения фазовой границы. Таким образом, можно попытаться оценить, например, напряжения в литосфере, обусловленные продвижением вниз верхней фазовой границы.

Простая модель однородно-слоистой несжимаемой многофазной гравитирующей сферы, деформируемой движущимися фа-

зовыми границами, рассмотрена Я. Б. Сигаловым [134]. Сфера состоит из $m+n$ сферических слоев, причем m — количество фаз, а n — дополнительное число слоев, различающихся механически или тепловыми свойствами.

В сферической системе координат r, φ, χ в случае центральной симметрии касательные напряжения $\tau_{r\varphi}, \tau_{\chi r}, \tau_{\varphi\chi}$ и сдвиги $\gamma_{r\varphi}, \gamma_{\chi r}, \gamma_{\varphi\chi}$ отсутствуют во всех слоях. В каждом слое i ($i=1, 2, \dots, m+n$) выполняется равенство деформаций

$$\varepsilon_{\varphi\varphi}^{(i)} = \varepsilon_{\chi\chi}^{(i)}$$

и напряжений

$$\sigma_{\varphi\varphi}^{(i)} = \sigma_{\chi\chi}^{(i)}.$$

Если считать положения и скорости фазовых границ заданными и не интересоваться температурным полем, то задача определяется следующими уравнениями и граничными условиями:

$$\frac{\partial \sigma_{rr}^{(i)}}{\partial r} + 2 \frac{\sigma_{rr}^{(i)} - \sigma_{\varphi\varphi}^{(i)}}{r} = \rho_i g(r); \quad (\text{II.5})$$

$$\dot{\varepsilon}_{rr}^{(i)} + 2\dot{\varepsilon}_{\varphi\varphi}^{(i)} = 0, \quad (\text{II.6})$$

$$[v_r^{(i)}] = v_r^{(i)} - v_r^{(i+1)} = -\delta_i \dot{\xi}_i \text{ на фазовых границах } \xi_i = \xi_i(t); \quad (\text{II.7})$$

$$[\sigma_{rr}^{(i)}] = 0 \text{ на всех границах } (i = 1, 2, \dots, m+n); \quad (\text{II.8})$$

$$[v_r^{(i)}] = 0 \text{ на нефазовых границах } (i = m+1, \dots, m+n); \quad (\text{II.9})$$

$$\sigma_{rr}^{(1)} = 0; \quad v_r^{(1)} = \dot{\xi}_0 \text{ на поверхности сферы радиуса } \xi_0 = \xi_0(t); \quad (\text{II.10})$$

$$v_r^{(n)} = 0 \text{ в центре сферы } (\xi_n = 0). \quad (\text{II.11})$$

Здесь приняты обозначения: v_r — скорость частиц; ρ_i — плотность, $\delta_i = (\rho_{i+1} - \rho_i)/\rho_i$; g — ускорение свободного падения, точка над буквой обозначает частную производную по времени.

Связь между напряжениями и деформациями принята в виде

$$\sigma_{rr}^{(i)} = \int_0^t R^{(i)}(t-\tau) \varepsilon_{rr}^{(i)} d\tau; \quad (\text{II.12})$$

$$\sigma_{\varphi\varphi}^{(i)} = \int_0^t R^{(i)}(t-\tau) \varepsilon_{\varphi\varphi}^{(i)} d\tau,$$

$$i = 1, 2, \dots, m+n.$$

Из условия неразрывности (II.6) следует

$$\frac{\partial v_r^{(i)}}{\partial r} + 2 \frac{v_r^{(i)}}{r} = 0,$$

откуда

$$v_r^{(i)} = \frac{c^{(i)}}{r^2}, \quad i = 1, 2, \dots, m + n. \quad (\text{II.13})$$

Используя условия (II.7), (II.9) и (II.11), находим

$$c^{(n)} = 0, \quad c^{(i)} = c^{(i+1)} - \delta_{i\xi_i} \dot{\xi}_i^2 = \sum_{k=i}^{m-1} \delta_{k\xi_k} \dot{\xi}_k^2$$

для $i = 1, 2, \dots, m - 1$ и

$$c^{(i)} = c^{(i+1)}$$

для $i = m + 1, \dots, m + n$.

Скорости деформаций будут равны

$$\dot{\varepsilon}_{rr}^{(i)} = -\frac{2c^{(i)}}{r^3}, \quad \dot{\varepsilon}_{\varphi\varphi} = \frac{c^{(i)}}{r^3}, \quad i = 1, 2, \dots, m + n. \quad (\text{II.14})$$

Из уравнений (II.5) и (II.12) можно получить

$$\frac{\partial \sigma_{rr}^{(i)}}{\partial r} = \rho_i g_i + \frac{6}{r^4} \int_0^t R^{(i)}(t - \tau) c^{(i)} d\tau; \quad (\text{II.15})$$

$$\sigma_{rr}^{(i)} = \rho_i g_i r - \frac{2}{r^3} \int_0^t R^{(i)}(t - \tau) c^{(i)} d\tau + B_i(t),$$

$$i = 1, 2, \dots, m + n.$$

$B_i(t)$ находим из первого условия (II.10) и условия (II.8):

$$B_1(t) = \frac{2}{\xi_0^3} \int_0^t R^{(1)}(t - \tau) c^{(1)} d\tau - \rho_1 g_1 \xi_0;$$

$$B_i(t) = -\rho_i g_i \xi_i + \sum_{k=1}^i \rho_k g_k (\xi_k - \xi_{k-1}) + \sum_{k=1}^i \frac{2}{\xi_{k-1}^3} \int_0^t R^{(k)}(t - \tau) c^{(k)} d\tau - \sum_{k=1}^{i-1} \frac{2}{\xi_k^2} \int_0^t R^{(k)}(t - \tau) c^{(k)} d\tau; \quad (\text{II.16})$$

$$i = 2, 3, \dots, m + n.$$

$$\sigma_{\chi\chi}^{(i)} = \sigma_{\varphi\varphi}^{(i)} = \rho_i g_i r + \frac{1}{r^3} \int_0^t R^{(i)}(t - \tau) c^{(i)} d\tau + B_i(t); \quad (\text{II.17})$$

$$P^{(i)} = -[\rho_i g_i r + B_i(t)]. \quad (\text{II.18})$$

Если свойства среды соответствуют модели Максвелла, то

$$\sigma_{\chi\chi}^{(i)} = \sigma_{\Phi\Phi}^{(i)} = \rho_i g_i r + \frac{G_i}{r^3} \int_0^t c^{(i)} e^{-\frac{t-\tau}{\eta_i}} d\tau + B_i(t),$$

причем

$$B_i(t) = -\rho_i g_i \dot{\xi}_i + \sum_{k=1}^i \rho_k g_k (\dot{\xi}_k - \dot{\xi}_{k-1}) + \\ + \sum_{k=1}^i \frac{2}{\xi_{k-1}^3} \int_0^t c^{(i)} e^{-\frac{t-\tau}{\eta_i}} d\tau - \sum_{k=1}^{i-1} \frac{2}{\xi_k^3} \int_0^t c^{(i)} e^{-\frac{t-\tau}{\eta_i}} d\tau, \quad (\text{II.19})$$

где G_i — модуль сдвига; η_i — время релаксации напряжений.

Напряжения, которые возникают в модели Земли с одной фазовой границей, представляющей собой сферическую поверхность радиуса ξ_1 в момент времени $t=0$, оцениваются по формуле (II.19).

Пусть скорость движения фазовой поверхности $\dot{\xi}_1(t) = a$ см/год (a — постоянная). Тогда формула (II.19) преобразуется к виду

$$\sigma_{\chi\chi}^{(1)} = \sigma_{\Phi\Phi}^{(1)} = \rho_1 g_1 (r - \xi_0^0) + 3G_1 \delta a \frac{\eta_1}{r^3} \{a^2 \eta_1^2 (1 - e^{-\frac{t}{\eta_1}}) + \\ + [\xi_1 + a(t - \eta_1)]^2 - e^{-\frac{t}{\eta_1}} (\xi_1 - \eta_1 a)^2\},$$

где ξ_0^0 — радиус Земли.

Напряжения вычислены вблизи свободной поверхности, где нет воздействия веса материала. Предполагалось, что в начальный момент времени фазовая граница располагалась на глубине 50 км, $\xi_0^0 = 6370$ км, $\delta = 0,1$, $G_1 = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см². Фазовая граница движется вниз (кристаллизация расплавленной компоненты). Вычисления выполнены для различных значений времени релаксации напряжений η_1 и скорости движения фазовой границы a . Результаты вычислений представлены на рис. 15.

Расчет напряжений показал, что в принятой модели они практически пропорциональны величине скорости фазовой границы, а при одной и той же скорости существенно зависят от реологических параметров среды (модуля сдвига и коэффициента вязкости, определяющих время релаксации напряжений). При вязкости 10^{24} П и скорости фазовой границы 1 см/год напряжения вблизи поверхности модели Земли могут достигать 10^8 дин/см², т. е. такой величины, которая определяется по сейсмологическим данным в очагах землетрясений [7].

В рассмотренной задаче главные напряжения совпадают с напряжениями σ_{rr} , $\sigma_{\varphi\varphi}$, $\sigma_{\chi\chi}$. Максимальные касательные напряжения, следовательно, будут

$$|\tau_{\max}| = \frac{1}{2} |\sigma_{rr} - \sigma_{\varphi\varphi}| = \frac{1}{2} |\sigma_{rr} - \sigma_{\chi\chi}|. \quad (\text{II.20})$$

На свободной поверхности $\sigma_{rr} = 0$, т. е. здесь

$$|\tau_{\max}| = \frac{1}{2} |\sigma_{\varphi\varphi}| = \frac{1}{2} |\sigma_{\chi\chi}|.$$

Скорость движения фазовой границы около 1 см/год, при которой можно ожидать появление трещиноватости литосфере,

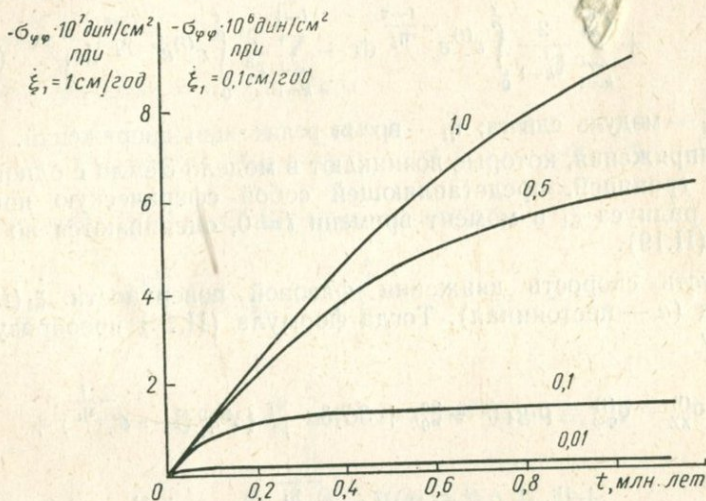


Рис. 15. Напряжения на поверхности двухфазной модели Земли при заданной скорости движения фазовой границы. Параметр кривых — время (млн. лет) релаксации напряжений в материале верхней фазы.

по-видимому, слишком высока для документированного периода геологической истории. При такой скорости проседание поверхности Земли составило бы величину около 1 мм/год, или 1 км/млн. лет, что неправдоподобно много. Но если на ранних этапах геологической истории глубина фазовой границы была небольшой и, следовательно, был большой градиент температуры в тонкой литосфере, такие скорости могли быть. В настоящее время сплошное равномерно распределенное по поверхности Земли проявление сейсмичности не наблюдается. В то же время отмечается замечательная выдержанность мощности и состава консолидированной океанической коры на больших территориях океанических котловин. Наиболее приемлемым представляется образование коры в результате зонной плавки вещества мантии, но нельзя исключить, что первичная кора некоторое время наращивалась вследствие быстрого продвижения вниз неглубоко за-

легающей фазовой границы, которое сопровождалось развитием сплошной трещиноватости и площадными излияниями базальтовых расплавов.

На основании рассмотрения центрально-симметричной модели невозможно однозначно указать направление трещин, так как, например, максимальные касательные напряжения действуют по любой из площадок, касающихся кругового конуса с осью, которая совпадает с радиусом сферы, угол его раствора равен 90° , т. е. площадки наклонены к радиусу под углом 45° .

Если равномерное по площади Земли продвижение фазовой границы с большой скоростью способно создать условия для образования разрывов (даже без учета термических напряжений), то в случае неравномерного прогибания литосферы в местах наибольшей кривизны фронтов фазовых переходов нарушения могут, по-видимому, возникать и при гораздо меньших скоростях даже в такой в общем не очень подходящей для вещества Земли реологической модели, как тело Максвелла.

2. РЕАКЦИЯ НА ИЗМЕНЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ

Причинами изменений условий давления в тектоносфере могут быть намерзание и стаивание мощного ледяного покрова, отложение и размыв осадков, перемещения расплавов в недрах Земли и другие процессы.

Если остывание литосферы приводит к перемещению практически только верхней фазовой границы астеносферы, то изменение давления в среде вызывает смещение точек (температур) фазовых переходов, в результате чего прилегающие ко всем фазовым границам области оказываются перегретыми или переохлажденными. По мере оттока или притока тепла, необходимого на покрытие скрытой теплоты фазового перехода, происходит перемещение фазовых границ в новое, устойчивое в изменившихся термодинамических условиях положение.

Очевидно, что перераспределение давления в тектоносфере, вызванное поверхностными явлениями или изменением рельефа поверхности, сказывается на всей толще тектоносферы. Перемещения в горизонтальном направлении глубинного материала, например расплавов по наклонным разломам, приведут к тому же результату. Количественное выражение изменившегося при этом давления также приближенно может быть оценено через созданный в результате перемещения глубинного вещества рельеф поверхности.

Пусть расплав из области *A* по наклонному разлому поступил в область *B*, где и образовал после кристаллизации интрузивное тело. Области *A* на поверхности будет соответствовать прогиб, а области *B* — поднятие. Если расплав не остановился в толще пород, а излился на поверхность, то положение в принципе не

изменилось. Полагая в первом приближении плотности расплава и вмещающих пород равными, приходим к выводу, что перераспределение давления в среде определится избытком (по отношению к первоначальному рельефу) масс над B и недостатком над A .

В случае добавления или убавления сверху полупространства бесконечного горизонтального слоя с плотностью ρ_0 и мощностью h_0 результат изменения давления в среде будет очевидным: в каждой точке давление соответственно увеличится или уменьшится на величину

$$\Delta P = -\rho_0 g h_0.$$

Менее очевиден результат локального изменения рельефа. В этом случае ΔP зависит от координат.

Несколько примеров локального изменения давления рассмотрел Г. Джеффрис [56, с. 240]. Земля моделируется упругим полупространством, что в данном случае оправдано (там же, с. 238). Отклонения рельефа от горизонтальной плоскости моделировались эффективной нагрузкой, прилагаемой к поверхности полупространства и являющейся функцией одной горизонтальной координаты. Кратко рассмотрены гармоническая нагрузка, нагрузки в виде прямоугольной полосы и полосы треугольного сечения.

Так как изменение давления в среде должно играть существенную роль в процессах, протекающих в многофазной тектоносфере, будет, по-видимому, полезно представить картину распределения дополнительного давления, создаваемого различными формами рельефа. Воспользуемся решением задачи для упругой полуплоскости, к свободной границе которой прикладывается нагрузка, зависящая от горизонтальной координаты [109, с. 351].

Давление в полуплоскости (дополнительное к давлению, вызванному весом материала полуплоскости, например единичной толщины) определяется выражением:

$$\Delta P = 2\operatorname{Re} \Phi(z), \tag{II.21}$$

где

$$\Phi(z) = -\frac{1}{2\pi i} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{N - iT}{t - z} dt,$$

$N = N(x) = \sigma_{yy}(x)$, $T = T(x) = \tau_{xy}(x)$ — соответственно нормальное и касательное напряжения, приложенные к границе полуплоскости ($y=0$); $z = x + iy$ — комплексная переменная.

Пренебрегая касательной составляющей ($T=0$) и полагая, что

$$N = -\Delta p(x) = -\rho_0 g \Delta h(x), \tag{II.22}$$

где $\Delta h(x)$ — отклонение рельефа от горизонтального уровня плоскости, получим

$$\Phi(z) = -\frac{\rho_0 g}{2\pi i} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\Delta h}{z-t} dt. \quad (\text{II.23})$$

Аппроксимируя $\Delta h(x)$ отрезками прямых, можно смоделировать различные формы рельефа, причем выражение для $\Phi(z)$ будет представлено суммой интегралов с конечными пределами вида

$$\Phi(z) = -\frac{\rho_0 g}{2\pi i} \left\{ \sum_{k=1}^n c_k \int_{a_k}^{b_k} \frac{t}{z-t} dt + \sum_{k=1}^m d_k \int_{e_k}^{f_k} \frac{dt}{z-t} \right\}, \quad (\text{II.24})$$

где $a_k, b_k, c_k, d_k, e_k, f_k$ — постоянные.

$$\int_{a_k}^{b_k} \frac{t}{z-t} dt = [t + z \ln(z-t)]_{a_k}^{b_k}; \quad \int_{e_k}^{f_k} \frac{dt}{z-t} = [\ln(z-t)]_{e_k}^{f_k}. \quad (\text{II.25})$$

Переход к переменным x, y , например, во втором интеграле (II.25) осуществляется следующим образом:

$$\begin{aligned} [\ln(z-t)]_{e_k}^{f_k} &= \ln \frac{z-f_k}{z-e_k} = \ln \left| \frac{z-f_k}{z-e_k} \right| + \\ &+ i \arg \frac{z-f_k}{z-e_k} = \ln r_k + i \operatorname{arctg} \frac{v_k}{w_k}, \end{aligned} \quad (\text{II.26})$$

где

$$\begin{aligned} r_k &= (v_k^2 + w_k^2)^{\frac{1}{2}}; \\ v_k &= \frac{y(f_k - e_k)}{(x - e_k)^2 + y^2}; \\ w_k &= \frac{(x - f_k)(x - e_k) + y^2}{(x - e_k)^2 + y^2}. \end{aligned}$$

Вначале рассмотрим добавочное давление $\Delta P(x, y)$ в плоскости, если бы оно создавалось одним и тем же количеством материала, распределяемого по поверхности в виде прямоугольных полос разной высоты и соответственно ширины. В этом случае

$$\Delta P = \frac{\Delta p}{\pi} A_1, \quad (\text{II.27})$$

где

$$A_1 = \operatorname{arctg} \frac{v_1}{w_1}; \quad v_1 = \frac{2by}{(x+b)^2 + y^2}; \quad w_1 = \frac{(x^2 - b^2) + y^2}{(x+b)^2 + y^2},$$

причем,

$$\text{если } \omega_1 < 0, \text{ то } A_1 = \operatorname{arctg} \frac{v_1}{\omega_1} - \pi,$$

$$\text{если } \omega_1 \geq 0, \text{ то } A_1 = \operatorname{arctg} \frac{v_1}{\omega_1}.$$

Вычисления сделаны при Δp , равном $-1, -0,5; -0,2$ и $-0,1$ кбар при ширине полосы $2b$ соответственно равной 44, 88, 220 и 440 км.

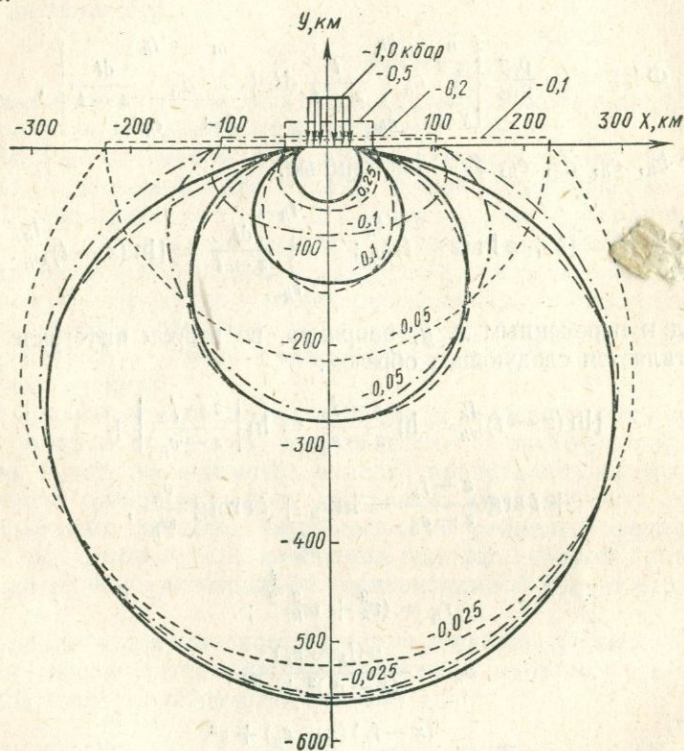


Рис. 16. Дополнительное давление в упругой полуплоскости, вызванное нагрузками (в виде прямоугольных полос), прикладываемыми к поверхности. Изолинии давления даны в килобарах.

Результаты вычислений представлены на рис. 16. Можно заметить следующие закономерности в распределении дополнительного давления внутри полуплоскости при принятом нагружении поверхности. Область заметно измененного давления шире участка приложения нагрузки. Наибольшие отличия в распределении добавочного давления при различной ширине участков приложения нагрузки наблюдаются вблизи границы

полуплоскости. Начиная с глубины около 300 км эти отличия становятся незначительными.

Дополнительное давление в полуплоскости, вызванное нагрузкой трапецевидной формы, описывается выражением

$$\Delta P = \frac{\Delta p}{\pi} \left\{ A_3 - \frac{1}{a-b} [(x-a) A_1 + (x+a) A_2 + y \ln(r_1 r_2)] \right\}, \quad (\text{II.28})$$

где $\Delta p = -\rho_0 g \Delta h$; $2a$ — максимальная ширина участка нагружения полуплоскости; $2b$ — ширина прямоугольной части нагрузки;

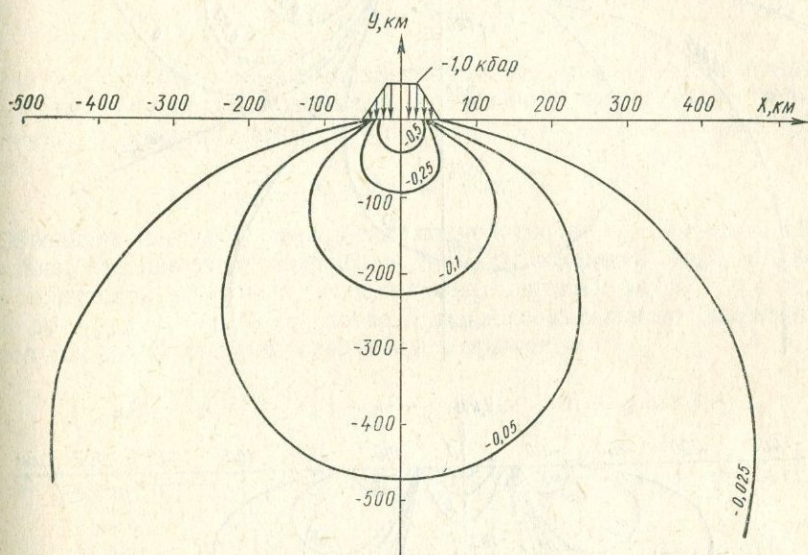


Рис. 17. Дополнительное давление в упругой полуплоскости, вызванное трапецевидной нагрузкой, прикладываемой к поверхности.

Изолинии давления даны в килобарах.

Δh — максимальная высота слоя, создающего дополнительную нагрузку.

$$r_k = (v_k^2 + \omega_k^2)^{\frac{1}{2}}, \quad k = 1, 2, 3; \quad (\text{II.29})$$

если $\omega_k < 0$, то $A_k = \arctg \frac{v_k}{\omega_k} - \pi$; если $\omega_k \geq 0$, то $A_k = \arctg \frac{v_k}{\omega_k}$;

$$\frac{v_1}{\omega_1} = \frac{(a-b)y}{(x-a)(x-b)+y^2}, \quad \frac{v_2}{\omega_2} = \frac{(b-a)y}{(x+a)(x+b)+y^2},$$

$$\frac{v_3}{\omega_3} = \frac{2by}{(x^2 - b^2) + y^2}.$$

Результаты вычислений при $\Delta p = -1$ кбар, $a = 52$ км, $b = 22$ км

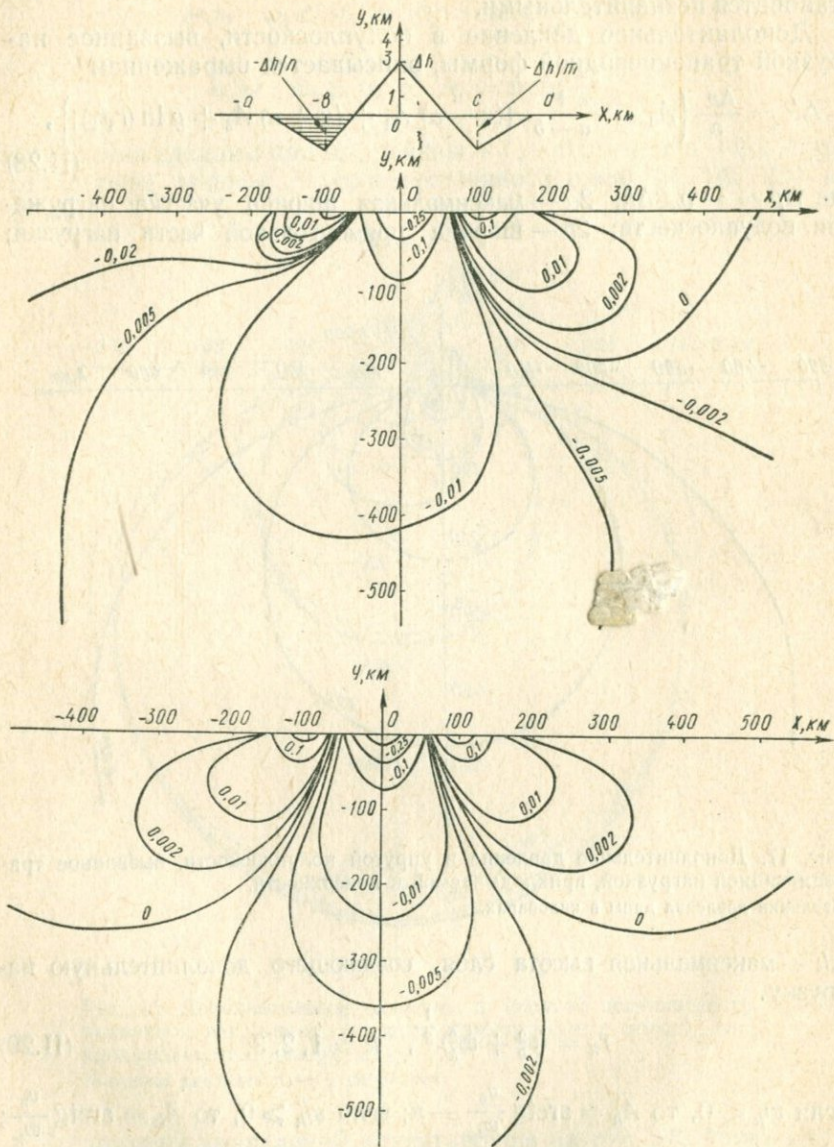


Рис. 18. Дополнительное давление в упругой полуплоскости, вызванное нагрузками, моделирующими расчлененный рельеф поверхности:
 а — случай несимметричной нагрузки; б — случай симметричной нагрузки.
 Изолинии давления даны в килобарах.

представлены на рис. 17. Распределение дополнительного давления в полуплоскости подобно случаю прямоугольной нагрузки.

Рассмотрим также пример дополнительного давления в полуплоскости, вызванного расчлененным рельефом, сочетанием положительных форм рельефа и сопряженных с ними отрицательных форм, например компенсационных прогибов. На рис. 18, а показана аппроксимация такой структуры ломаной линией. Требованию равенства площадей треугольников с вершинами ниже оси абсцисс площади центрального треугольника соответствует условие

$$b + c = \frac{a}{n} + \frac{d}{m}. \quad (\text{II.30})$$

Это требование должно удовлетворяться, если прогибы компенсируют количество материала, создавшего центральное возвышение. В симметричном случае ($b=c$; $a=d$ и $n=m$) очевидно, что

$$a = bn; \quad d = cm.$$

Обозначив плотность материала полуплоскости ρ_2 , плотность материала, заполняющего прогиб $\Delta h/n$, — ρ_3 (например, вода, осадки), а плотность материала, заполняющего прогиб $\Delta h/m$, — ρ_1 , $R_3 = \rho_2 - \rho_3$, $R_2 = \rho_2 - \rho_1$, тогда для дополнительного давления в полуплоскости получим следующее выражение:

$$\begin{aligned} \Delta P = & -\frac{\Delta hg}{\pi} \left\{ R_3 \left[\frac{1}{n(b-a)} (A_1(x+a) + y \ln r_1) + \right. \right. \\ & + \frac{1}{n} \left(A_2 \left(\frac{x}{B_1} + 1 \right) + \frac{y}{B_1} \ln r_2 \right) \left. \right] + R_2 \left[A_3 \left(\frac{x}{B_1} + 1 \right) + \frac{y}{B_1} \ln r_3 - \right. \\ & \left. \left. - A_4(xB_2 - 1) - yB_2 \ln r_4 + \frac{1}{m(d-c)} (A_5(x-d) + y \ln r_5) \right] \right\}, \end{aligned} \quad (\text{II.31})$$

где $B_1 = \frac{nb}{n+1}$; $B_2 = \frac{m+1}{mc}$; r_k и A_k определяются формулой (II.29) и следующими за ней условиями; $k = 1, 2, 3, 4, 5$.

$$v_1 = \frac{y(a-b)}{(x+a)^2 + y^2}; \quad w_1 = \frac{(x+a)(x+b) + y^2}{(x+a)^2 + y^2};$$

$$v_2 = \frac{y(b-B_1)}{(x+b)^2 + y^2}; \quad w_2 = \frac{(x+b)(x+B_1) + y^2}{(x+b)^2 + y^2};$$

$$v_3 = \frac{yB_1}{(x+B_1)^2 + y^2}; \quad w_3 = \frac{x(x+B_1) + y^2}{(x+B_1)^2 + y^2};$$

$$v_4 = \frac{yc}{x^2 + y^2}; \quad w_4 = \frac{x(x-c) + y^2}{x^2 + y^2};$$

$$v_5 = \frac{y(d-c)}{(x-c)^2 + y^2}; \quad w_5 = \frac{(x-d)(x-c) + y^2}{(x-c)^2 + y^2}.$$

На рис. 18, б представлен результат вычислений ΔP для случая одинаковых по величине и заполнению прогибов; весь рельеф, включая центральное возвышение, покрыт слоем воды. Приняты параметры: $\Delta h = 3$ км, $\rho_2 = 3$ г/см³, $\rho_1 = \rho_3 = 1$ г/см³, $n = m = 1,7$, $b = c = 100$ км, $a = d = bn = cm = 170$ км. Приблизительно такая ситуация отмечается, например, в районе Императорских гор в северо-западной части Тихого океана.

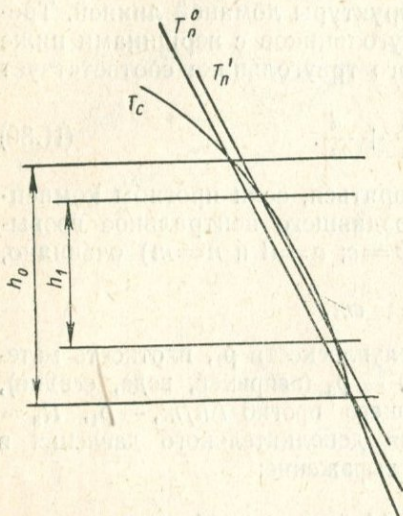


Рис. 19. Схема изменения положения границ слоя высокотемпературной фазы при повышении давления в среде:

T_c — температура среды; T_{Π}^0 — температура фазового перехода, соответствующая начальному распределению давления; h_0 — начальная мощность слоя; T_{Π}^1 — температура фазового перехода, которая соответствует давлению в среде, изменившемуся на одинаковую во всех ее точках величину; h_1 — изменившаяся мощность слоя.

тина поля и порядок величины дополнительного давления должны отвечать реальной обстановке.

Рассмотрим геометрическую иллюстрацию смещения границ слоя высокотемпературной фазы в результате повысившегося давления (рис. 19). Из рисунка ясно, что изменение положения фазовых границ зависит от величин вариаций давления, расхождения кривых температуры среды и температуры плавления. Для достаточно больших давлений зависимость температуры плавления горных пород от давления в ограниченных пределах изменения последнего мало отличается от линейной (II.1):

$$T_{\Pi} \cong T_0^{(i)} + \alpha_i z,$$

причем $\alpha_i \cong 3$ град/км. Стационарная температура в однородно-

Поле дополнительного давления, изображенное на рис. 18, а, отличается от поля, изображенного на рис. 18, б, тем, что левый прогиб заполнен осадками с плотностью $\rho_3 = 2,2$ г/см².

Характерными отличиями полей ΔP , созданных расчлененным рельефом, являются существенное сужение области повышенного давления под центральным поднятием, особенно в верхней части полуплоскости, и наличие довольно резких переходов от области относительно повышенного давления к области относительно пониженного давления.

Приведенные примеры распределения дополнительного давления, конечно, не соответствуют точно реальным полям давления в Земле, так как получены они в результате анализа сильно упрощенной модели, однако качественная картина

слоистой среде определяется выражением (I.5):

$$T_i = -P_i \frac{z^2}{2} + C_i z + D_i.$$

На фазовых границах эти графики пересекаются, т. е.

$$T_{\text{п}} = T_i \text{ или } T_0^{(i)} + \alpha_i z = -P_i \frac{z^2}{2} + C_i z + D_i. \quad (\text{II.32})$$

Если известны все входящие сюда параметры, то можно определить координаты фазовых границ i -го слоя:

$$z_i = \frac{C_i - \alpha_i}{P_i} \pm \sqrt{\left(\frac{C_i - \alpha_i}{P_i}\right)^2 + B_i}, \quad (\text{II.33})$$

где $B_i = \frac{2}{P_i} (D_i - T_0^{(i)})$.

Допустим, что давление в среде изменилось на величину ΔP . Температура среды при этом практически останется прежней, а температура перехода изменится так, что прямая

$$T_0^{(i)} + \alpha_i z$$

сместится вправо или влево, в зависимости от знака ΔP , на величину $\beta_i \Delta P$, где β_i — коэффициент изменения температуры плавления от давления. Это равносильно тому, что изменилась величина $T_0^{(i)}$. Таким образом, можно считать, что $T_0^{(i)} = T_0^{(i)}(\Delta P)$, и определить по формуле (II.33) новые положения, к которым будут стремиться фазовые границы, если задано в каждой точке среды изменение давления. Ожидаемые смещения фазовых границ будут

$$\Delta h_i = H_i - z_i.$$

В качестве примера определим положения, к которым будут стремиться фазовые границы в полиастеносферной модели, рассмотренной ранее (рис. 14, табл. 4), после того как к поверхности модели приложена нагрузка трапецевидной формы и максимальной величины — 1 кбар (рис. 17). Рассмотрим те точки фазовых границ, где ожидаемое смещение должно быть максимальным, т. е. расположенные на вертикальной линии, проходящей через центр нагрузки. Плотность тектоносферы примем равной $3,33 \text{ г/см}^3$. Рассчитаны параметры, необходимые для вычислений (табл. 5). Приведен только первый вариант модели, так как градиенты температуры в астеносферных слоях в обоих вариантах равны (см. табл. 4) и изменение положения границ получается одним и тем же.

Результаты вычислений показывают, что полиастеносферная модель весьма чувствительна к изменению давления. Верхний астеносферный слой на рассматриваемой линии оказывается целиком переохлажденным. Максимальное суммарное смещение всех фазовых границ со временем должно составить 62,5 км. Предполагая, что расплавленная компонента в астеносферных слоях содержится в количестве около 30%, а изменение объема

Слой	$P_i = \frac{A_i}{\gamma_i}$, град/см ²	C_i , град/км	D_i , град	$\frac{H_{i-1}^{**}}{H_i}$, км	α_i , град/км	β_i , град/кбар	$\frac{\Delta P_{i-1}^{**}}{\Delta P_i}$, кбар	$\frac{z_{i-1}^{**}}{z_i}$, км	$\frac{T_0^{(i-1)**}}{T_0^{(i)}}$, град	$\frac{\Delta h_{i-1}^{**}}{\Delta h_i}$ км
h_4	$0,935 \cdot 10^{-12}$	4,001	1092	$\frac{60}{90}$	3,3	9,9	$\frac{0,35}{0,25}$	—	$\frac{1121,4^*}{1120,4^*}$	Слой полностью переохлажден
h_6	$0,1015 \cdot 10^{-11}$	4,622	1038	$\frac{120}{160}$	3,2	9,6	$\frac{0,20}{0,15}$	$\frac{135,3^*}{150,8^*}$	$\frac{1137,9^*}{1137,4^*}$	$\frac{-15,3^*}{9,2^*}$
h_8	$0,970 \cdot 10^{-12}$	5,522	879,8	$\frac{220}{300}$	3,0	9,0	$\frac{0,10}{0,08}$	$\frac{222,4^*}{298,1^*}$	$\frac{1200,9^*}{1200,7^*}$	$\frac{-2,4^*}{1,9^*}$
h_{10}	$0,929 \cdot 10^{-12}$	6,517	584,7	$\frac{370}{430}$	2,8	8,4	$\frac{0,065}{0,055}$	$\frac{372,0^*}{428,3^*}$	$\frac{1324,5^*}{1324,4^*}$	$\frac{-2,0^*}{1,7^*}$

* Вычислительные величины.

** В числителе указан параметр, соответствующий верхней границе слоя, в знаменателе — нижней.

при ее кристаллизации составляет примерно 10%, получим, что проседание поверхности модели в центре нагрузки (в двумерном случае) должно составить величину около 1 км.

Движение фазовой границы вследствие изменения давления в среде рассматривалось Р. О'Коннелом и Г. Вассербургом [208]. Модель представляла собой одномерную систему двух слоев, разделенных фазовой границей. Поведение системы анализировалось при помощи аналитических выражений, справедливых для начального и конечного положений ее эволюции. Результаты такого анализа сравнивались с численными решениями задачи о плавлении. Авторы отмечают, что важными параметрами, к которым система оказывается весьма чувствительной, являются скрытая теплота фазового перехода и расхождение между кривыми температуры плавления и температуры в среде. Обсуждался также вопрос о термоизолирующей роли осадков и влиянии скорости их накопления на реакцию системы, содержащей фазовую границу.

Аналогичная модель использована Б. Гьевиком [186] при исследовании возможного «фазового» механизма постгляциальных поднятий. Рассматривалось поведение системы под воздействием нагрузки вида

$$p = \varepsilon p_0 \left(1 - e^{-\frac{t}{\alpha}}\right), \quad (\text{II.34})$$

где εp_0 и α — константы; t — время. При определенных значениях теплофизических параметров среды (удельной теплоемкости, температуропроводности, скрытой теплоты фазового перехода и др.) Б. Гьевик удалось получить скорость движения поверхности Земли, хорошо согласующуюся со скоростью постгляциальных поднятий Фенноскандии, определяемой по эксперименталь-

ным геолого-геоморфологическим данным. В качестве фазового перехода, способного обеспечить эту скорость, предполагается полиморфный переход оливин — шпинель или пироксен — гранат, происходящий на глубине около 400 км. При этом скрытая теплота перехода должна быть около 10 кал/г, что, по-видимому, в несколько раз меньше величины, характерной для фазовых переходов в горных породах. Учитывая большую чувствительность скорости фазовых границ к этому параметру, можно усомниться в правильности выбора Б. Гьевиком модели среды или конкретного перехода для описания «фазового» механизма постгляциальных поднятий, но его принципиальные возможности подтвердились [186].

На основании решения задачи вертикальных перемещений поверхности многофазного полупространства, вызванных изменением давления [133], в работе [53] рассмотрена реакция среды, содержащей фазовую границу, на нагрузку (II.34), прикладываемую ко всей поверхности полупространства. Константы, входящие в выражение (II.34), имеют следующий смысл:

$$\varepsilon = \rho_0 h_0 / \rho_1 h_1; \quad p_0 = \rho_1 g h_1,$$

где ρ_0 — плотность льда; h_0 — мощность ледового щита; ρ_1 — плотность пород верхней фазы; h_1 — ее мощность; g — ускорение свободного падения; α — величина, определяющая скорость стабилизации льда.

Использованный при этом метод решения задачи, как и метод Б. Гьевика, является приближенным, но в отличие от последнего имеет большие принципиальные возможности. Суть его состоит в сведении (путем введения малого параметра) системы дифференциальных уравнений, описывающих кинетику фазовых границ, к системе линейных интегральных уравнений Вольтерра типа

свертки относительно неизвестных функций. В качестве малого параметра использована величина ε . Для решения интегрального уравнения, содержащего скорость фазовой границы, применяется метод последовательных приближений.

В первом приближении, которым в данном случае и ограничивались, решение имеет вид

$$\begin{aligned} \xi_1' = & -\Psi^2 \left\{ \alpha \sum_{i=1}^2 \left[\sum_{n=1}^{\infty} \frac{\gamma_i}{\alpha \mu_i n^2 - 1} (e^{-\frac{t}{\alpha}} - e^{-\mu_i n^2 t}) \right] - \right. \\ & - \beta_1 \frac{\lambda_2}{h_2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{e^{-\mu_2 m^2 t} - e^{-\mu_1 n^2 t}}{(\alpha \mu_2 m^2 - 1)(\mu_1 n^2 - \mu_2 m^2)} - \\ & - \beta_2 \frac{\lambda_1}{h_1} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{e^{-\mu_1 m^2 t} - e^{-\mu_2 n^2 t}}{(\alpha \mu_1 m^2 - 1)(\mu_2 n^2 - \mu_1 m^2)} - \beta_1 \frac{\lambda_1}{h_1} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} W_{nm}^{(1)} - \\ & - \beta_2 \frac{\lambda_2}{h_2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} W_{nm}^{(2)} + \left(\frac{\lambda_1}{h_1} + \frac{\lambda_2}{h_2} \right) \left[\sum_{n=1}^{\infty} \frac{\beta_1}{\mu_1 n^2} (e^{-\mu_1 n^2 t} - 1) + \right. \\ & \left. + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\beta_2}{\mu_2 n^2} (e^{-\mu_2 n^2 t} - 1) \right] \Big\} + \Phi_1(t), \quad (\text{II.35}) \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} \psi &= \frac{\varepsilon b h_1}{L}, \quad \mu_i = \frac{a_i}{h_i^2}, \quad \beta_i = \frac{\lambda_i}{\varepsilon h_i} \left(\frac{b_i}{b p_0} - \frac{1}{\xi_1^0} \right); \\ \gamma_i &= \beta_i \left[\frac{\lambda_1}{h_1} \left(\sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{\alpha \mu_1 m^2 - 1} + 1 \right) + \frac{\lambda_2}{h_2} \left(\sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{\alpha \mu_2 m^2 - 1} + 1 \right) \right]; \\ W_{nm}^{(i)} &= \begin{cases} \frac{e^{-\mu_i m^2 t} - e^{-\mu_i n^2 t}}{\mu_i (n^2 - m^2) (\alpha \mu_i m^2 - 1)}, & n \neq m; \\ \frac{t e^{-\mu_i n^2 t}}{\alpha \mu_i m^2 - 1}, & n = m; \end{cases} \\ \Phi_1(t) &= -\psi \left[\sum_{i=1}^2 \frac{\lambda_i}{h_i} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{e^{-\frac{t}{\alpha}} - e^{-\mu_i n^2 t}}{\alpha \mu_i n^2 - 1} + \right. \\ & \left. + \frac{1}{2} \left(\frac{\lambda_1}{h_1} + \frac{\lambda_2}{h_2} \right) (e^{-\frac{t}{\alpha}} - 1) \right]; \\ b &= \frac{\partial T_n}{\partial p}. \end{aligned}$$

Здесь T_n — температура перехода; p — давление; $h_i = \xi_i^0 - \xi_{i-1}^0$ — начальные мощности слоев; ξ_i^0 — начальные координаты границ; ξ_1' — скорость фазовой границы; λ_i — коэффициенты теплопроводности

ти; a_i — коэффициенты температуропроводности; b_i — начальный температурный градиент в i -той фазе; L — скрытая теплота фазового перехода.

Скорость поверхности полупространства определяется по формуле

$$\xi'_0 = -\delta \xi'_1, \quad (\text{II.36})$$

где $\delta = (\rho_2 - \rho_1)/\rho_1$; ρ_2 — плотность нижней фазы.

При вычислениях были приняты следующие параметры: $\rho_0 = 0,9$ г/см³, $\rho_1 = 3,4$ г/см³; $\lambda_1 = 5 \cdot 10^{-3}$, $\lambda_2 = 1 \cdot 10^{-2}$ кал/см·с·град, удельные теплоемкости $c_1 = 0,2$ кал/г·град, $c_2 = 0,22$ кал/г·град; $h_0 = 2 \cdot 10^5$ см, $h_1 = 2,5 \cdot 10^7$ см.

Результаты вычислений при различных величинах параметров α и L приведены на рис. 20. Если среда содержит не одну фазовую границу, а большое их число, то каждая из них будет реагировать на изменение давления. Общий эффект перемещения поверхности в одномерном случае грубо можно представить суммой эффективности от каждой фазовой границы. Для получения наблюдаемых скоростей постгляциальных поднятий на основании рассмотренной модели с принятыми параметрами среды и фазового перехода необходимо 100 фазовых границ, или 50 частично расплавленными слоями. Такое число и имелось в виду при оцифровке ординат графиков на рис. 20. Как уже отмечалось, на перемещение фазовых границ существенно влияет расхождение между кривыми температур плавления и температуры среды. Возможно, в последней модели это расхождение

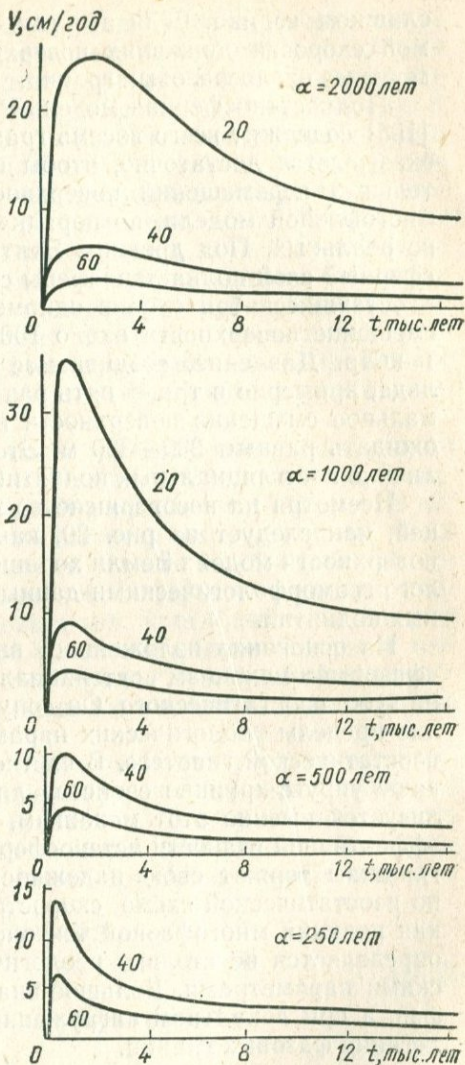


Рис. 20. Реакция двухфазной модели верхней части Земли на изменение давления, прикладываемого к ее поверхности [53].

Параметр кривых — скрытая теплота фазового перехода L (кал/г).

слоев. Такое число и имелось в виду при оцифровке ординат графиков на рис. 20. Как уже отмечалось, на перемещение фазовых границ существенно влияет расхождение между кривыми температур плавления и температуры среды. Возможно, в последней модели это расхождение

слишком велико. Если это так, то для обеспечения наблюдаемой скорости движения поверхности потребуется значительно меньшее число фазовых границ.

Полиастеносферная модель Р. З. Тараканова и Н. В. Левого [155] содержит всего восемь границ астеносферных слоев, но их оказывается достаточно, чтобы получились условия для значительных перемещений поверхности при принятых параметрах многофазной модели, по порядку величин, по-видимому, вполне реальных. Под древним Балтийским щитом верхний астеносферный слой полиастеносферы скорее всего уже отсутствует, но и оставшиеся три слоя в одномерном случае дадут суммарное смещение поверхности около 1000 м под действием давления в 1 кбар. Давление, создаваемое двух-трехкилометровым слоем льда, примерно в три — пять раз меньше, следовательно, максимальное смещение поверхности в центре ледового щита можно ожидать равным 200—330 м. Это примерно и соответствует величине постгляциальных поднятий Фенноскандии.

Несмотря на несовершенство модели с одной фазовой границей, как следует из рис. 20, качественный характер движения поверхности модели Земли хорошо согласуется с известными геолого-геоморфологическими данными для областей постгляциальных поднятий.

На основании изложенного выше можно сделать вывод, что «фазовый» механизм постгляциальных поднятий может работать не хуже изостатического. Он допускает значительно более широкие пределы реологических параметров, чем те, которые нужны изостатической гипотезе. В частности, его действие не ограничивают упруго-хрупкие свойства литосферы. Если в природе реализуется именно этот механизм, то определения коэффициента эффективной вязкости астеносферы на основании изостатической гипотезы теряют свою надежность. В отличие от определений по изостатической схеме скорость движения поверхности Земли как реакция многофазной тектоносферы на изменение давления определяется не столько реологическими, сколько теплофизическими параметрами. Большое значение имеет также количество фаз, а при локальном нагружении поверхности — и глубина залегания фазовых границ.

3. НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ НЕРАВНОМЕРНО ПРОСЕДАЮЩЕГО СЛОЯ

Последовательно послойная кристаллизация частично расплавленных слоев полиастеносферы и остывание литосферы вполне могут обеспечить наблюдаемые относительные погружения крупных территориальных единиц, например погружение глубоководных котловин океанов по отношению к материковым окраинам или гребням океанических хребтов. Однако это еще не объясняет образование тектонически активных зон. Как мы ви-

дели на примере равномерно остывающей модели земного шара, для возникновения в литосфере достаточных напряжений для образования разрывов необходимы значительные скорости перемещения фазовых границ. Таких скоростей, по крайней мере, в фанерозое, по-видимому, не было. Нами не учтены термические напряжения, которые могли бы изменить общее напряженное состояние равномерно остывающей литосферы, и, возможно, тогда для образования разрывов понадобились бы значительно меньшие скорости охлаждения; но и в этом случае локализация тектонически активных зон не нашла бы своего объяснения. Кроме того, как показывает грубая оценка (см. гл. I, разд. 4), суммарный эффект изменения объема при кристаллизации мантийных расплавов примерно вдвое превышает эффект теплового сжатия литосферы при соответствующем изменении ее температуры.

Большие территории, охваченные равномерными по площади вертикальными движениями (глубоководные котловины, платформы) не проявляют сейсмической и тектоно-магматической активности. В основном она сосредоточена на периферии таких областей или в зонах их сочленения. Это можно было бы объяснить неравномерным охлаждением литосферы по площади, приводящим к ее дифференцированному прогибанию вследствие кристаллизации расплавленной компоненты астеносферы и теплового сжатия литосферы. Таким образом, мы приходим к необходимости рассмотрения напряженного состояния неравномерно проседающего слоя.

Вновь обратимся к простой модели. Пусть упругий однородный весомый слой лежит на деформируемом, но нерастяжимом в горизонтальном направлении основании. Сверху он может быть нагружен слоем воды. В случае плоской деформации уравнения равновесия в перемещениях (уравнения Ламе) имеют вид

$$(\lambda + G) \frac{\partial \theta}{\partial x} + G \nabla^2 u_x = 0, \quad (\text{II.37})$$

$$(\lambda + G) \frac{\partial \theta}{\partial y} + G \nabla^2 u_y - \rho g = 0;$$

здесь

$$\theta = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y}; \quad \nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2};$$

ρ — плотность материала упругого слоя; λ и G — константы Ламе (G — модуль сдвига).

Пусть на нижней границе ($y=0$) бесконечного слоя мощностью h заданы вертикальные смещения в виде периодического возмущения (рис. 21):

$$u_y = A (\cos \alpha x - 1), \quad (\text{II.38})$$

где $\alpha = \frac{2\pi}{l}$, l — период возмущения.

Тогда горизонтальные смещения частиц слоя будут

$$u_x = \psi(y) \sin \alpha x. \quad (\text{II.39})$$

Верхняя граница слоя качественно должна повторять форму нижней, и вертикальные смещения произвольной горизонтальной плоскости слоя должны быть

$$u_y = \Phi(y) [\cos \alpha x - \varphi(y)].$$

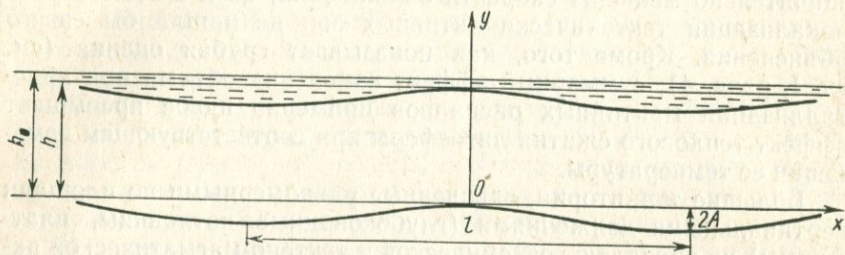


Рис. 21. К задаче неравномерного проседания упругого слоя.

Обозначив произведение двух функций y как третью функцию той же переменной, запишем

$$u_y = \Phi(y) \cos \alpha x - \xi(y). \quad (\text{II.40})$$

Здесь $\psi(y)$, $\Phi(y)$, $\xi(y)$ — пока неизвестные функции.

Будем рассматривать небольшие амплитуды перемещений и большие периоды возмущений по сравнению с мощностью h . Если отнести все величины, имеющие размерность длины, к h , то $\alpha < 1$.

Угол между нормалью к поверхности возмущенного слоя и осью y мал. В этом случае на верхней границе слоя можно принять условия

$$\sigma_{yy} = -\rho_0 g h_b \text{ при } y = h \quad (\text{II.41})$$

и, пренебрегая вязкостью воды,

$$\tau_{xy} = 0 \text{ при } y = h, \quad (\text{II.42})$$

где σ_{yy} — вертикальная нормальная составляющая тензора напряжений; τ_{xy} — касательная составляющая; ρ_0 — плотность воды; g — ускорение свободного падения;

$$h_b = h_0 - (h + u_y|_{y=h}).$$

Продифференцируем выражения для смещений (II.39) и (II.40) и подставим производные в уравнения равновесия (II.37). Пренебрегая членами, содержащими искомые функции в произведении с $\alpha^2 \ll 1$, после несложных преобразований получим

$$-\alpha(\lambda + G)\Phi' + G\psi'' = 0; \quad (\text{II.43})$$

$$(\lambda + G)(\alpha\psi' + \Phi'') + G\Phi'' - \frac{\lambda + 2G}{\cos \alpha x} \xi'' - \frac{\rho g}{\cos \alpha x} = 0. \quad (\text{II.44})$$

Последнее уравнение распадается на два, из которых одно зависит только от y , а второе — и от x . Таким образом, получаем систему

$$-\alpha(\lambda + G)\Phi' + G\psi'' = 0; \quad (\text{II.45})$$

$$\alpha(\lambda + G)\psi' + (\lambda + 2G)\Phi'' = 0, \quad (\text{II.46})$$

в которой все члены зависят только от y , следовательно, ее можно рассматривать как систему обыкновенных дифференциальных уравнений.

Кроме того, имеем уравнение

$$\xi'' = -\frac{\rho g}{\lambda + 2G}, \quad (\text{II.47})$$

из которого находим

$$\xi = -\frac{\rho g}{2(\lambda + 2G)}y^2 + D_1y + D_2. \quad (\text{II.48})$$

Введем обозначения:

$$b = \frac{\alpha(\lambda + G)}{G}, \quad d = \frac{\alpha(\lambda + G)}{\lambda + 2G}, \quad bd = m^2 = \frac{\alpha^2(\lambda + G)^2}{(\lambda + 2G)G}$$

и перепишем систему (II.45), (II.46) в виде

$$\psi'' - b\Phi' = 0; \quad (\text{II.49})$$

$$\Phi'' + d\psi' = 0. \quad (\text{II.50})$$

Отсюда следует уравнение для ψ :

$$\psi'''' + m^2\psi' = 0. \quad (\text{II.51})$$

Интегрируя это уравнение и подставляя полученное значение для ψ' в уравнение (II.49), окончательно находим

$$\psi = \frac{1}{m}(C_1 \sin my + C_2 \cos my) + C_3; \quad (\text{II.52})$$

$$\Phi = \frac{1}{b}(C_1 \cos my + C_2 \sin my) + C_4. \quad (\text{II.53})$$

Постоянные $C_1 - C_4$, D_1 и D_2 определим, используя условия на границах упругого слоя. На нижней границе, т. е. при $y = 0$

$$u_y = \cos \alpha x \left(\frac{C_1}{b} + C_4 \right) - D_2 = A \cos \alpha x - A,$$

следовательно,

$$D_2 = A, \quad C_1 = (A - C_4)b. \quad (\text{II.54})$$

Для случая плоской деформации имеют место следующие соотношения между компонентами тензоров напряжений и деформаций:

$$\begin{aligned}\sigma_{xx} &= \lambda \left(\frac{1}{\sigma_1} e_{xx} + e_{yy} \right); \\ \sigma_{yy} &= \lambda \left(e_{xx} + \frac{1}{\sigma_1} e_{yy} \right); \\ \tau_{xy} &= G e_{xy},\end{aligned}\tag{II.55}$$

где $\sigma_1 = \frac{\sigma}{1-\sigma}$, σ — коэффициент Пуассона. Как известно,

$$e_{xx} = \frac{\partial u_x}{\partial x}, \quad e_{yy} = \frac{\partial u_y}{\partial y}, \quad e_{xy} = \frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x}.$$

В нашем случае, следовательно,

$$\begin{aligned}e_{xx} &= \alpha \cos \alpha x \psi; \\ e_{yy} &= \cos \alpha x \Phi' - \xi'; \\ e_{xy} &= \sin \alpha x (\psi' - \alpha \Phi)\end{aligned}$$

и

$$\tau_{xy} = G \sin \alpha x \left[\left(1 - \frac{\alpha}{b} \right) (C_1 \cos my + C_2 \sin my) - \alpha C_4 \right]. \tag{II.56}$$

Из условия (II.42) получаем

$$C_2 = \frac{b [(L + \cos mh) C_4 - A \cos mh]}{\sin mh}, \tag{II.57}$$

где $L = \frac{G}{\lambda}$.

$$\begin{aligned}\sigma_{yy} &= \lambda \left\{ \cos \alpha x \left[\left(\frac{\alpha}{m} - \frac{m}{\sigma_1 b} \right) (C_1 \sin my - C_2 \cos my) + \alpha C_3 \right] + \right. \\ &\quad \left. + \frac{1}{\sigma_1} \left(\frac{\rho g y}{\lambda + 2G} - D_1 \right) \right\}.\end{aligned}$$

Из условия (II.41) следует

$$\begin{aligned}-\rho_0 g \left[h_0 - h - \cos \alpha x \left\{ \frac{1}{b} (C_1 \cos mh + C_2 \sin mh) + C_4 \right\} - \right. \\ \left. - \frac{\rho g h^2}{2(\lambda + 2G)} + D_1 h + A \right] = \lambda \left\{ \cos \alpha x \left[\left(\frac{\alpha}{m} - \frac{m}{\sigma_1 b} \right) (C_1 \sin mh - \right. \right. \\ \left. \left. - C_2 \cos mh) + \alpha C_3 \right] + \frac{1}{\sigma_1} \left[\frac{\rho g h}{\lambda + 2G} - D_1 \right] \right\}.\end{aligned}\tag{II.58}$$

Приравниваем отдельно коэффициенты, стоящие при $\cos \alpha x$, и члены, не зависящие от x . Первое равенство дает:

$$C_3 = \frac{L (C_1 - C_4 b L \cos mh)}{m \sin mh} + \frac{\rho_0 g C_4 (L + 1)}{\lambda \alpha}; \tag{II.59}$$

из второго получим

$$D_1 = \frac{\frac{\lambda \rho g h}{\sigma_1 (\lambda + 2G)} + \rho_0 g \left[h_0 - h - \frac{\rho g h^2}{2(\lambda + 2G)} + A \right]}{\frac{\lambda}{\sigma_1} - \rho_0 g h}. \quad (\text{II.60})$$

Постоянную C_4 определим из условий сопряжения упругого слоя с основанием. В случае «прилипания» слоя к основанию

$$u_x = 0 \text{ при } y = 0;$$

в случае свободного проскальзывания

$$\tau_{xy} = 0 \text{ при } y = 0.$$

При «прилипании» имеем

$$u_x = \sin \alpha x \psi(y) = \sin \alpha x \left[\frac{1}{m} (C_1 \sin my - C_2 \cos my) + C_3 \right] = 0$$

при $y = 0$, т. е.

$$\sin \alpha x \left(-\frac{C_2}{m} + C_3 \right) = 0,$$

откуда следует $C_3 = \frac{C_2}{m}$.

Используя выражения (II.57) и (II.59), определяем

$$C_4 = AM. \quad (\text{II.61})$$

Выражение для τ_{xy} при $y = 0$ будет

$$\tau_{xy} = AG \sin \alpha x \left(\alpha \frac{\lambda}{G} - bM \right),$$

где

$$M = \frac{L + \cos mh}{L(2 + L \cos mh) + \cos mh - \frac{\rho_0 g L m \sin mh}{\lambda \alpha^2}}. \quad (\text{II.62})$$

Максимальное значение τ_{xy}^0 ($y = 0$) будет при $x = l/4$. Эту величину рассматриваем как максимальный «коэффициент прилипания»:

$$\tau_{xy}^0 = A\alpha [\lambda - (\lambda + G)M].$$

В случае неполного «прилипания», или частичного проскальзывания, введем величину $0 < k < 1$ и запишем

$$\tau_{xy} = kA\alpha [\lambda - (\lambda + G)M] \text{ при } y = 0, x = \frac{l}{4}.$$

Приравнивая это выражение и выражение (II.56) для τ_{xy} в той же точке, получим

$$C_4 = A \left[\frac{\lambda(1-k)}{\lambda+G} + kM \right] = AN. \quad (\text{II.63})$$

Итак, постоянные C_i ($i = 1, 2, 3, 4$) определяются следующими выражениями:

$$C_1 = A(1 - N)b;$$

$$C_2 = \frac{Ab [LN + (N - 1) \cos mh]}{\sin mh};$$

$$C_3 = A \left[\frac{Lb(1 - N - NL \cos mh)}{m \sin mh} + \frac{\rho_0 g N (L + 1)}{\lambda \alpha} \right]; \quad (\text{II.64})$$

$$C_4 = AN,$$

где

$$N = \frac{\lambda(1 - k)}{\lambda + G} + kM \quad (N = M \text{ при } k = 1).$$

При $k=1$ имеем случай «прилипания» упругого слоя к основанию, а при $k=0$ — свободного проскальзывания.

Для описания напряженного состояния нашей модели потребуются следующие характеристики.

Смещения:

$$u_x = \sin \alpha x \left[\frac{1}{m} (C_1 \sin my - C_2 \cos my) + C_3 \right]; \quad (\text{II.65})$$

$$u_y = \cos \alpha x \left[\frac{1}{b} (C_1 \cos my + C_2 \sin my) + C_4 \right] + \frac{\rho g y^2}{2(\lambda + 2G)} - D_1 y - A. \quad (\text{II.66})$$

Напряжения:

$$\sigma_{xx} = \lambda \left\{ \cos \alpha x \left[\left(\frac{\alpha}{\sigma_1 m} = \frac{m}{b} \right) (C_1 \sin my - C_2 \cos my) + \frac{\alpha}{\sigma_1} C_3 \right] + \frac{\rho g y}{\lambda + 2G} - D_1 \right\}; \quad (\text{II.67})$$

$$\sigma_{yy} = \lambda \left\{ \cos \alpha x \left[\left(\frac{\alpha}{m} - \frac{m}{\sigma_1 b} \right) (C_1 \sin my - C_2 \cos my) + \alpha C_3 \right] + \frac{\rho g y}{\sigma_1 (\lambda + 2G)} - \frac{D_1}{\sigma_1} \right\}; \quad (\text{II.68})$$

$$P = \frac{1 + \sigma}{3} (\sigma_{xx} + \sigma_{yy}) \quad (\text{давление, всестороннее сжатие-растяжение}); \quad (\text{II.69})$$

$$\tau_{xy} = G \sin \alpha x \left[\left(1 - \frac{\alpha}{b} \right) (C_1 \cos my + C_2 \sin my) - \alpha C_4 \right]; \quad (\text{II.70})$$

$$|\tau_{\max}| = \frac{1}{2} |\sigma_{\max} - \sigma_{\min}|; \quad (\text{II.71})$$

σ_{\max} и σ_{\min} определяем как наибольший и наименьший корни кубического уравнения:

$$\sigma_r^3 - 3P\sigma_r^2 + \left[\sigma \left(\frac{3P}{1+\sigma} \right)^2 + R \right] \sigma_r - \sigma \frac{3P}{1+\sigma} R = 0; \quad (\text{II.72})$$

причем

$$R = \sigma_{xx}\sigma_{yy} - \tau_{xy}^2. \quad (\text{II.73})$$

Траектории напряжений:

$$\beta_1 = \frac{1}{2} \arctg \frac{2\tau_{xy}}{\sigma_{xx} - \sigma_{yy}}; \quad (\text{II.74})$$

$$\beta_2 = \beta_1 + \frac{\pi}{4}. \quad (\text{II.75})$$

Здесь τ_{\max} — максимальное касательное напряжение; σ_{\min} , σ_{\max} — минимальное и максимальное главные напряжения; β_i ($i=1, 2$) — угол между внешней нормалью элемента поверхности, в которой действует соответствующее напряжение и положительным направлением оси x в сторону от последней к положительному направлению оси y . Поле β_1 характеризует траектории главных напряжений, а поле β_2 — траектории максимальных касательных напряжений.

При вычислении примеров напряженного состояния упругого слоя были приняты следующие значения постоянных: $G=3,5 \times 10^{11}$ дин/см², $\sigma=0,32$, $\rho=3,3$ г/см³, $\rho_0=1$ г/см³, $g=981$ см/с², $h=3 \cdot 10^6$ см, $h_0=3,2 \cdot 10^6$ см. Вычисления сделаны при различных значениях параметров A , l и k . Результаты приведены на рис. 22—26. Так как изгиб слоя задан по косинусоидальному закону, характеристики полей напряжений, во-первых, симметричны относительно оси y и, во-вторых, повторяются с периодом l при перемещении вдоль оси x . Поэтому на рисунках изображена только та часть слоя, которая соответствует положительным значениям x от 0 до $3/4 l$ или до $1/2 l$ (рис. 26). Для компактности изображения вертикальный и горизонтальный масштабы слоя на рис. 22—25 приняты разными. Степень несоответствия масштабов в каждом случае видна из обозначений на рисунках. Для большей наглядности поля напряжений построены на разрезе утрированно изогнутого слоя. Поля смещений из-за малости их величин и сложности изображения в мелком масштабе не приводятся. Качественное представление об изменении вертикальной составляющей вдоль оси x дает изображенный на всех рисунках изгиб слоя. По толщине слоя составляющие вектора смещения изменяются незначительно. Максимальные величины вертикальной ($\max u_y=2A$ при $y=0$, $x=l/2$) и горизонтальной ($\max u_x$ при $y=h$; $x=l/4$) составляющих вектора смещений частиц слоя приведены на рисунках, или в подписях к рисункам. Поля касательных напряжений, одинаковые как с

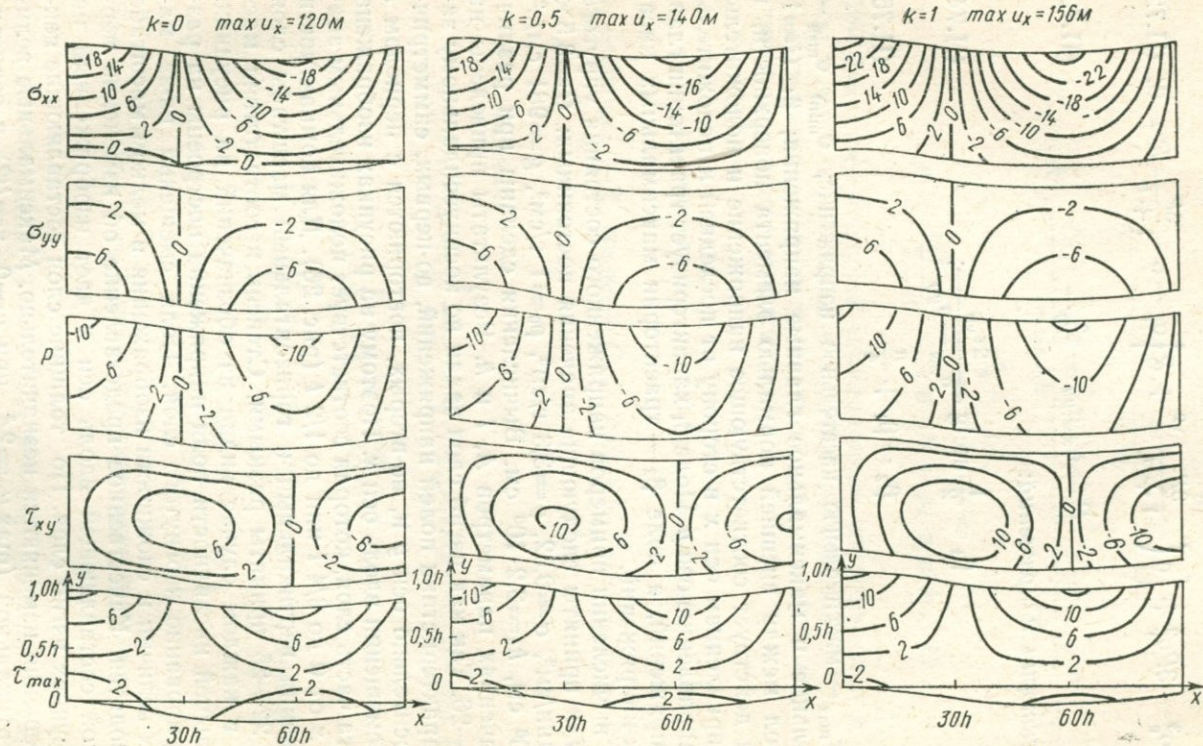


Рис. 22. Напряженное состояние невесомого упругого слоя, изгибаемого по закону косинуса:

$l=120h$ (3600 км); $2A=0,2h$ (6 км).

Изолинии даны: для $\tau_{xy} - 10^9$ дин/см², для остальных напряжений — 10^7 дин/см².

учетом веса слоя, так и без него, рассмотрены только в случае невесомого слоя.

На рис. 22 представлены поля дополнительных напряжений (к напряжениям, обусловленным весом слоя), возникающих в упругой модели литосферы при ее неравномерном проседании. Расстояние между двумя точками максимального (равного 6 км) проседания составляет 3600 км, т. е. изгиб слоя чрезвычайно пологий. Приведены случаи полного проскальзывания нижней границы упругого слоя по основанию ($k=0$), частичного проскальзывания ($k=0,5$) и полного «прилипания» к основанию ($k=1$). Как видно из рисунка, качественно поля напряжений во всех трех случаях идентичны, а количественные различия невелики. На этом основании другие примеры напряженного состояния упругой модели литосферы рассмотрены только для случая $k=0,5$, по-видимому, наиболее близкого к реальным условиям.

Максимальные величины абсолютных значений дополнительных напряжений при таком пологом изгибе слоя не превышают $\sim 2 \cdot 10^8$ дин/см² (0,2 кбар). Наибольшее дополнительное растяжение возникает в относительно приподнятых участках слоя, а наибольшее сжатие — в опущенных. (Как обычно принято, растягивающие нормальные напряжения — положительные, а сжимающие — отрицательные).

Учет силы тяжести резко изменяет картину напряженного состояния упругого слоя при том же его изгибе. При слишком пологом изгибе дополнительные напряжения практически не сказываются на напряженном состоянии слоя, обусловленном весом материала. Поэтому все три случая, приведенные на рис. 22, с учетом силы тяжести становятся неразличимыми и показаны на рис. 23. Как видно, поля нормальных напряжений характеризуются исключительно отрицательными значениями, т. е. очень пологий изгиб слоя не изменил в нем условий сжатия, обусловленных весом материала.

Значения максимальных касательных напряжений достигают

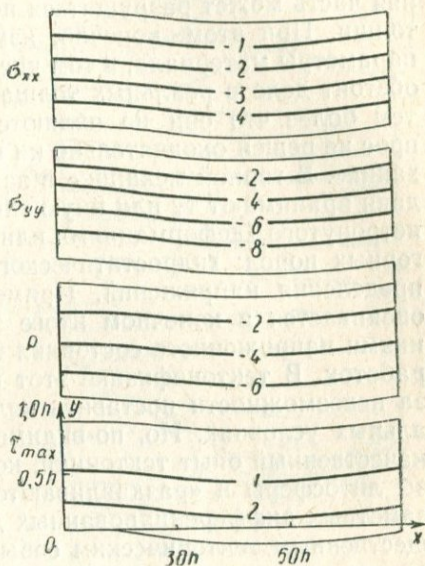


Рис. 23. Напряженное состояние весо- мого упругого слоя, изгибаемого по закону косинуса:

$l=120h$ (3600 км); $\Sigma A=0,2h$ (6 км).
Изолинии напряжений — 10^8 дин/см² (кбар);
тах $\mu_x=140$ м при $k=0,5$.

в нижней части слоя величины 1—2 кбар, чего достаточно для образования разрывов в горных породах. Следует подчеркнуть, что такие высокие значения напряжений связаны не с изгибом слоя, а обусловлены его весом и негидростатичностью распределения напряжений в весомом слое с коэффициентом Пуассона материала, отличным от 0,5. В твердых телах $\sigma < 0,5$, поэтому следует ожидать, что при достаточной мощности слоя его нижняя часть может разрушиться под действием веса вышележащей толщи. При этом, конечно, изменятся и эффективные упругие параметры материала, в том числе и коэффициент Пуассона. Как обстоит дело в реальных толщах горных пород, сказать трудно, тем более что они не являются идеально упругими. Этот вопрос не решен окончательно ни в тектонофизике, ни в горной механике. В горной механике в зависимости от вида решаемой задачи принимают ту или иную гипотезу о напряженном состоянии нетронутого (деформациями или горными выработками) массива горных пород: гидростатического или негидростатического распределения напряжений. Применимость той или иной модели оценивается в конечном итоге экспериментальными исследованиями напряженного состояния горных пород вокруг горных выработок. В тектонофизике этот вопрос решить еще сложнее из-за невозможности поставить количественный эксперимент в реальных условиях. Но, по-видимому, можно ориентироваться на качественный опыт тектоники, который показывает, что если низы литосферы и «раздавливаются» ее весом, то при отсутствии заметных дифференцированных движений это не приводит к существенным тектоническим событиям в земной коре. Возможно, это связано с тем, что такая нарушенность типа скальвания (если она действительно есть), к тому же распространенная не на всю толщу литосферы, не может создать эффективную проницаемость для мантийных магм.

Таким образом, основное внимание следует сосредоточить на напряженном состоянии литосферы, связанном с ее дифференцированными перемещениями.

На рис. 24 и 25 представлены результаты расчетов напряженного состояния упругой модели литосферы в случаях, когда расстояние между точками максимального проседания (равного 3 км) составляет соответственно 720 и 360 км. Как и следовало ожидать, чем рельефнее изгиб модели, тем больший вклад в общее напряженное состояние вносят дополнительные напряжения. Поля дополнительных напряжений характеризуются следующими особенностями. Значения горизонтальных напряжений (σ_{xx}) значительно превосходят значения вертикальных (σ_{yy}). Это связано с тем, что скорость изменения величины смещений частиц модели в горизонтальном направлении значительно больше, чем в вертикальном (но абсолютные значения максимальной вертикальной компоненты смещений больше, чем максимальной горизонтальной). В относительно приподнятой части слоя (греб-

не) господствуют условия растяжения (как всестороннего P , так и по отдельным компонентам тензора напряжений σ_{xx} и σ_{yy}), а в опущенной части слоя (впадине) — условия сжатия. Абсолютная величина напряжений σ_{xx} возрастает от подошвы слоя к его кровле, а напряжений σ_{yy} — в обратном направлении. Поскольку

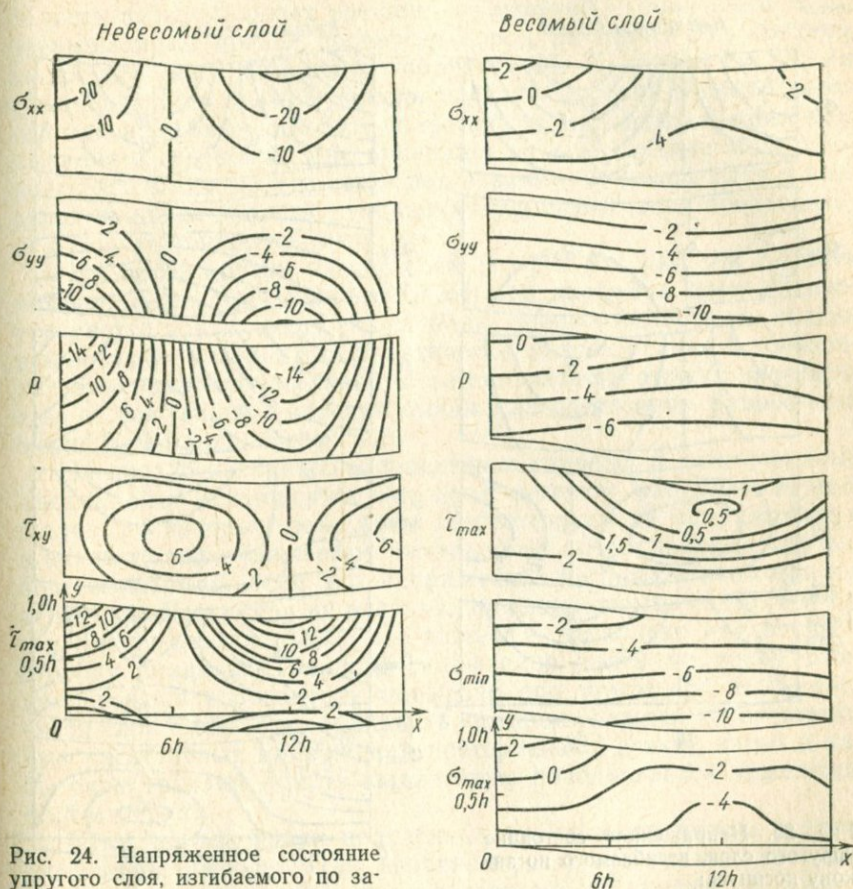


Рис. 24. Напряженное состояние упругого слоя, изгибаемого по закону косинуса:

$l=24h$ (720 км); $2A=0,1h$ (3 км); $k=0,5$.
 Изолинии даны: для невесомого слоя $\tau_{xy}=10^7$ дин/см², остальные напряжения — 10^8 дин/см²; для весомого слоя — 10^8 дин/см² (кбар); $\max u_x = 360$ м.

σ_{xx} превышают σ_{yy} , закономерность измерения P в вертикальном направлении — такая же, как и у σ_{xx} . Величина касательных напряжений в случае $l=3600$ км (120 h) на два порядка, а в случае $l=720$ км (24 h) — на порядок меньше, чем нормальных, при $l=360$ км (12 h) касательные напряжения уже соизмеримы с нормальными. Максимальные абсолютные значения τ_{xy} при-

ходятся на склоны между гребнями и впадинами, т. е. на зоны максимальных значений горизонтальных смещений частиц слоя и максимальной скорости изменения вертикальных смещений в горизонтальном направлении.

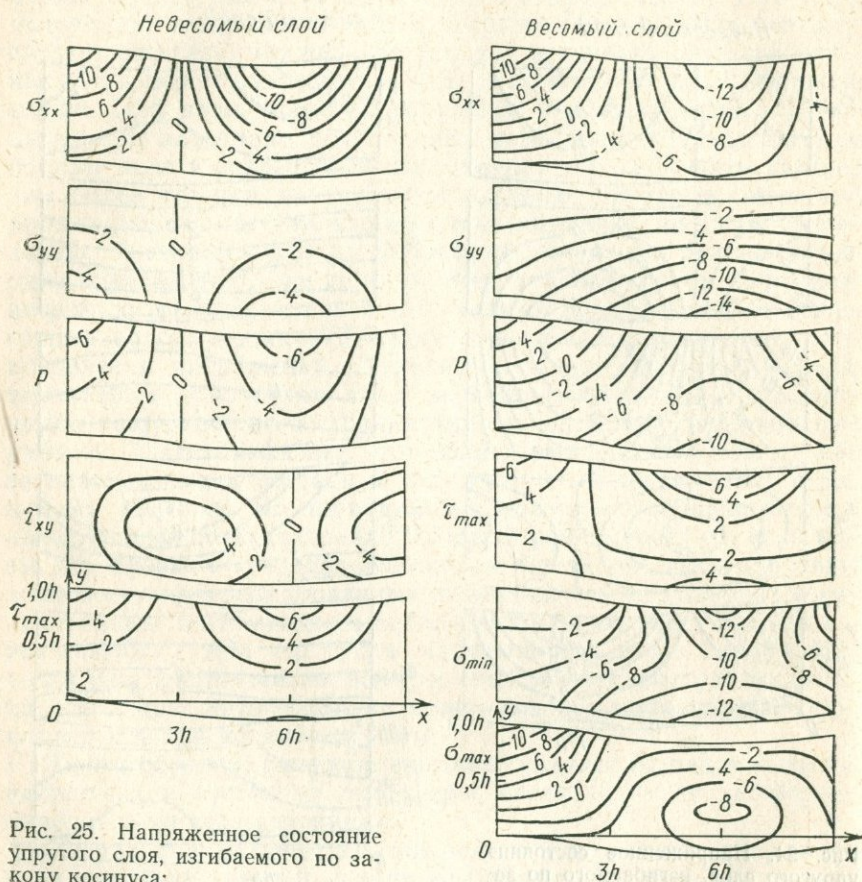


Рис. 25. Напряженное состояние упругого слоя, изгибаемого по закону косинуса:

$l=12h$ (360 км); $2A=0,1h$ (3 км); $k=0,5$.
 Изолинии даны: для τ_{xy} — 10^8 дин/см²; для остальных напряжений — 10^9 дин/см² (кбар),
 $\max u_x = 745$ м.

С учетом веса материала слоя поля напряжений при l , равном 720 и 360 км, уже существенно отличаются, особенно в последнем случае, от напряженного состояния недеформированного весомого слоя. При $l=720$ км в верхних частях гребней возникают условия небольшого всестороннего растяжения, по компоненте σ_{xx} оно значительное и проникает в глубь слоя до трети его мощности.

Условия возникновения трещин отрыва можно в первом приближении охарактеризовать при помощи величины σ_{\max} , а трещин скалывания — величины τ_{\max} . Область потенциальных трещин отрыва приблизительно соответствует положительным значениям σ_{\max} , превышающим предел прочности пород на отрыв, а область потенциальных трещин скалывания — значениям τ_{\max} , превышающим предел прочности пород на сдвиг. Эти пределы имеют величину порядка килобара [146]. В случае $l=720$ км трещиноватость отрыва должна проявиться лишь в самой верхней части гребня (рис. 24); область потенциальных трещин скалывания в гребневой зоне проникает на всю глубину слоя, продолжаясь в нижней его части под впадину. В кровле слоя в пределах впадины область трещиноватости скалывания представляет собой маломощную линзу.

При более крутом изгибе слоя ($l=360$ км; рис. 25) область потенциальной трещиноватости отрыва в гребне слоя распространяется почти до $3/4$ его глубины, трещиноватость же скалывания может развиваться практически по всему слою. В горизонтальном направлении область трещиноватости отрыва простирается от оси гребня в каждую сторону на расстояние, равное примерно 2—2,5 мощностям слоя.

На рис. 26 изображены траектории главных и максимальных касательных напряжений. Они представляют направления площадок, по которым действуют соответствующие напряжения, и в какой-то мере указывают направление потенциальных поверхностей разрыва, если эти напряжения достигают необходимой величины. Как видно из рисунка, трещины отрыва в верхней части гребня вертикальные, а в нижней — несколько наклонены в сторону впадины. Трещины скалывания почти по всему слою наклонены к горизонтали примерно под углом 45° . В средней части слоя в области впадины траектории главных и максимальных касательных напряжений претерпевают резкий изгиб и как бы оконтуривают линзу, под которую пододвигается нижележащий материал.

Итак, на основании полученных результатов можно сделать следующие выводы. При неравномерном проседании весомого слоя на участке между двумя соседними впадинами (в гребне) возникают наиболее благоприятные условия для образования субвертикальных трещин отрыва. По-видимому, трещины только этого типа могут служить эффективными каналами для поступления вверх мантийных расплавов пород. Для образования глубинных трещин отрыва достаточно, чтобы образовались сравнительно небольшие углы наклона литосферы. В рассмотренной упругой модели они составляют величину порядка 1° . В реальной среде вследствие длительности процесса проседания и частичной релаксации напряжений в горных породах, не являющихся идеально упругими материалами, для образования трещин отрыва требуются, вероятно, несколько большие наклоны, но вряд ли

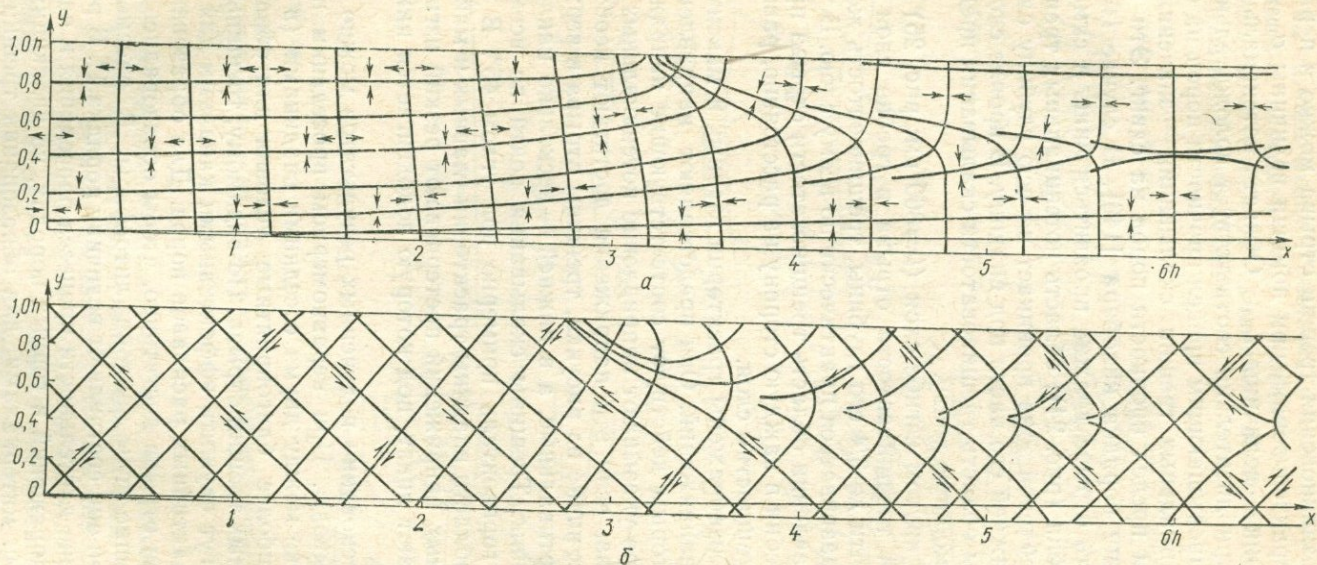


Рис. 26. Траектории главных нормальных (а) и максимальных касательных (б) напряжений в весоном упругом слое, изогнутом по косинусоидальному закону:
 $l=12h$ (360 км); $2A=0,1h$ (3 км); $k=0,5$.

они будут превышать полученную величину на порядок. Наклоны же литосферы, измеряемые первыми градусами, по-видимому, вполне могут образоваться в реальных условиях.

* * *

Таким образом, многофазно-слоистая система верхней мантии различно реагирует на медленное остывание литосферы, с одной стороны, и изменение давления — с другой. В первом случае в заметное движение вовлекается лишь верхняя фазовая граница (кровля верхнего астеносферного слоя), во втором — практически все границы фазовых переходов.

Неравномерное по площади охлаждение и кристаллизация расплавленной компоненты создают, в конце концов, заметные формы рельефа поверхности полиастеносферы. В области наиболее крутых форм этого рельефа возникают напряжения, по своей величине вполне достаточные, чтобы вызвать нарушенность горных пород. В гребневидных формах создаются условия для образования раскрытых трещин отрыва (раздвигов) — наиболее подходящих каналов для движения вверх расплавленной компоненты материала мантии. Перемещения расплавов в мантии резко сниженного давления), а по ним — в литосферу и кору, приводят к перераспределению материала и давления в среде. Это в свою очередь обуславливает новые перемещения фазовых границ и связанные с ними движения всей вышележащей толщи.

Таким образом, медленный процесс остывания литосферы на определенных ее участках приводит к созданию условий, нарушающих относительное равновесие многофазной системы. Для этих участков наступает этап сравнительно быстрого преобразования структуры тектоносферы, в котором важнейшая роль принадлежит перемещениям расплавов горных пород.

К сожалению, пока не представляется возможным дать строгое и последовательное количественное описание столь сложного процесса. Серьезные, а иногда и принципиальные трудности возникают и при попытках физического моделирования предполагаемых тектонических механизмов. Реальный путь исследования многофазно-слоистой системы тектоносферы и ее эволюции состоит, по-видимому, в том, чтобы попытаться расчленить сложный процесс на отдельные фазы, поддающиеся количественному описанию или моделированию.

Глава III. **СХЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ
И РАЗВИТИЯ ВАЖНЕЙШИХ
РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
СТРУКТУР**

**1. НАЧАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
ЭТАПЫ ЗЕМЛИ**

Начало геологической и тектонической жизни Земли следует связывать, по-видимому, с образованием земной коры. Одним из возможных процессов образования коры является зонная плавка, происшедшая, вероятно, в самой верхней части мощностью около 10 км. Если первичное вещество по составу было близко к базальт-перидотитовой смеси типа пиролита и зонная плавка произошла практически одновременно по всей планете, то должна была образоваться литосфера мощностью около десяти километров, причем верхние два-три километра представляли собой базальтовую кору, а нижние семь-восемь километров слагались остаточными перидотитами.

Одновременно или несколько раньше произошло, видимо, расслоение верхней мантии на слои с повышенной концентрацией легкоплавкой компоненты (астеносферные) и слои, практически лишенные этой компоненты (межастеносферные). После этого в образовавшейся полиастеносфере постепенно установились квазистационарные тепловые условия, а литосфера вошла в режим медленного охлаждения.

Как первичная кора, так и все концентрически-сферические слои тектоносферы не были, вероятно, идеально выдержанными по мощности и составу. При любом способе образования планеты и любом ходе ее догеологической истории предположение о наличии некоторых флуктуаций мощности и состава представляется более естественным, чем допущение идеальной сферической симметрии, как геометрической, так и вещественной. Вероятнее всего также, что неоднородности в плане могли иметь произвольную форму, близкую к изометричной, — округлую, овальную, полигональную со сглаженными углами, амебообразную и т. д. Степень отличия таких «пятен» от окружающей их среды была, надо полагать, максимальной в их центральных частях и более или менее плавно убывала к периферии. Размеры неоднородностей, а также их взаимное расположение были, вероятно, случайными или в какой-то степени определялись догеологической историей и ротационным режимом системы Земля — Луна — Солнце.

Поверхность первичной земной коры была, по-видимому, относительно плавной, крупные резкие формы рельефа отсутствовали. Если атмосфера Земли могла существовать еще в догеологическую эпоху, то гидросфера образовалась скорее всего одновременно с формированием литосферы или вскоре после этого события [148].

Если вслед за В. А. Магницким (см. гл. I, разд. 2) принять, что есть определенная количественная связь между массой коры и массой гидросферы, можно грубо оценить глубину первичного океана, покрывавшего первичную кору. Примем среднюю мощность современной океанической коры равной 7 км, а континентальной — 33 км. Поверхность Земли равна приблизительно $5 \cdot 10^{18}$ см². Океаническая кора занимает около $2/3$ поверхности, или $3,3 \cdot 10^{18}$ см², континентальная, следовательно, около $1,7 \cdot 10^{18}$ см². Объем океанической коры $2,3 \cdot 10^{24}$ см³, континентальной — $5,6 \cdot 10^{24}$ см³. Масса океанической коры ($\rho_{ок} \approx 2,9$ г/см³) составляет около $0,67 \cdot 10^{25}$ г, континентальной ($\rho_{к} \approx 2,8$ г/см³) около $1,57 \cdot 10^{25}$ г. Общая масса современной земной коры — около $2,2 \cdot 10^{25}$ г. Воды на Земле в океанах в настоящее время содержится около $1,5 \cdot 10^{24}$ г. Таким образом, образование 1 г коры сопровождается выделением около 0,07 г воды. Масса первичной коры (мощность 3 км, плотность 2,9 г/см³) была примерно равна $4,35 \cdot 10^{24}$ г, следовательно, выделившийся при ее образовании объем воды был приблизительно $0,3 \cdot 10^{24}$ см³. Если всю эту воду равномерно распределить по поверхности Земли, то получится средняя глубина первичного океана около 600 м. Если амплитуды рельефа поверхности Земли превышали эту величину, то сухие участки поверхности существовали с самого начала геологической истории.

Начавшееся охлаждение литосферы вызвало постепенную кристаллизацию расплавленной компоненты в кровле верхнего астеносферного слоя. Из-за наличия неоднородностей остывание литосферы и продвижение вниз верхней фазовой границы было неравномерным, «пятнистым». Отдельные пятна остывали несколько быстрее, чем окружающие их области. Скорее всего эти пятна характеризовались увеличенной мощностью астеносферных слоев, по крайней мере верхних. Более тонкая литосфера должна охлаждаться быстрее. Остывание в пределах каждого такого пятна начиналось в центре и постепенно распространялось к периферии. Вследствие этого, а также благодаря наличию литосферного слоя изометричные неоднородности кристаллизующейся астеносферы на поверхности проявлялись еще более округленными погружениями, постепенно углубляющимися и увеличивающимися в диаметре.

Характерные размеры пятен были, надо полагать, самыми различными — от десятков до тысяч километров. Крупные пятна возможно, осложнялись неоднородностями более высокого порядка. Образование рельефных неоднородностей второго, тре-

тьего и т. д. порядков естественнее ожидать в тех областях, где мощность астеносферных слоев и концентрация расплавленной компоненты были максимальными. В рельефе поверхности Земли таким областям должны были соответствовать приподнятые участки.

Следствием такого пятнистого, или ячеистого, остывания литосферы и опусканий поверхности явилось возникновение характерного рельефа, представляющего собой совокупность округлых погруженных участков, разделенных относительными возвышенностями.

По достижении определенной амплитуды прогибания в пределах каждого отдельного пятна по его краю, в месте наиболее крутого наклона литосферы, должны были образоваться нарушения сбросо-раздвигового характера. В эти нарушения из прилегающих к ним участков астеносферного слоя поступала расплавленная компонента. При внедрении в литосферу и частичном излиянии на поверхность магматический материал увеличивал мощность коры в зоне обрамляющих пятно разломов, создавая на поверхности кальдероподобное возвышение. Подток расплава из участков астеносферного слоя к зоне разломов способствовал дальнейшему увеличению расчлененности рельефа и, следовательно, интенсификации процессов размыва и осадконакопления.

Развитие таких кратероподобных структур можно сопоставить с лунной стадией Земли, выделяемой М. З. Глуховским и Е. В. Павловским [36], которые характеризуют ее «...как самую раннюю планетарную, безгеосинклиналиную и безплатформенную, догранитную, завершившуюся на рубеже 4,5—4,7 млрд. лет. Тектоника, присущая лунной стадии, по-видимому, определяется преобладанием отрицательных овально-кольцевых форм, а из глубинных образований ведущими являются габбро-нориты, гипербазиты и анортозиты. Лунную стадию нельзя именовать догеологической, ибо ее образования доступны для изучения обычными методами геологических исследований».

К лунной стадии развития Земли, помимо катархея р. Сутам и его аналогов на Алданском щите, могут быть отнесены: норит-диоритовая серия на севере Балтийского щита (Жданов, 1966), а также упоминавшиеся ранее (Павловский, 1970) гипербазиты серии Себаквий Южной Родезии, ортоамфиболиты, подстилающие древнейшую серию Кайенна в Гвиане на севере Южной Америки».

С началом вулканических проявлений по краям первичных кратероподобных структур и перемещений расплавленной компоненты в астеносферном слое в зоне корней глубинных разломов вступает в действие механизм локального перераспределения давления в полиастеносфере. Рассмотрим возможную схему развития таких структур. Пусть это будет небольшая структура, диаметр которой не превышает первых десятков километров.

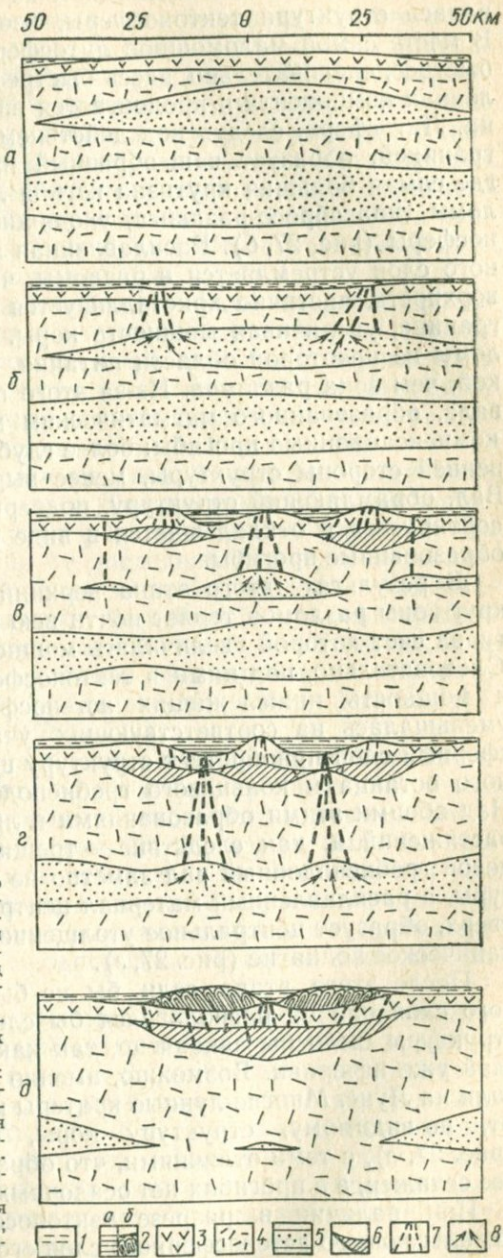


Рис. 27. Схема развития крупной изометричной тектонической структуры (в разрезе):

а — начальная неоднородность структуры тектоносферы;
б — образование прогиба и окаймляющих его глубинных разломов, начало поступления вверх расплавленной компоненты из верхнего астеносферного слоя;
в — образование кольцевого поднятия и компенсационных прогибов, начало формирования центрального вулканического поднятия;
г — возникновение гребневидного рельефа в кровле второго астеносферного слоя вследствие изменившегося давления в среде; опускания кольцевого вала и начало поступления мантийных расплавов под прогибы — начало инверсии движений;
д — окончание первичного тектономагматического цикла в пределах структуры.

1 — вода; 2 — осадочные породы; *а* — неметаморфизованные, *б* — метаморфизованные; 3 — кристаллическая кора; 4 — кристаллическая мантия; 5 — частично расплавленные (астеносферные) слои; 6 — закристаллизованная базальтовая компонента, поступившая из астеносферных слоев в процессе развития структуры; 7 — глубинные разломы; 8 — направления движения расплавов.

Предположим, что после образования первичной коры и расчленения верхней мантии в одном из участков Земли сформировалась структура тектоносферы, изображенная на рис. 27, а. В месте самой маломощной литосферы остывание должно идти быстрее, следовательно, здесь быстрее кристаллизуется расплавленная компонента и продвигается вниз верхняя фазовая граница. Литосфера, следуя под действием силы тяжести за фазовой границей, образует чашеобразный прогиб. На краях прогиба, где самая большая крутизна изгиба литосферы, возникают разломы типа сбросо-раздвига, уходящие корнями в кровлю астеносферы (рис. 27, б). Расплавленная компонента из астеносферного слоя устремляется в разломы, частично изливается на поверхность, частично кристаллизуется в коре или на ее нижней границе, увеличивая мощность коры. Расплав поступает в разломы из некоторой области питания, по-видимому, более широкой, чем зона разломов. Из-за этого по обе стороны кольцевого вала, образованного магматическим материалом, формируются компенсационные прогибы: более глубокий и широкий — с внутренней стороны структуры, менее выразительный — с внешней. Вал, обрамляющий структуру, подвергается размыву: материал сортируется и откладывается в виде осадков, в частности, и в образованные прогибы.

В результате этого этапа верхний астеносферный слой вокруг зоны разломов теряет почти всю расплавленную компоненту, за счет которой увеличилась мощность коры в районе валов. Следовательно, под ними в тектоносфере увеличилось давление и мощность нижележащих астеносферных слоев постепенно уменьшалась на соответствующих участках. Верхний астеносферный слой приобретает структуру центрального конусообразного останца и кольцевого гребнеподобного вала (рис. 27, в). Над обоими этими образованиями в литосфере возникают зоны растяжений и, как следствие — трещиноватость отрыва. Кольцевой гребнеподобный вал заметно не изменяет вид всей структуры, а расплавленный материал центрального конуса, поступая вверх, образует центральное утолщение коры и центральное вулканическое поднятие (рис. 27, г).

После этого этапа, если бы не было второго астеносферного слоя или он располагался бы слишком глубоко, развитие структуры было бы закончено, так как верхний астеносферный слой уже исчерпан. Возможно, именно такие условия существовали на Луне. Многие лунные кратеры небольших размеров имеют, по-видимому, структуру коры, соответствующую схеме (рис. 27, г), с теми отличиями, что обрамляющий вал у них менее сглажен, а в прогибах нет осадочных пород.

При наличии в разрезе тектоносферы второго, неглубоко залегающего астеносферного слоя его первоначальная относительно ровная поверхность под действием перераспределенного давления со временем приобретает рельеф с кольцевым гребне-

видным валом (рис. 27, з), располагающимся под кольцевым прогибом на поверхности. Над гребнем в литосфере вновь возникают разломы и расплавленная компонента из второго астеносферного слоя поступает вверх, в кору. Тонкая кора, принявшая большой объем высокотемпературных мантийных расплавов, сильно прогревается. Отсортированные осадки, имеющие повышенное содержание кремнекислоты и других относительно легкоплавких компонент, претерпевают региональный метаморфизм [130] и, возможно, местами плавятся, образуя магмы среднего и кислого составов. Поступление мантийных расплавов под прогиб вызывает его подъем, сопровождающийся опусканиями краевого вала и центрального поднятия (рис. 27, д).

Начало тектоно-магматической активности второго астеносферного слоя знаменует проявление важных типично земных геологических и тектонических явлений: гранитизацию, инверсию движений, региональный высокотемпературный метаморфизм. По-видимому, именно с этим этапом по нашей схеме следует связать начало нуклеарной стадии, по Е. В. Павловскому.

«*Нуклеарная стадия* развития земной оболочки наступила позже завершения лунной стадии. Для нуклеарной стадии характерно то же отсутствие полей горизонтальных напряжений, что и для лунной, но в отличие от последней наряду с вулканизмом здесь приобретают крупное значение процессы осадконакопления (в неориентированных бассейнах) и гранитизации. Ведущая роль в тектонике нуклеарной стадии, как известно, принадлежит процессам формирования положительных структур гранито-гнейсовых куполов (Павловский, 1962; Павловский, Марков, 1963; Павловский, 1970)» [36].

На рис. 28 представлена аналогичная только что рассмотренной схема начальных этапов развития краевой зоны более крупной неоднородности, имеющей переповерхности в сотни километров. Схемы, изображенные на рис. 27, 28, можно было бы продолжить, но мы ограничимся приведенными этапами, так как принцип построения схем ясен, а дальнейшее развитие структур должно осложняться влиянием различных процессов, происходящих в соседних областях, неоднородностей более высокого порядка и т. п.

Важными результатами рассмотренных этапов развития многофазной модели тектоносферы являются следующие. В пределах образовавшихся структур верхняя фазовая граница оказывается погруженной значительно глубже, чем в областях, где литосфера лишь медленно остывала и не возникала интенсивная трещиноватость и связанные с нею магматические проявления. Дальнейший процесс охлаждения литосферы и продвижения вниз верхней фазовой границы происходил, следовательно, быстрее, уже именно в этих областях, хотя абсолютная скорость остывания здесь не увеличилась. На поверхности Земли появились участки с корой континентального или субконтинентального типа

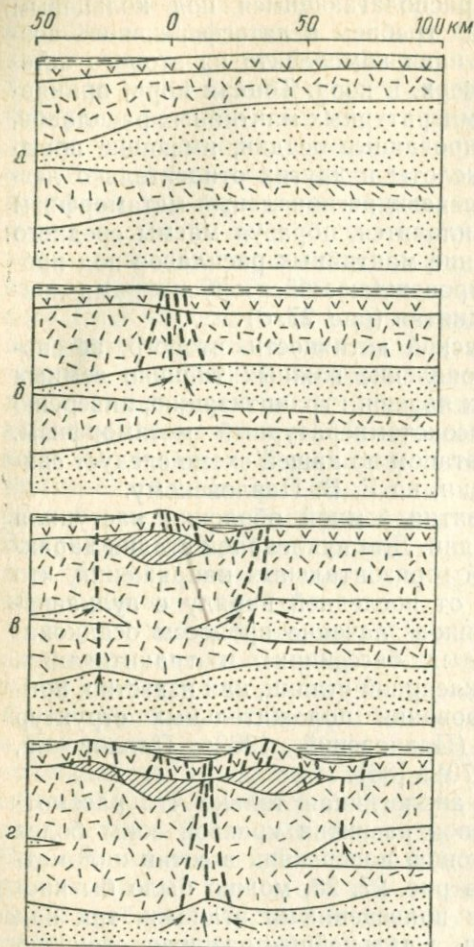


Рис. 28. Схема развития краевой части крупной изометричной тектонической структуры (вертикальный масштаб увеличен):

а — начальная неоднородность структуры тектоносферы;

б — образование нарушений, ограничивающих область сравнительно быстрого остывания; начало магматического процесса;

в — сформирован вулканический хребет и компенсационный прогиб, начинает формироваться второй вулканический хребет;

г — первый хребет вовлечен в опускания, образован гребневидный рельеф во втором астеносферном слое, начало инверсии вертикальных движений.

Условные обозначения те же, что и на рис. 27.

в виде изометричных, преимущественно кольцевых и овальных образований. Отдельные ассоциации таких участков представляли собой, вероятно, ядра будущих континентов.

Примеры древних кольцевых или овальных структур найдены во многих областях. В 1971 г. на I Украинском республиканском тектоническом совещании О. Б. Гинтов доложил о двух кольцевых структурах Украинского щита диаметром 350—450 км, соединяющихся в виде восьмерки и названных им Северной и Южной. Указывалось, что морфология этих структур во многих деталях напоминает малые лунные «моря». Заложение структур произошло раньше, чем образовались самые древние из известных пород Украинского щита. В формировании структур отмечена важная роль кольцевых глубинных разломов и дифференцированных вертикальных движений блоков [34].

Л. И. Салоп [129] приводит материалы по крупным (до 350 км в поперечнике) изометричным структурам Алданского щита, названным им «гнейсовыми складчатыми овалами» (Верхнеалданский, Нижнетимптонский и др.). К подобным овалам Л. И. Салоп относит и Южно-Родезийский кратон в Африке.

Крупные кольцевые структуры обнаружены в Австралии [180].

Е. В. Павловский и М. С. Марков описывают [115] подобные структуры, обнаруженные на территориях Балтийского щита, Канады и Гвианы.

Б. С. Зейлик и Э. Ю. Сейтмуратова приводят данные об Ишимской кольцевой структуре в Казахстане [58].

О генезисе древних кольцевых структур высказывались различные предположения. Л. И. Салоп связывает их образование с ...«поднятием крупных масс реоморфизованного материала земной коры. Причиной подъема должно быть неравномерное продвижение теплового фронта из недр планеты к ее поверхности и в особенности газообразных и жидких флюидов: воды, углекислоты, фтора, бора и т. д.». Б. С. Зейлик и Э. Ю. Сейтмуратова, как и некоторые другие исследователи [105, 117], полагают, что кольцевые структуры образуются в результате падения на Землю крупных метеоритных тел. Длительное (даже в геологическом смысле) развитие таких структур, последовательная смена режимов поднятия и опускания на различных участках дают основание для серьезных сомнений в правильности такого предположения. Метеоритный удар можно было бы принять в качестве инициирующего фактора [125], но в свете рассматриваемой здесь схемы он и в такой роли оказывается излишним. О. Б. Гинтов последовательно придерживается той точки зрения, что образование древних кольцевых структур определяется исключительно «земными» причинами и представляет собой специфическое проявление глубинных процессов, характерное для определенной стадии развития планеты, но в той или иной степени сохраняющееся и в более поздние эпохи.

Поздние этапы развития первичных тектонических структур — изометричных участков с относительно мощной корой и относительно глубоко залегающим верхним астеносферным слоем — знаменуют появление переходных зон между континентальной (или субконтинентальной) корой и океанической. Переходные зоны могли иметь уже достаточно хорошо выраженную линейность, являясь огибающими некоторой совокупности тесно расположенных изометрических структур. Отдельные компактные группы первичных структур в пределах единой нуклеарной ассоциации могли быть разделены относительно узкими зонами с еще не переработанными верхними астеносферными слоями. Постоянно идущий процесс постепенного остывания литосферы именно здесь сопровождается более быстрой кристаллизацией расплавленной компоненты и опережающим прогибанием поверхности.

Таким образом, тесно расположенные группы первичных структур проявляли себя как относительно стабилизированные участки, а разделяющие их зоны — как относительно активно прогибающиеся трюги. Несколько иначе выглядит этот период в описании Е. В. Павловского и М. С. Маркова [115, с. 29—30]:

«... в раннем докембрии после завершения нуклеарной стадии становления силля возникли в ряде районов современных континентов достаточно стабилизированные массы, на которых накапливались формации платформенного типа и развивались очень пологие платформенные структуры. Однако эти зоны ранней стабилизации — протоплатформы — по ряду признаков отличаются от типичных платформ неогей. Главными отличительными признаками являются: 1) возникновение на отдельных участках протоплатформ наложенных геосинклинальных трогов; 2) многообразие магматических проявлений: помимо силлей, даек и экструзий основного состава, местами по глубоким трещинам осуществляется спокойный подъем и совершенная дифференциация крупных масс основной, ультраосновной, а иногда и гранитной магмы (абиссолиты, лополиты и лакколлиты); 3) локальная ремобилизация кристаллического фундамента, в связи с которой создавались сложные структуры изолированных гранито-гнейсовых куполов, деформировавших осадочный чехол протоплатформ; 4) явления локального метаморфизма осадочных пород чехла протоплатформ в зонах развития куполов, абиссолитов, лакколлитов и дополитов.

Перечисленные особенности протоплатформ свидетельствуют о меньшей степени стабилизации их кристаллического фундамента, чем у более молодых платформ неогей».

Основным (и, пожалуй, единственно существенным) отличием процитированной схемы от развиваемой в этой работе является представление о природе протогоеосинклинальных трогов. В соответствии со взглядами Е. В. Павловского и М. С. Маркова они являются наложенными, надо полагать, на более или менее однородную структуру фундамента протоплатформ. По схеме развития многофазной тектоносферы протогоеосинклинальные трогов закладываются в зонах, отставших в своем тектоническом развитии по сравнению с областями тесных групп первичных изометричных структур, т. е. в зонах с относительно тонкой корой.

2. ОКЕАНИЧЕСКИЕ ВПАДИНЫ И ХРЕБТЫ

Области современных океанов в начальные этапы геологической истории, по-видимому, представляли собой обширные пространства сравнительно однородного строения тектоносферы, причем глубина залегания кровли верхнего астеносферного слоя была большей, чем в районах скопления более мелких неоднородностей — будущих континентальных регионов. Поэтому вначале скорость кристаллизации расплавленной компоненты верхней астеносферы здесь была значительно ниже. Кроме того, вследствие выдержанности по простиранию глубины фазовой границы, ее продвижение вниз было почти равномерным на больших площа-

дах. Это способствовало тому, что длительное время такие территории в тектоническом отношении были сравнительно спокойными.

Только после того как в протоконтинентальных областях за счет интенсивной тектоно-магматической деятельности, характерной для лунной и нуклеарной стадий (по Е. В. Павловскому и др.), верхняя фазовая граница в своем исторически направленном вниз движении резко «обогнала» фазовую границу океанических областей, наступила эпоха опережающего проседания поверхности океанической коры (имеются в виду усредненные скорости проседания по большим территориям и за большие промежутки времени). Возможно, именно этим объясняется тот факт, что, несмотря на чрезвычайно длительный размыв территорий современных щитов, они, начиная с архея, практически все время возвышались над уровнем океана.

Все же тектоносфера океанов также была не идеально однородной. Благодаря существовавшим здесь неоднородностям, большим по площади, но слабо выраженным, постепенно сформировались современные структуры океанического дна: глубоководные котловины и океанические хребты.

Образование океанических хребтов является одной из узловых проблем современной геотектоники. Перечислим главные геолого-геофизические характеристики океанических хребтов и отметим основные положения некоторых из предлагавшихся механизмов их образования.

Всем океаническим хребтам свойственны: большая протяженность, осевая квазисимметрия как геоморфологическая, так и структуры геофизических (магнитных, гравитационных и тепловых) полей, а также возрастного распределения пород; наличие так называемых трансформных разломов, секущих оси хребтов под углами, близкими к прямым, и разделяющих блоки, в пределах которых ось структуры часто не лежит на продолжении осей соседних блоков. Сейсмическая активность в пределах хребтов локализована как по глубине, так и по площади. Подавляющее большинство землетрясений приурочено к осевым зонам. Почти все землетрясения — поверхностные. Анализ напряженного состояния пород в осевой части хребтов указывает на наличие здесь условий растяжения [7]. Сильно локализованы и аномалии теплового поля. В одних случаях их максимум приурочен к осевой части хребта (например, в пределах Срединно-Атлантического хребта), в других — (Восточно-Тихоокеанское поднятие) наблюдаются два максимума, расположенные по обе стороны от оси [215]. Большая часть поверхности склонов хребтов характеризуется нормальными или даже пониженными значениями теплового потока. Значения гравитационных аномалий в редукции Буге постепенно уменьшаются от глубоководных котловин к оси структуры, где хорошо выражен минимум [215]. Магнитному полю океанических хребтов свойственны линейные

знакопеременные аномалии, вытянутые параллельно гребню. Поле, полученное по результатам магнитных съемок с поверхности океана и построенное в мелком масштабе, представляется симметричным относительно оси структуры; магнитные аномалии коррелируют не только в пределах одного и того же хребта, но и хребтов различных океанов, особенно в том случае, когда при построениях произвольно изменяют горизонтальный масштаб [190]. Результаты магнитных съемок с придонными магнитометрами обнаруживают значительно большую расчлененность поля, увеличение числа положительных и отрицательных аномалий на определенном участке профиля, меньшую протяженность каждой отдельной аномалии вдоль структуры [199, 200]. Ухудшается и коррелируемость магнитных профилей, расположенных на некотором расстоянии один от другого даже в пределах одного и того же хребта.

Максимальная мощность осадочных пород отмечена в глубоководных котловинах. По направлению к гребню хребта происходит выклинивание осадочных образований, причем так, что более древние породы выклиниваются ниже по склону, а более молодые прослеживаются выше [13]. Наиболее древние нормально осадочные породы, обнаруженные в пределах океанов, относятся к среднему мезозою. Таким образом, надежно установлен верхний предел возраста океанических бассейнов. Как уже отмечалось, они, вероятно, значительно древнее, но геологические свидетельства этого либо лежат глубже доступных бурению горизонтов, либо уничтожены более молодой вулканической деятельностью.

Одни океанические хребты расположены примерно посредине океана, другие занимают менее симметричную позицию. Восточно-Тихоокеанское поднятие, например, вряд ли оправдало бы название «срединно-океанического». Геоморфологически хребты представляют собой весьма пологие в региональном смысле поднятия. Превышение средних высот гребней над глубоководными котловинами составляет около 3000 м при ширине хребтов от нескольких сотен до первых тысяч километров. Хребты нарушены продольными и поперечными разломами. Локальная расчлененность рельефа иногда чрезвычайно велика. Местами хребет, его осевая часть, возвышается над поверхностью океана. К таким участкам относят, например, о. Исландию. На хребтах как в осевой их части, так и на склонах известны многочисленные вулканические горы. Одни из них образуют острова, другие в настоящее время уже превратились в атоллы и гийоты.

По данным глубинного сейсмического зондирования в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта наблюдаются аномально низкие значения скорости упругих волн, распространяющихся непосредственно под корой. В пределах осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия получен нормальный скоростной разрез, но кора здесь аномально тонкая [215].

Для объяснения образования океанических хребтов предложены различные механизмы. Их можно разделить на механизмы, включающие или не включающие необходимым элементом значительные перемещения литосферных «плит». К первым относится, в частности, и механизм «распухающей» Земли. Он, пожалуй, наименее обоснован, так как нельзя найти разумные физические причины и убедительные свидетельства такого процесса. Наиболее популярны из этой группы варианты механизма перемещения литосферных плит под воздействием конвективных течений в мантии. Две схемы, заимствованные из работы Х. Хесса [170] и приведенные на рис. 29, а, б, иллюстрируют эту идею. Как уже отмечалось, этот механизм и его следствия противоречат многим данным, особенно когда необходимо объяснять детали строения структур, особенности геофизических полей или количественную сторону процесса конвекции. Очевидно противоречие между локальным характером наблюдаемой тепловой аномалии над осью океанического хребта и тем плавным убыванием значений теплового потока от оси к периферии, которое следует ожидать в соответствии с предполагаемой конвекцией вещества мантии [195]. Проблематично и образование рифтовой долины над восходящим потоком вещества мантии [42].

Нечто совершенно обратное этой схеме, но также предполагающее значительные перемещения литосферных плит, предложено в работе М. Л. Кейта [193]. Здесь осевая зона хребта соответствует не поднятию вещества мантии к поверхности, а его погружению. Как отмечает автор, если его схема и не свободна от противоречий, то содержит их не больше, чем схема разрастания океанического дна. Впрочем, похоже, что целью автора было не столько обосновать оригинальный механизм образования океанического хребта, сколько таким способом взять под сомнение слишком популярную гипотезу.

Из группы схем, не связывающих образование океанических хребтов с перемещениями литосферных плит, отметим следующие.

Гипотеза «елочного» строения океанических хребтов [13, 222] иллюстрируется рис. 29, в. Океанические хребты представляют собой результат последовательного напластования базальтовых покровов, причем с течением времени ширина покровов сокращается. На склонах хребтов более древние покровы выступают из-под более молодых. Наиболее древние из них обнажаются уже в котловинах за пределами хребтов. Предполагается, что покровы могут выходить на поверхность дна не только горизонтально, но и под некоторым углом. Линейные магнитные аномалии вызываются выступающими концами базальтовых покровов. Однако не исключается, что они обязаны своим существованием дайкам или зонам перетирания и гидротермального изменения пород. Характерное для хребтов распределение осадочных пород объясняется фациальным замещением осадков синхронными базальто-

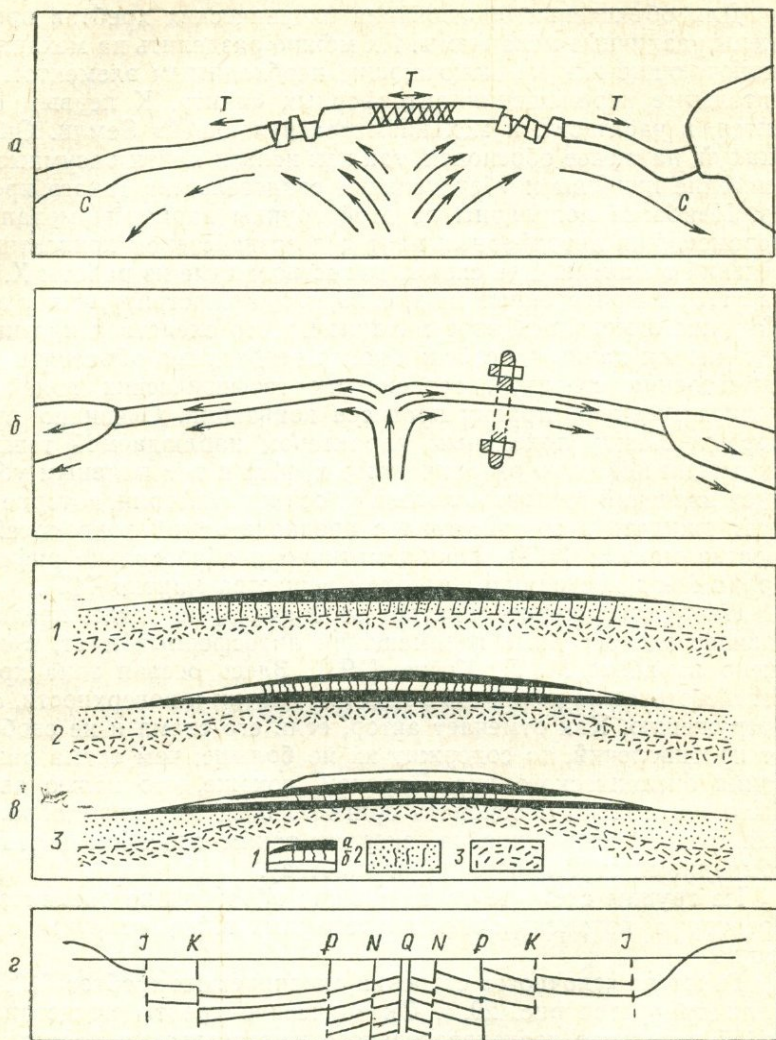
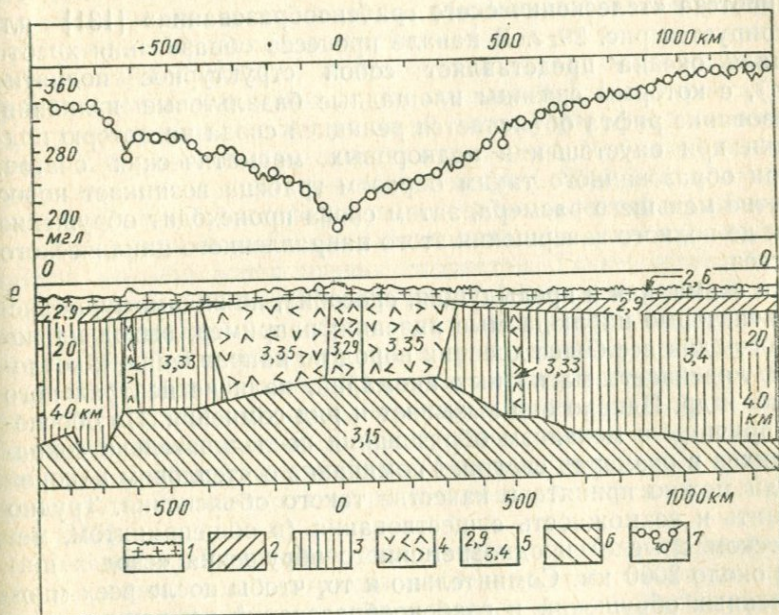
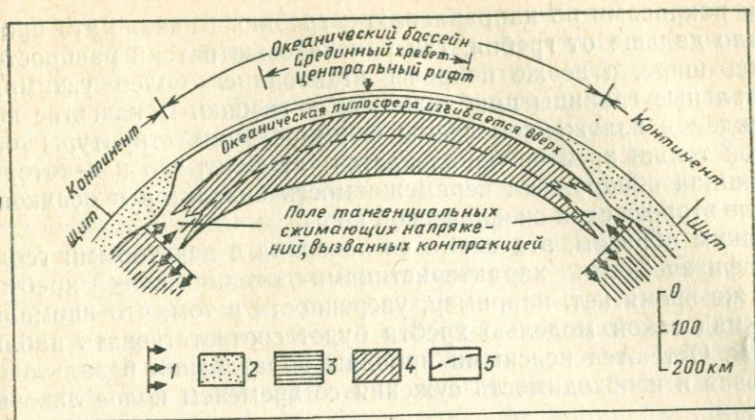


Рис. 29. Схемы образования океанических хребтов:

а— происхождение рельефа и структуры океанических поднятий согласно гипотезе
б— земная кора и мантия движутся в сторону от оси хребта с одинаковыми
Прилегающие края континентов не деформируются. Земная кора и мантия
том. Материк движется пассивно до тех пор, пока их передовые края не попа-
в— модель «елочного» строения срединных хребтов [13, 222]; стадии форми-
2— исходная кора, 3— метаморфический слой, постепенно распространяю-
г— гипотетическая структура телескопированных рифтов Атлантического океа-
д— образование океанического хребта согласно «разломно-контракционной»
Схематический разрез через океанический бассейн между двумя континентами.
жений расположены выше уровня отсутствия деформаций. Сжатие вызывает
массивами, «впаянными» в мантию. Вертикальный масштаб превышает горы
1— направление тангенциального напряжения; 2— континентальная кора; 3—
нералами; 4— низкоскоростная зона астеносферы (Дэвисон «уровень отсут-
е— схема образования Срединно-Атлантического хребта вследствие продви-
(базальтовый) слой; 3— мантия; 4— измененная мантия; 5— плотности пород
ностной моделью, изображенной на рисунке, и сопоставленные с наблюден-



тезе конвективных течений (по Г. У. Менарду [170]); T —растяжение, C —сжатие; скоростями, поскольку отсутствует эффект вязкого трения [170].
 могут рассматриваться в качестве системы, как бы скрепленной воедино бо-
 дают в область нисходящего потока.
 вания хребта: 1 — прямо (а) и обратно (б) намагниченные покровы базальтов,
 щийся вверх;
 на;верху рисунка указан возраст уступов рифтов [131]:
 гипотезе [204].
 Противоположно направленные и примерно равные поля сжимающих напря-
 изгиб вверх океанической литосферы, заключенной между континентальными
 зонтальный в 3,5 раза.
 мантия под щитами, «спаянная» с корой и обедненная радиоактивными ми-
 ствия деформаций»; 5 — теоретический уровень отсутствия деформаций;
 жения вверх верхней границы волновода [54]; 1 — фундамент; 2 — океанический
 (г/см^3); 6 — волновод; 7 — аномалии Буге, вычисленные в соответствии с плот-
 ными, заимствованными из работы М. Тальвани и др. [215].

выми покровами по направлению к гребню. Вначале это происходило дальше от гребня, так как лавовые потоки распространялись шире, а позже покровы становились более узкими, и фациальные границы приближались к гребню. В качестве подтверждения изложенной схемы формирования структуры осадочной толщи хребтов привлекается тот факт, что в некоторых скважинах обнаружена перемежаемость базальтов и осадков в кровле второго слоя океанической коры.

Таким образом, эта схема согласована с некоторыми геолого-геофизическими характеристиками океанических хребтов. В то же время нет, например, уверенности в том, что аномалия Буге над такой моделью хребта будет соответствовать наблюдаемой. Остаются неясными причины образования базальтовых покровов и необходимость сужения со временем полос лавовых излияний.

Гипотеза «телескопического грабенообразования» [131] иллюстрируется рис. 29, г. В начале процесса образования хребта площадь океана представляет собой структурное поднятие (свод), с которым связаны площадные базальтовые излияния. Образование рифта объясняется реакцией свода на потерю поддержки при опустошении подкоровых магматических очагов. Внутри образованного таким образом грабена возникает новое поднятие меньшего размера, затем снова происходит обрушение и т. д. до полного завершения этого направленного циклического процесса.

Эта схема, как и предыдущая, способна, по-видимому, объяснить некоторые наблюдаемые явления; например, выход на поверхность дна все более древних пород по направлению к котловинам, линейность магнитных аномалий, наличие центрального грабена и др. Однако она вызывает и ряд сомнений. Не обоснованы причины и механизм образования последовательно сокращающихся в размерах сводов. Упоминание о «тепловом напоре» вряд ли можно принять в качестве такого объяснения. Трудно объяснить и возможность существования (в общепринятом, механическом смысле) и одновременного обрушения «свода» шириной около 2000 км. Сомнительно и то, чтобы после всех многочисленных обрушений и грабенообразований все-таки возник морфологически выраженный хребет.

«Разломно-контракционная» гипотеза [204], как и новая глобальная тектоника, охватывает круг проблем, далеко выходящих за пределы тектоники океанических хребтов. Отметим главные идеи гипотезы и представления о механизме образования рассматриваемых в этом разделе структур. Предполагается, что важнейшие тектонические элементы Земли — орогены, системы островных дуг и океанические хребты — образованы вследствие тангенциального сжатия, возникающего главным образом в литосфере, но частично и в астеносфере. Сжатие обусловлено тепловой контракцией. Так как литосфера «приспосабливает» свою

нижнюю поверхность к верхней поверхности подстилающей ее средней мантии, между нижней зоной растяжения (в мантии) и верхней зоной сжатия (в литосфере) образуется уровень отсутствия деформаций. Предполагается, что этот уровень и является «пластичной» астеносферой (зоной низких скоростей) верхней мантии. Практическое отсутствие этой зоны под архейскими щитами может служить указанием на то, что они «впаяны» в подстилающую мантию. Охлаждение Земли и ее контракция со временем убывают по экспоненциальному закону. В настоящее время область контракции ограничивается двумя кольцевыми гигантскими системами разломов — Тетиса и Тихоокеанского кольца, а также зонами весьма слабой тектонической активности в пределах и вблизи гребней океанических хребтов. Контракцией объясняется также распределение магнитных аномалий в океанических бассейнах и на континентах. Аномалии океанических бассейнов располагаются грубо концентрически вокруг архейских щитов. Образование линейных аномалий вокруг щитов и в океанических бассейнах сопровождалось термоостаточным намагничиванием в магнитном поле изменяющейся полярности и в поле тангенциальных напряжений литосферы и верхов астеносферы. Образование океанических хребтов в свете этой гипотезы представляется следующим образом (рис. 29, д). В отличие от континентальной литосферы, «спаянной» с мантией в районе щитов, литосфера океанических бассейнов отделена от «жесткой» мантии мощной зоной низких скоростей. Тангенциальное сжатие, вызванное тепловой контракцией Земли и аккрецией континентов, заставляет литосферу изгибаться вверх над податливой астеносферой. Выгибание должно происходить именно в области срединной линии океана. Для объяснения образования «трансформных» разломов привлекается дополнительный механизм бокового неравномерного растекания линзы низкоплотного материала, расположенной под хребтом [161], существование которой предполагается из гравиметрических соображений [215].

Механизм образования океанических хребтов, предлагаемый авторами разломно-контракционной гипотезы, также вызывает возражения. Система сил, изображенная на рис. 29, д стрелками, совершенно не обязательно создаст хребет, тем более такой, у которого центральная часть находится в состоянии растяжения. Следствием действия таких сил могли бы быть сколы и надвиги в сторону океана непосредственно у берегов континентов. Весь остальной слой океанической литосферы остался бы недеформированным. Это можно утверждать, основываясь на механическом принципе Сен-Венана о локальном проявлении локально приложенных сил и учитывая конечный предел прочности горных пород. Разломно-контракционная гипотеза предполагает, что Земля проходила в своем развитии стадию плавления, возможно, лишь частичного. Следовательно, при охлаждении Земли

должна происходить кристаллизация расплавленного материала. Это обстоятельство не отражено в предлагаемом механизме образования океанических хребтов. Как известно, океанические хребты не всегда располагаются посередине океана. Более того, они могут иметь ответвления, а иногда в пределах одного океана, например Индийского, наблюдаются два параллельных хребта. Все это плохо согласуется с механизмами разломно-контракционной гипотезы, как впрочем, и с механизмами тектоники плит. Не очевидна и не обоснована связь «пластичности» астеносферы с «уровнем отсутствия деформаций». Другое известное представление о природе астеносферы (см. гл. I) значительно более убедительно.

В механизме образования океанических хребтов вследствие увеличения мощности слоя высокотемпературной фазы [54] предполагается, что вещество астеносферы находится в размяченном или частично расплавленном состоянии. Вследствие повышения температуры в области первоначально горизонтальной верхней фазовой границы происходит ее перемещение вверх. Из-за увеличения объема материала при фазовом переходе образуется пологая антиклинальная структура, причем возникает система тектонических нарушений. Расплавленный материал мантии внедряется в ослабленные зоны и здесь остывает. Образующаяся в соответствии с этим механизмом структура земной коры и самой верхней части мантии позволяет построить плотностную модель, весьма точно соответствующую наблюдаемой гравитационной аномалии и в то же время отличающуюся от моделей, предложенных М. Тальвани с соавторами [215].

Эта схема (рис. 29, е), по-видимому, может качественно объяснить морфологию океанического хребта, линейность магнитных аномалий, скоростной разрез в области перехода от коры к мантии, условия растяжения в гребне хребта и некоторые другие особенности его строения. Но в ней также есть слабые места. Прежде всего трудно обосновать возможность длительного существования источника тепла, благодаря которому фазовая граница в области хребта поднялась вверх примерно на 20 км. В условиях общего отрицательного теплового баланса верхней части Земли это маловероятно.

Т. Болдизар [178] предположил, что одной из причин тектогенеза является медленное пластическое течение вещества мантии, главным образом астеносферы. Глубинное тепло частично расплавляет верхнюю мантию и вызывает дифференциацию вещества. Дифференциация происходит в первую очередь в областях будущих континентов. Континенты воздымаются, а освобождающееся под ними пространство заполняется за счет подтока вещества мантии из-под океана. Океанические хребты образуются вследствие оттока вещества из окраин океанов под континенты. Со временем отток захватывает все более удаленные от берегов области океанической мантии. Хребты, следовательно,

представляют собой остаточные образования, отставшие в своем проседании от остальной части океанического дна.

Геометрически такой механизм довольно логичен, но возможность перемещения вещества мантии (пусть даже и весьма пластического) на расстояния в сотни и тысячи километров маловероятна. Для осуществления такого течения необходимы постоянно избыточное давление в океанической мантии и постоянно недостаточное давление под континентами. Разность давлений должна быть весьма значительной, чтобы скомпенсировать внутреннее трение пород мантии, измеряемое килобарами. Совершенно не ясно, как мог бы обеспечить эти условия механизм дифференциации вещества.

Из приведенного краткого обзора гипотез об образовании океанических хребтов видно, что поиски велись в самых различных направлениях. Как правило, наибольшие неясности содержатся в физической и энергетической сторонах рассмотренных механизмов. Определенную неудовлетворенность вызывает также то, что для объяснения образования океанических хребтов часто предлагаются специальные механизмы, мало согласующиеся со схемами образования других региональных структур.

Механизм образования океанических хребтов, основанный на представлении о неравномерной по площади кристаллизации расплавленной компоненты астеносферных слоев, рассмотрен автором настоящей работы [48]. Ниже с некоторыми уточнениями приводится эта качественная схема.

Мы уже предположили в начале этого раздела, что подобно неоднородной первоначальной структуре протоконтинентальных областей океаническая тектоносфера также содержала неоднородности, но здесь они были значительно обширнее, порядка 1000 км в поперечнике, и менее рельефны. Кроме того, можно допустить, что такие крупные неоднородности содержали неоднородности второго, а возможно, и более высоких порядков. В целом первичный рельеф верхней фазовой границы в областях современных океанов представлял собой совокупность слабо выпуклых поверхностей, составленных в свою очередь из более мелких слабых выпуклостей. Современным глубоководным котловинам соответствовали наименьшие мощности литосферы. Здесь, в центре крупной неоднородности, или пятна, начиналась и была наиболее интенсивной кристаллизация расплавленной компоненты верхней астеносферы.

Схема эволюции системы в принципе должна была быть такой же, как и в случае протоконтинентальных пятен, с той разницей, что из-за небольших амплитуд рельефа фазовой границы смещения по возникающим разломам были значительно меньшими. Поэтому поступление расплавленной компоненты из астеносферного слоя вверх затруднялось, и вся система эволюционировала сравнительно медленно. Условия для развития тектонических нарушений типа раздвигания возникали на границах

пятен. Наиболее интенсивные растягивающие напряжения должны были возникать на границах двух или более пятен первого порядка.

К тому времени, когда процесс переработки верхних астеносферных слоев подходит к краю пятна первого порядка, в его центре фазовая граница залегает уже значительно глубже. Мор-

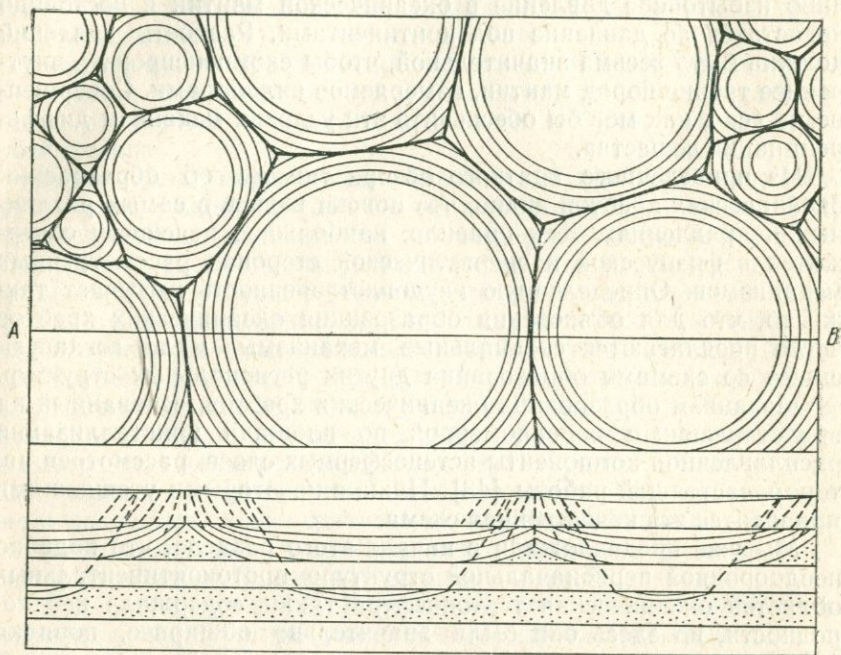


Рис. 30. Геометрическая иллюстрация процесса неравномерного охлаждения Земли и кристаллизации частично расплавленных слоев.

Вверху: продвижение границ первичных неоднородностей (пятен) — участков сравнительно быстрого остывания Земли (план). Жирными линиями обозначены области схождения фронтов пятен, которым должна соответствовать наиболее интенсивная трещиноватость.

Внизу: разрез по линии АВ. Последовательные положения фазовых границ, продвигающихся вглубь мантии; частично расплавленные слои покрыты точками.

фологически зоны сочленения пятен первого порядка представляют собой хребты, склоны которых, и особенно гребни, осложнены трещинами. Гребни хребтов, таким образом, являются теми зонами, где локализуются особенно интенсивные проявления сейсмической и вулканической активности.

Геометрия хребтов, образованных в результате сближения активных границ пятен, должна зависеть от их числа, взаимного расположения, а также от их величины и формы. Для геометрической иллюстрации процесса развития пятен первого порядка на рис. 30 показано разрастание нескольких пятен круговой формы. Места концентрации сравнительно мелких пятен

соответствуют континентальным областям. На этой иллюстрации можно отметить такие примечательные особенности.

Зона сочленения двух пятен различного размера при равной скорости продвижения их границ представляет собой дугу, обращенную выпуклостью в сторону более крупного пятна. Легко убедиться, что при различных скоростях разрастания двух соседних круговых пятен возможны следующие варианты геометрии зон их сочленения. Два примерно равных по величине пятна, но разрастающиеся с разной скоростью, сочленяются по дуге, обращенной выпуклостью в сторону пятна, разрастающегося быстрее. Сильно выпуклая в сторону большего пятна дуга получается при сочленении большого и малого пятен, если последнее разрастается с меньшей скоростью. Если скорость разрастания меньшего пятна выше, чем большего, то зона их сочленения может приобрести форму дуги, слабо выпуклой в сторону меньшего пятна.

При различных вариантах взаимного расположения разрастающихся круговых пятен разной величины зоны их сочленения в большинстве случаев сходятся по три в одной точке.

Эти особенности, по-видимому, дают ключ к объяснению геометрии островных дуг и тройных систем грабеноподобных впадин, например впадин Красного моря, Аденского залива и Афар [108; 167, с. 274]. Конечно, на основании простой геометрической иллюстрации было бы преждевременно делать далеко идущие тектонические выводы, но то, что хорошо известные геологические особенности некоторых совершенно различных геологических структур могут быть объяснены с точки зрения одной общей схемы развития тектоносферы, вероятно, заслуживает внимания.

Многослойно-фазовая модель тектоносферы и предполагаемые условия ее охлаждения и кристаллизации расплавов позволяют объяснить наблюдаемые особенности строения океанических хребтов, их сходство и отличия. Так, некоторое различие в строении и деталях структуры тепловых полей Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия можно объяснить различной степенью схождения границ тектоно-магматического процесса в этих двух случаях. Отсутствие центральной рифтовой долины на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия и наличие двух симметричных относительно его оси аномалий теплового потока может быть объяснено следующим образом. Фронты расползающихся пятен, например Южной котловины и котловины Беллинсгаузена, еще полностью не сошлись. Современному положению тектоно-магматических фронтов самых верхних частично расплавленных слоев соответствует, вероятно, место аномалий теплового потока, связанных с внедрением в кору по трещинам мантийных расплавов.

Для иллюстрации возможности получения характерной морфологии и последовательности развития океанического хребта

в соответствии с описанной схемой выполнено моделирование участка этой структуры. Поскольку соблюдение условий подобия всех предполагаемых схемой физико-механических процессов для лабораторной модели не представляется возможным, цель получения количественных результатов не преследовалась. Фазовый переход с уменьшением объема заменен при моделировании простым удалением части материала; для большей наглядности результата вертикальный масштаб в модели значительно превышает горизонтальный. Самая верхняя часть твердой Земли моделировалась крахмалом, способным образовывать трещины при малых деформациях слоя; подстилающая толща, включающая и астеносферу, моделировалась пластилином.

Подготовка моделей состояла из укладки в коробку со стенками из оргстекла и лишенную дна горизонтальных слоев пластилина и крахмала. Слой крахмала уплотнялся, поверхность его выравнивалась. Процесс моделирования заключался в последовательном удалении пластилина снизу модели. Пластилин удалялся в виде пластинок толщиной 1 — 1,5 мм, выклинивающихся от торцов к центру модели. На каждом последующем этапе длина удаляемой пластинки увеличивалась, так что концы клиньев постепенно сближались. После удаления пары очередных пластинок модель устанавливалась на ровное основание поворотной люльки центрифуги и центрифугировалась. Оставшийся в модели пластилин заполнял освобожденное пространство, а на поверхности крахмала получался характерный рельеф, осложненный трещинами (рис. 31). Когда пластинки удаляемого пластилина имели в плане форму ступеньки, получался рельеф хребта, осложненный «трансформным» разломом.

Таким образом, все основные геометрические особенности океанических хребтов действительно могут быть получены в результате предполагаемого процесса неравномерной, пятнистой кристаллизации частично расплавленных слоев тектоносферы. Находят объяснение распределение осадков различного возраста, последовательность магматических проявлений и обусловленная ею региональная структура магнитного поля, относительно молодой возраст базальтового фундамента, сложенного продуктами подводных излияний, которыми перекрыты, вероятно, древние осадочные породы.

В результате предполагаемого процесса под океаническим хребтом должна образоваться структура, плотностная модель которой в принципе подобна модели, изображенной на рис. 29, *e*. Следовательно, рассмотренная схема не противоречит и наблюдаемому полю силы тяжести. Удовлетворительное качественное объяснение можно дать и другим перечисленным в начале раздела особенностям строения океанических хребтов и геофизических полей в их пределах.

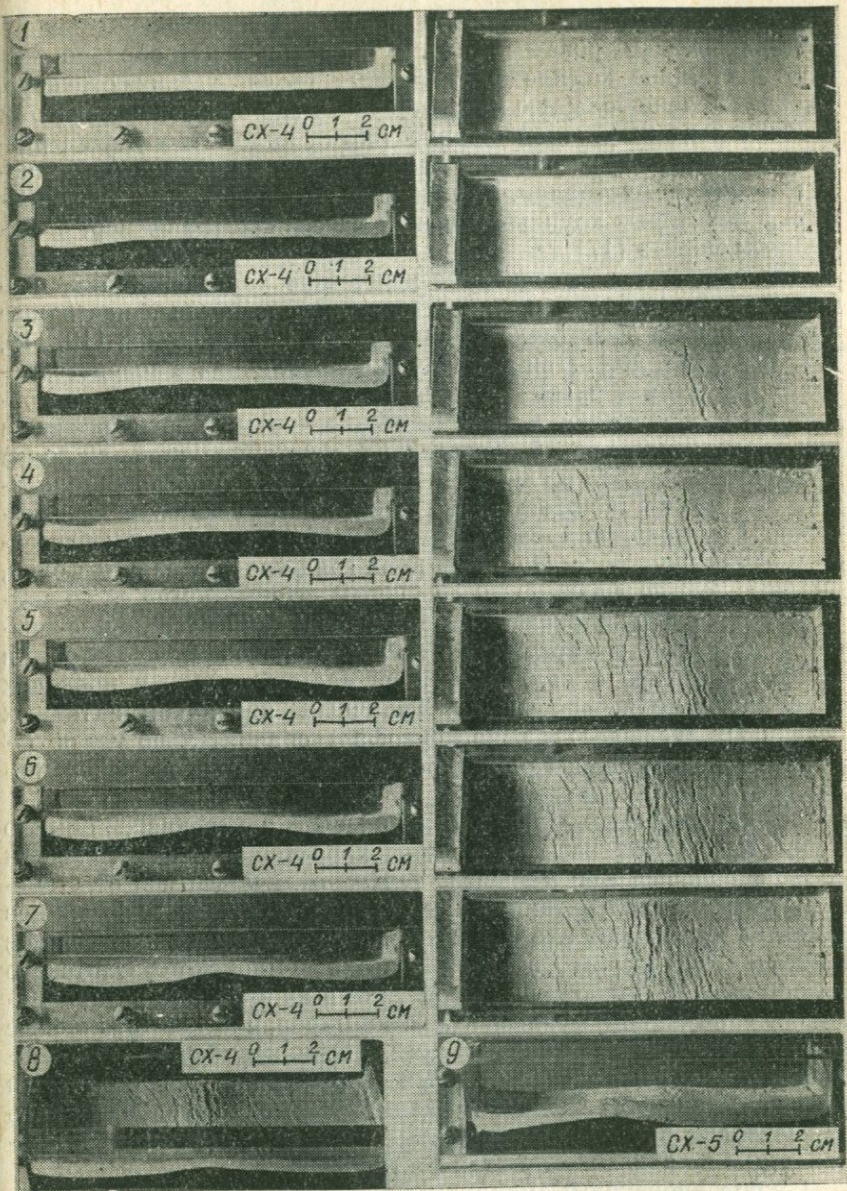


Рис. 31. Моделирование морфологии океанического хребта:

1—7 — этапы моделирования; слева — вид моделей сбоку (разрез), справа — вид сверху (план) для одних и тех же моментов развития модели; 8 — та же модель на этапе 7, сфотографированная в перспективе; 9 — конечный этап развития другой модели, в которой получен эффект «трансформного» разлома.

3. ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

«Обычно под «островными дугами» понимают дугообразно прогнутые в плане комплексы линейных геологических структур, имеющие очень большую протяженность (до 3000—3500 км) при относительно небольшой ширине (сотни километров). Они располагаются главным образом вдоль восточных окраин Азиатского материка и Австралии, а также в других районах Тихого океана и в некоторых крупных морских бассейнах (например, в Карибском море)» [17].

Геологическое строение, геофизические характеристики, особенности вулканизма многих островных дуг Земли в настоящее время изучены достаточно хорошо [1, 21, 30, 40, 67, 68, 110, 119, 121, 160, 214 и др.]. При значительных различиях в возрасте, деталях структуры, протяженности и в других признаках островные дуги объединяют и многие общие черты. Морфологически они представляют собой обязательное сочетание одной или более вулканогенных гряд и глубоководного желоба (иногда заполненного осадками). Мощность коры под грядами увеличена по сравнению с мощностью коры в примыкающих океаническом бассейне и окраинном море. Иногда в коре гряд прослеживаются слои, аналогичные по физическим свойствам «гранитному» слою континентов. Гравитационные аномалии в редукции Буге над островными дугами отрицательные. Тепловой поток над желобами обычно понижен, а над внутренней частью дуги и в пределах окраинного моря — повышен. Типичным признаком активных островных дуг является зона Беньофа — сравнительно узкая область сосредоточения гипоцентров землетрясений, имеющая падение от желоба под гряды.

Окраинные моря, располагающиеся с внутренней, обычно вогнутой стороны островной дуги, характеризуются строением коры, в большей или меньшей степени отличающимся от строения коры типично океанических регионов. Так, А. Г. Родников [123] на основании анализа геолого-геофизических материалов по окраинным морям Дальнего Востока — Японского, Охотского и Берингова — приходит к выводу, что в их пределах устанавливается складчатый фундамент, сформированный в различные этапы тектогенеза — байкальский, герцинский и мезозойский. Структуры дальневосточных морей являются областями ранней складчатости и консолидации. Их можно рассматривать как молодые платформы, покрытые осадочным чехлом, сформированным в кайнозойский этап тектогенеза.

Группа японских и американских исследователей установила довольно сложное строение земной коры Филиппинского моря [205], где наряду со впадинами, имеющими по сейсмическим данным нормальную океаническую кору, находятся структуры, в коре которых обнаруживается слой мощностью до 3 км, характеризующийся сейсмическими скоростями 5,5—6 км/с.

Таким образом, кора окраинных морей несет на себе следы более глубокой эволюции, чем кора типично океаническая. С точки зрения рассматриваемой здесь схемы тектогенеза это имеет важное значение.

Существующие представления о происхождении дальневосточных островных дуг и окраинных морей изложены в уже цитированной работе Н. А. Беляевского и А. Г. Родникова [17]. Там же отмечены слабые стороны и противоречия известных гипотез, в частности в отношении происхождения Японской островной дуги. Так как дальневосточные островные дуги, по-видимому, лучше других изучены комплексом геолого-геофизических работ и являются типичными представителями этого типа структур, все основные выводы, относящиеся к ним, следует считать справедливыми и по отношению к другим островным дугам.

Рассматривая схему образования океанических хребтов, мы проследили ее до той стадии, когда должна сформироваться вполне зрелая структура с характерными ее признаками: тектонически активным и морфологически выраженным гребнем. Этай стадии соответствуют сближенные, но не сошедшиеся и взаимно уничтожившиеся тектоно-магматические фронты соседних пятен. Заметим, что в этой схеме сходятся фронты океанических крупных пятен вдали от континентальных блоков, на одном и том же (не очень глубоком) уровне полиастеносферы. С этим связана, вероятно, и хорошо известная квазисимметрия океанических хребтов.

Заключительный этап существования активного океанического хребта связан, по-видимому, с постепенной ликвидацией (в основном путем развития нарушений и магматических излияний) останца астеносферного слоя под гребнем хребта. Так как условия напряженного и деформированного состояний литосферы здесь наиболее благоприятны для развития трещин отрыва (раздвигов), следует ожидать, что в кору и на поверхность поступят значительные объемы расплавов. В результате должен образоваться сравнительно узкий вулканический хребет, окаймленный квазисимметричными компенсационными прогибами, а собственно океанический хребет прекращает свое существование.

Возможно, областью, где ранее существовал типичный океанический хребет (или даже система хребтов), является центральная и северо-западная части Тихого океана [107, 170]. Здесь известны гряды вулканических подводных гор (например, Императорские горы). Иногда их вершины образуют архипелаги: Гавайские о-ва, о-ва Лайн и Туамоту.

На границе полиастеносфер океана и окраинного моря условия сочленения астеносферных слоев, по-видимому, отличаются от таковых в случае океанических хребтов. Если окраинное море представляет собой совокупность первичных изометричных сравнительно небольших структур, характерных для континентов, или область среднего по размерам пятна, осложненного неодно-

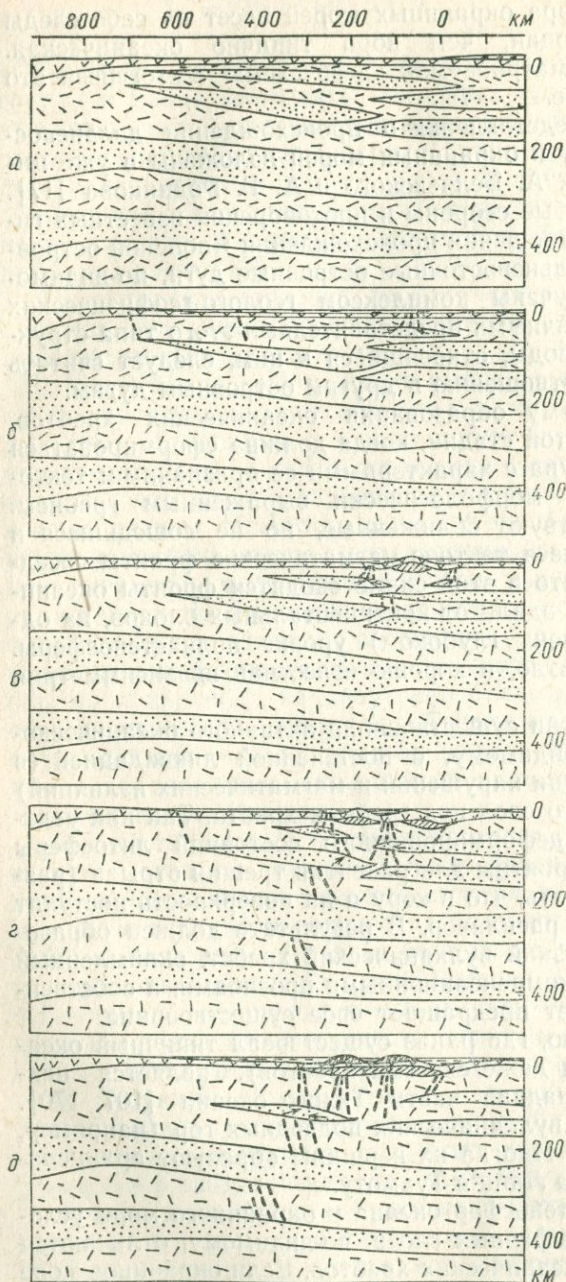


Рис. 32. Схема образования структуры островной дуги:

а — схема структуры тектонической в переходной зоне от континента к океану в области будущего окраинного моря;
б — образование на фронте сочленения двух разнородных участков мантии условий для формирования вулканогенного хребта и компенсационных прогибов;
в — образованы вулканогенный хребет и компенсационные прогибы, справа — фронтальный прогиб (будущий глубоководный желоб), слева — первый тыльный прогиб, начало образования второго хребта в тылу структуры и вала впереди фронтального прогиба; *г* — начало образования третьего хребта и инверсии движений в пределах первого тыльного прогиба; *д* — окончательное формирование современного облика структуры. Условные обозначения те же, что и на рис. 27.

родностями второго порядка, в общем область, опережающую в своем тектоно-магматическом развитии крупные океанические неоднородности тектоносферы, то в его пределах верхние астеносферные слои перерабатываются быстрее. Возможно, это объясняется тем, что они залегают несколько выше верхних астеносфер океанических котловин.

Один из вариантов схемы развития структуры островной дуги приведен в работе [49]. Здесь мы рассмотрим в общем аналогичную схему, но детальнее представим начальную структуру тектоносферы окраинного моря.

Пусть в некоторый момент времени (для островных дуг северо-западной части Тихого океана он соответствует концу первой половины мела [124]) структура тектоносферы переходной зоны от континента к океану была такой, как схематически изображено на рис. 32, а. Обширная территория будущего окраинного моря являлась сушей, но структура коры и полиастеносферы здесь была еще первичной, не переработанной тектоно-магматическими процессами. Верхние частично расплавленные слои залегают несколько выше, чем под океаном, но ниже, чем залегали уже переработанные астеносферы под соседним континентальным блоком. Сочленение полиастеносфер окраинного моря и океана, в отличие от сочленения двух океанических пятен, в общем асимметрично.

Охлаждение литосферы (наиболее быстрое в переходной зоне) и кристаллизация расплава в верхней астеносфере вызывают погружение поверхности и образование окраинного моря. Погружение распространялось, вероятно, в общем направлении от континента к океану и сопровождалось разрывными нарушениями литосферы и относительно слабым (в силу равномерности процесса на значительной территории) магматизмом. На границе с океанической полиастеносферой, где выклинивается верхний частично расплавленный слой окраинного моря, проседание становится неравномерным. В литосфере возникает интенсивная нарушенность сбросо-раздвигового типа, в результате чего создаются благоприятные условия для движения вверх мантийных расплавов (рис. 32, б). Образуются вулканический хребет и компенсационные прогибы (рис. 32, в). Прогиб со стороны моря (тыльный), по-видимому, быстрее заполнится осадками, чем прогиб со стороны океана (фронтальный), так как последний отделен от континента хребтом.

В результате этого этапа под хребтом и прогибами верхний астеносферный слой исчезает, так как из него удалена практически вся расплавленная компонента. Если на фронте структуры остается небольшой участок частично расплавленного слоя, то на следующем этапе он может способствовать образованию невысокого вала впереди фронтального прогиба. Позади тыльного прогиба дальнейшее развитие структуры также в значительной степени зависит от того, насколько здесь сохранился верхний

частично расплавленный слой. Если он находится в разрезе, то его расплавленный материал последовательно формирует второй и, возможно, третий хребты (рис. 32, в, г). В противном случае развитие структуры продолжается только за счет более глубоких частично расплавленных слоев.

Перераспределение масс, происшедшее в мантии и литосфере вследствие магматической деятельности и накопления осадков, вызывает перемещение нижележащих фазовых границ и проседание хребта, в которое в некоторой степени вовлекаются и прогибы. Это приводит к тому, что со стороны окраинного моря под тыльным прогибом возникает новая зона достаточно интенсивного растяжения и глубинных разломов. Расплавленный материал в эти разломы поступает из более глубокого частично расплавленного слоя. Тыльный прогиб испытывает поднятие, а заполняющая его эффузивно-осадочная толща — метаморфизм. Первый хребет при этом опускается как за счет движения нижележащих фазовых границ, так и компенсационно. В результате поверхность приобретает наклон в сторону океана, что способствует гравитационно-оползневым движениям осадочно-вулканогенной толщи первого тыльного прогиба.

Аналогично, но с определенным запаздыванием развивается и вторая пара хребет — прогиб и, возможно, третья. Весь процесс развития структуры островной дуги постепенно продвигается к континенту и вниз, в результате чего образуется как бы «падающая» под континент зона развития трещиноватости и сопровождающей ее сейсмичности. Вероятно, именно такова природа зон Заварицкого — Беньюфа. Не исключено, что общее перераспределение материала на зрелой стадии развития структуры становится достаточным, чтобы постепенно нарушились условия термодинамического и механического равновесия в глубоко залегающих астеносферных слоях. Тогда весь процесс со временем «углубляется» под частично расплавленный слой, непрерывно простирающийся от океана через окраинное море под континент. Магматические проявления, если они и случаются ниже этого уровня, экранируются астеносферным слоем и на поверхности уже не сказываются. Вероятно, именно с этим уровнем связано иногда наблюдаемое изменение угла наклона фокальной зоны.

Поле напряжений в области формирующейся структуры островной дуги, очевидно, намного сложнее, чем в области океанического хребта. Оно определяется заметными перемещениями многих фазовых границ, движениями расплавов, общим «перекосом» тектоносферы; осложняется постоянно возникающими новыми разломами и оживлением старых. Поэтому было бы неправильно пытаться хотя бы в грубом приближении характеризовать его какой-нибудь простой моделью, подобной модели неравномерно проседающего слоя или даже более сложной, но не учитывающей все одновременно действующие существенные факторы и сложную геометрию структуры. По-видимому, нельзя

также думать, что это поле достаточно полно определяется при помощи напряжений, фиксируемых в очаге землетрясения. Они характеризуют напряженное состояние среды в момент его резкого изменения при образовании разрыва, в то время как напряженное состояние в предшествующие этому моменту периоды может быть иным. Таким образом, определение напряженного состояния тектоносферы в областях формирующихся региональных геологических структур представляет собой самостоятельную проблему, пути решения которой пока только намечаются.

Элементы структуры островной дуги, например Курильской, можно сравнить с элементами рассмотренной схемы. Глубоководный желоб соответствует фронтальному компенсационному прогибу. Первый хребет в наше время на поверхности не наблюдается, его ось проходит по внутреннему склону глубоководного желоба, а «корень» соответствует наибольшему погружению поверхности Мохоровичича. Малая Курильская гряда и хребет Витязя соответствуют первому тыльному компенсационному прогибу, а Большая Курильская гряда — второму; впадина между грядями соответствует второму вулканическому хребту. Современный пояс вулканов, расположенный с внутренней стороны Большой Курильской гряды, соответствует той зоне, где, возможно, намечается образование третьего хребта.

Общим результатом образования структуры островной дуги является перемещение расплавленного материала мантии с более глубоких уровней вверх и из-под фронтальной и тыльной частей дуги под ее центральную зону. Процесс сопровождается инверсией вертикальных движений отдельных элементов структуры и общим утолщением земной коры. Тыльная часть структуры постепенно поднимается, а фронтальная — опускается. Так как легкоплавкая компонента астеносферных слоев одновременно и наименее плотная, ей свойственны (даже после кристаллизации) наименьшие скорости распространения упругих волн. Фокальная зона островной дуги в результате образования структуры оказывается обогащенной низкоскоростным материалом. Р. З. Тараканов на основании анализа данных о сейсмических волнах землетрясений пришел к выводу, что наибольшими скоростями характеризуется мантия фронтальной зоны дуги, наименьшими — фокальной зоны и средними — тыльной зоны. Эта закономерность ниже уровня изменения угла наклона фокальной зоны может стать менее выразительной [153].

Предположение о том, что формированию островной дуги непосредственно предшествует тектонический процесс в области окраинного моря, подтверждается определенными фактическими данными.

По результатам геологических и геофизических исследований в области дальневосточных окраинных морей (анализ мощности осадочного чехла, наличие участков с гранитным слоем, направление сноса обломочного материала, величина скорости распро-

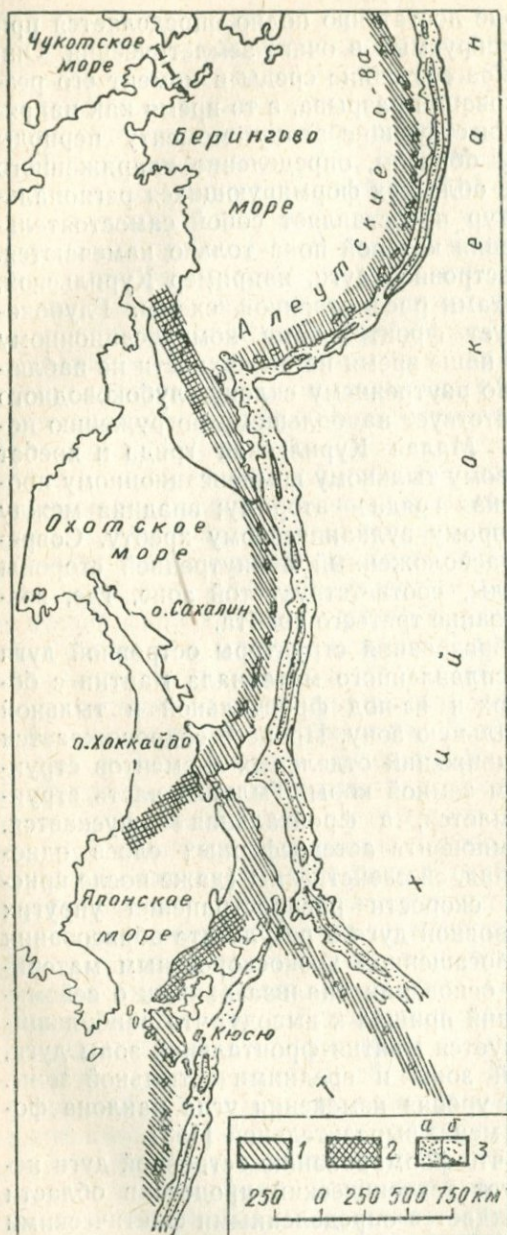


Рис. 33. Схема расположения зон вулканов и глубоководных желобов в северо-западной части Тихого океана (по В. И. Тихонову [158]):

1 — зоны действующих вулканов; 2 — зоны недействующих вулканов; 3 — глубоководные желоба: а — наиболее глубокие их части, б — менее глубокие.

странения упругих волн и т. д.) можно сделать вывод, что формирование этих морских впадин произошло сравнительно недавно. Начало его приходится на вторую половину мела. К концу мела заложилась впадины Южно-Охотская, Алеутская, Дерюгина и, вероятно, Япономорская. «Во вторую половину кайнозойской эры процесс погружения обширных участков ранее существовавшей суши проявился наиболее ярко». [124]. Вопрос о том, целиком ли площади, занятые современными дальневосточными морями, представляли до этих опусканий сушу или только отдельные их участки, пока решить трудно, но факт недавних опусканий в рассматриваемых районах устанавливается, по-видимому, однозначно. Следовательно, можно предположить, что в мантии здесь происходил активный тектоно-магматический процесс. С этим предположением согласуется факт повышенных значений теплового потока через дно окраинных морей.

Одну интересную особенность, проявляющуюся в области дальневосточных ост-

ровных дуг, отмечают В. В. Белоусов, Е. М. Рудич [16] и В. И. Тихонов [158]. Она состоит в том, что одни дуги пересекаются другими, более молодыми, причем «отсеченные» участки более древних структур теряют свою активность. В. И. Тихонов на основании анализа распространения полей действующих и недействующих вулканов, возникших в плиоцен — четвертичное время в северо-западном обрамлении Тихого океана, приходит к такой последовательности развития дуговых структур в этом регионе (рис. 33). Вначале возникла Курило-Камчатская островная дуга. Затем появляются (или активизируются) дуговые структуры Алеутских и Японских островов и причленяются к Курило-Камчатской дуге. В результате Камчатско-Корякский участок и южная часть дуги, находящаяся в Японском море, были выключены из активных движений и вулканизма. После этого проявила активность Идзу-Бонинская дуговая структура, выключив из активного тектонического процесса юго-западную часть острова Хонсю. Последовательность возникновения или активизации дуговых структур, следовательно, такова, что процесс как бы продвигается от континента к океану.

В терминах рассматриваемой здесь тектонофизической схемы отмеченная последовательность развития дуговых структур может быть описана следующим образом. Области окраинных морей представляют собой пятна, неоднородности тектоносферы, занимающие промежуточное положение между первичными неоднородностями континентов и океанов. Два рядом расположенных пятна средней величины могут в каждый конкретный момент находиться на разной стадии развития, т. е. в их пределах полиастеносфера оказывается переработанной на различную глубину. Тогда на границе таких двух пятен возможно образование структуры типа островной дуги. Если в пределах пятна, отстававшего ранее в своем развитии, перерабатывается очередной астеносферный слой (один или более), так что мощности литосферы в пределах этих пятен сравняются, то исчезнет асимметрия структуры полиастеносферы на их границе и существовавшая здесь структура прекратит активное развитие. В то же время должна возникнуть новая дуговая структура на границе с другим пятном, где относительно стабильные условия нарушились.

В заключение этого раздела приведем некоторые соображения об обязательности соответствия океанического типа коры пространствам, покрытым водой, и континентального типа коры суходольным территориям. Убежденность многих исследователей в этом основана на представлениях, сформулированных, в частности, в работе В. В. Белоусова и Е. М. Рудича [16]. По поводу предположения о возможности существования земной коры со структурой океанического типа в пределах приподнятых участков суши в этой работе сказано следующее.

«В этом последнем предположении все было бы невероятно: и то, каким образом участки с океанической корой долгое время удерживались в приподнятом состоянии вопреки условиям изостазии, и то, почему все такие ненормальные участки опустились приблизительно в одно и то же время, и то, почему именно в нашу эпоху не осталось на поверхности Земли ни одного такого ненормально поднятого участка, и мы наблюдаем абсолютно точное соответствие между двумя типами земной коры, с одной стороны, и контурами материков и океанов — с другой».

Механизм изостазии в условиях Земли (о чем уже говорилось в предыдущих главах) не так обязателен, как это часто считают. Но если бы он все же работал, то и тогда вследствие принципа локальности изостазии [88, с. 41; 163, с. 53] он не должен был бы заметно сказываться внутри таких обширных территорий, какие занимают, например, дальневосточные окраинные моря.

Наиболее ярко изостазия, как полагают, проявляется в том, что значительным положительным формам рельефа поверхности соответствует мощная кора, а отрицательным — относительно тонкая. В соответствии с рассматриваемым механизмом образования геологических структур, в котором условие Архимедова равновесия никак не применяется, такое положение объясняется разломно-магматическим способом наращивания коры. Так как поступление расплавов происходит снизу, из астеносферных слоев мантии, естественно, что большая часть расплавленной компоненты обычно кристаллизуется в нижней части коры или даже в мантии, вблизи подошвы коры.* Благодаря этому «корень» положительных структур больше, чем рельеф поверхности. Получающееся соотношение величин «корня» и рельефа действительно напоминает соотношение надводной и подводной частей айсберга, но сходство здесь, по-видимому, чисто внешнее. Но, поскольку оно все же существует реально, изостатические построения во многих случаях дают положительный результат, даже прогностический, если речь идет о глубинном строении, а не о направленности развития, динамике той или иной структуры.

Как раз в областях островных дуг наблюдаются яркие примеры отклонения структуры коры от состояния изостатического равновесия [30] (обычно такое положение объясняют активностью антиизостатического процесса, «поддерживающего» аномалию). Кроме того, максимальная мощность коры соответствует здесь не горной гряде, а внутреннему склону глубоководного желоба. Аналогичная картина отмечается и в Карпатском регионе, где максимальные глубины поверхности М соответствуют внутреннему склону Предкарпатского прогиба [142, 143]. В этом

* Возможно, этим объясняется многоярусность поверхности М в некоторых районах [140] (см. также разд. 5, гл. III).

районе уже труднее объяснить такое положение активным антиизостатическим процессом. Обнаруженные в результате глубинных сейсмических зондирований на Украинском щите «корни» протерозойских структур [144] уже, конечно, не могут быть объяснены подобным образом. Следовательно, отклонения от изостазии могут быть весьма устойчивыми и несоответствие каких-либо предположений соображениям изостатического равновесия не следует рассматривать как решающий аргумент против них.

На начальных этапах тектонического развития Земли в соответствии с выводами Е. В. Павловского и других исследователей, а также по предполагаемой в этой работе схеме развития тектоносферы вообще не существовало континентальной коры, а относительно высокие и низкие участки, суходольные и покрытые первичным океаном, уже были. Более того, первичные структуры континентов — кольцевые трюги, а затем и протоплатформы с относительно мощной корой в определенные периоды опущенные, покрытые водой территории — представляли собой бассейны аккумуляции обломочного материала, снесенного с различных приподнятых участков, в том числе, по-видимому, и таких, которые характеризовались тонкой первичной корой. При неуклонном охлаждении всей литосферы Земли приподнятых участков с тонкой корой становилось все меньше и меньше. Постепенно и последовательно процесс охлаждения приводил к погружению таких территорий. Оно сопровождалось большими или меньшими тектоно-магматическими проявлениями. В эти опускания могли вовлекаться и края прилегающих блоков континентальной коры. В конце концов, должен был наступить момент, когда все такие первично стабильные территории оказываются опущенными по отношению к континентальным областям, достигшим большей мощности литосферы и, следовательно, большей стабильности.

То, что последние такие участки с «почти океанической» корой («почти», потому что кора окраинных морей в значительной своей части все же отличается от типично океанической) опустились в нашу эпоху, или точнее за несколько миллионов лет до появления человечества, по-видимому, случайно. Если рассматриваемая здесь последовательность развития тектоносферы верна в своих главных чертах, то эта случайность заставляет нас, привыкших к надежности принципа актуализма, делать ошибочную экстраполяцию в прошлое.

Трудно согласиться и с утверждением об абсолютно точном соответствии «между двумя типами коры, с одной стороны, и контурами материков и океанов — с другой». Прежде всего невозможно точно определить сами эти контуры. Если под ними понимать урез воды, то указанное утверждение просто неверно, так как большие шельфовые пространства и значительные участки окраинных морей представлены корой континентального ти-

па. Если же под ними понимать изобату — 2000 м (или какую-нибудь другую), то это значит, что мы лишь приблизительно устанавливаем соответствие между геотектоническим и топографическим понятиями.

Если в нашу эпоху действительно нет суходольных участков, имеющих типично океаническую кору, то Венгерская (Паннонская) впадина может служить примером такого участка со сравнительно тонкой корой субконтинентального типа.

Таким образом, приходим к выводу, что, по-видимому, нет достаточно веских оснований считать невозможным в прошлом существование приподнятых участков суши, имевших кору одного из переходных типов или даже океанического.

4. ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Геосинклинали являются структурами, которые едва ли не лучше всех других изучены геологами. Этому способствовали многие причины. С геосинклиналями связаны месторождения разнообразных полезных ископаемых. Они всегда представляли для геологов и особый теоретический интерес, так как являются ареной различных геологических процессов: интенсивного осадконакопления и метаморфизма, вулканизма и складкообразования; в их пределах можно наблюдать результаты действия экзогенных факторов. Кроме того, сравнительно хорошая обнаженность геосинклинальных областей дает возможность исследовать в естественных обнажениях практически весь многокилометровый разрез осадочных пород, а значит, и последовательность формирования структуры в целом.

Систематическое изучение геосинклиналей имеет уже более чем вековую историю. Теория геосинклиналей, созданная несколькими поколениями геологов, является одним из самых больших достижений геологической науки. Подробное изложение современного состояния этой теории, а также истории исследования геосинклиналей, их классификации и другие вопросы, связанные с этими структурами, можно найти в трудах В. В. Белоусова [8, 10], В. Е. Хаина [167], Ж. Обуэна [111] и других исследователей. Кратко перечислим главные особенности геосинклиналей, имеющие отношение к их тектонике, и рассмотрим, как они соотносятся со схемой эволюции многофазной тектоносферы.

«Геосинклинали (геосинклинальные пояса) — это зоны высокой подвижности, значительной расчлененности и повышенной проницаемости литосферы, характеризующиеся на ранних этапах своего развития преобладанием интенсивных погружений, а на заключительных — интенсивных поднятий, сопровождаемых значительными складчато-надвиговыми деформациями.» [167, с. 171].

Геосинклиналям свойственны линейность как структуры в целом, так и отдельных прогибов и поднятий; хорошая выдержанность мощности и состава осадков по простиранию и быстрое, часто резкое их изменение вкрест простирания; контрастность и большие амплитуды вертикальных движений. Мощности отложений в геосинклиналях достигают 10—15 км, иногда 25 км. Фациальный состав осадков разнообразный: от глубоководных до прибрежных и континентальных. Характерны такие осадочные формации как аспидная, флишевая, молассовые, яшмовая. Высокая магматическая активность обнаруживает характерную последовательность, связанную с последовательностью развития структуры геосинклинали.

Различают две схемы развития геосинклиналей: развитие через инверсию (по В. В. Белоусову) и унаследованное развитие (по Н. С. Шатскому). Различие между ними заключается в основном во времени расчленения геосинклинальной системы на отдельные поднятия и прогибы и в картине последующей эволюции этих элементов в пределах каждого цикла развития геосинклинали. Часто наблюдается сочетание обеих схем — часть внутренних поднятий унаследуется от предыдущего цикла, а часть появляется в течение текущего цикла на месте прежнего прогиба. Общий результат развития геосинклинали по этим схемам один и тот же — общая инверсия геосинклинальной системы и образование горного складчатого сооружения [167].

Каждый геосинклинальный цикл грубо можно разделить на две стадии — собственно геосинклинальную (стадия погружений и осадконакопления) и орогенную (стадия поднятий, горообразования). Наиболее распространены схемы, включающие четыре-пять стадий геосинклинального цикла.

Первая стадия характеризуется интенсивными нисходящими движениями, накоплением мощных толщ песчано-глинистых морских осадков, базальтовым, преимущественно эффузивным вулканизмом. Излияния (главным образом трещинные) происходят в подводных условиях. На периферии прогибов и во внутренних поднятиях во время усиления восходящих движений проявляется более кислый и щелочной вулканизм. К концу этой стадии возможно внедрение ультраосновных магм. В завершение первой стадии наступает частная инверсия самых глубоких прогибов и образуются интрагеоантиклинали. Этот процесс сопровождается складкообразованием и внедрением первых гранитоидных интрузий. Последние сравнительно невелики, залегают согласно с вмещающими породами, часто имеют гнейсовидную текстуру.

Во вторую стадию (предорогенную) контрастность рельефа в пределах геосинклинали ослабевает, накапливается флиш. В эвгеосинклинальных прогибах флишевая формация появляется обычно значительно раньше, чем в миеосинклинальных. Кислотность магматических продуктов повышается. Преоблада-

ют породы порфиритовой (андезитовой) формации. Все еще много подводных излияний, но трещинный вулканизм постепенно вытесняется центральным. Развиваются субвулканические интрузивы в виде штоков, силлов и даек. Широко распространена известняковая формация, особенно в пределах миогеосинклиналей и находящихся ниже уровня моря геосинклиналей и срединных массивов. Завершается вторая стадия началом общей инверсии — постепенным вовлечением в поднятия всей территории геосинклинали — и широким развитием гранитоидных батолитов. Все наиболее древние осадочные отложения претерпевают региональный метаморфизм.

Третья стадия (раннеорогенная) представляет собой собственно процесс общей инверсии. Образуются крупные острова суши и передовые, тыльные, поперечные и периклинальные прогибы, в которых начинается отложение нижней молассовой формации. Продолжают формироваться гранитоидные интрузии. Эффузивный вулканизм ослабевает; преобладают наземные излияния. Усиливается рост конседиментационных складок, происходит образование гравитационных структур и надвигов.

В четвертую стадию (орогенную) скорость восходящих движений превосходит скорость денудации. Процесс идет неравномерно. Временами образуются поверхности выравнивания. По достижении сводовым поднятием значительной высоты и ширины в его центральной части возникают внутренние впадины. Одновременно с ростом горного сооружения идет углубление передовых и поперечных прогибов, слияние тыльных прогибов в межгорные. Продукты размыва растущих гор создают верхнюю молассовую формацию, в которой значительную роль играют континентальные образования. В сводовой части горного сооружения образуются расколы и цепочки вулканов. Продуктами вулканов является андезит-липаритовая, или порфирировая, формация, разнообразная по составу: базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, липариты, трахиты. Широкое развитие получают пирокластолиты — туфолавы (ингнимбриты), туфы, пеплы, туфобрекчии. Порфирировая формация преимущественно развита во внутренних частях геосинклиналей — эвгеосинклиналях и срединных массивах. С ней связаны многочисленные экструзии и купола кислых пород и малые интрузии. От них, очевидно, существует непрерывный переход к более крупным интрузиям, образующим интрузивную формацию ультракислых и щелочных гранитоидов. В осевых зонах мегантиклинорий в эту стадию складкообразование оказывается уже законченным и они приобретают сводово-глыбовую структуру. По периферии мегантиклинорий и в позднегеосинклинальных прогибах складкообразование продолжается. Наиболее интересно развивается гравитационная складчатость с образованием крупных надвигов и покровов.

С пятой стадией (посторогенной, или тафрогенной) связано образование узких длинных грабенов, осложняющих горную

страну. Вдоль ограничивающих их разломов происходят излияния базальтов.

Приведенная в кратком изложении схема (по В. Е. Хаину [167]) стадийного развития геосинклинали не является, конечно, точным описанием последовательности и характера развития всех конкретных структур. «В наибольшей мере ей соответствует история Британских каледонид, западной части Центрального Казахстана и Саяно-Тувинской области в каледонском цикле, Урала, Рудного Алтая, Большого Кавказа, Арденн и Рейнских Сланцевых гор в герцинском цикле, Кавказа, Туркмено-Хорасанских гор, Альп в альпийском цикле. Однако в других случаях наблюдается либо слияние двух стадий в одну, либо, наоборот, появление дополнительных стадий.» [167, с. 204].

В отличие от рассмотренных в предыдущих разделах структур океанического хребта и островной дуги геосинклинали своей внутренней областью всегда граничат с блоком коры континентального или субконтинентального типа (с внешней стороны геосинклинали может располагаться область с любым типом коры). К началу формирования геосинклинали этот тыльный блок представляет собой, по-видимому, приподнятый участок суши, который является поставщиком обломочного материала, сносимого в образующиеся прогибы.

Рассмотрим вероятное развитие зоны сочленения континентальной (или субконтинентальной) тектоносферы с океанической (или субокеанической). В структуре полиастеносферы им соответствуют более глубокое и менее глубокое залегания верхнего астеносферного слоя. Как и в случае островной дуги, возможен, вероятно, плавный переход от одного уровня полиастеносферы к другому, обеспечивающий относительно стабильное состояние зоны сочленения. Нарушение равновесия может произойти по разным причинам: либо вследствие перемещения верхней фазовой границы в пределах океанического участка [50], либо вследствие завершения очередного цикла тектоно-магматической переработки верхнего астеносферного слоя в пределах континентального (субконтинентального) блока. Для нарушения равновесия в зоне сочленения достаточно, по-видимому, образования неплавного рельефа верхнего астеносферного слоя.

Пусть в какой-то момент времени структура тектоносферы в рассматриваемой области сложилась такой, как изображено на рис. 34, а. Над резким перегибом верхнего астеносферного слоя возникает трещиноватость. Расплавленная компонента поступает в трещины из прилегающего объема частично расплавленного слоя, образует мантийные и коровые интрузии и частично изливается на поверхность. Следствием этого этапа будет образование поднятия в рельефе дна на некотором удалении от берега. По обе стороны от поднятия возникают два компенсационных прогиба: внутренний (ближайший к берегу) и внешний. В начале этой стадии кора еще тонкая, покрыта маломощным чехлом

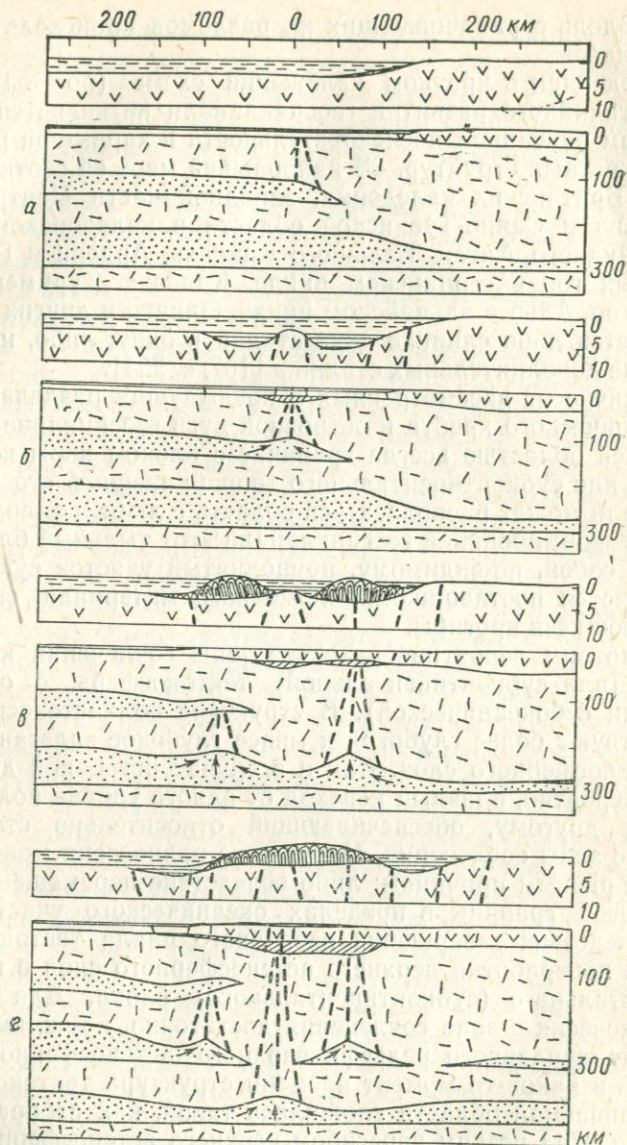


Рис. 34. Схема развития геосинклинали.

a — развитие неустойчивости в месте сочленения континентальной и океанической полиастеносфер, начало тектоно-магматического процесса;

б — образование центрального поднятия и двух компенсационных прогибов, появление гребневидных форм рельефа по кровле второго астеносферного слоя;

в — «включения» в тектоно-магматический процесс второго астеносферного слоя, частичная инверсия;

г — формирование горного сооружения и окаймляющих его прогибов.

Сверху над каждым фрагментом в увеличенном в 10 раз вертикальном масштабе показана схема верхней части разреза. Условные обозначения те же, что и на рис. 27.

осадочных образований; магматические продукты, представленные мантийными базальтами, сравнительно легко достигают поверхности. Со временем в коре, преимущественно вблизи центрального поднятия, скапливается достаточно большой объем горячего материала. Это вызывает, с одной стороны, прогрев, метаморфизм и местное расплавление осадочной толщи, а с другой — начало нисходящих движений в зоне поднятия в результате увеличившегося давления на нижележащие фазовые границы. В рельефе поверхности следующего частично расплавленного слоя появляются гребнеподобные формы (рис. 34, б). По разломам, образованным в зонах новых гребней, расплавленная компонента поступает вверх. Начинающиеся восходящие движения в зонах прогибов и ускоряющееся погружение разделяющего их поднятия, оказавшегося теперь в зоне нового компенсационного прогиба, знаменует начало инверсии (рис. 34, в).

Под внутренним прогибом астеносферный слой, служивший поставщиком расплавов в первичное центральное поднятие, отсутствует и расплавленный материал из следующего астеносферного слоя имеет возможность достичь поверхности. Внешний прогиб экранирован от этих расплавов верхним частично расплавленным слоем, поэтому вулканизм на стадии частной инверсии проявляется в основном во внутренних частях геосинклинали. Постоянно увеличивающийся объем горячего мантийного материала, в значительных количествах задерживающегося при своем движении вверх в коре и у ее подошвы, сильно прогревает кору и низы осадочной толщи. Это способствует региональному метаморфизму, образованию крупных вторичных очагов расплавов, переплавлению части пород осадочной толщи с образованием средних и кислых магм. В зоне центрального поднятия и внутреннего прогиба кора приобретает наклон в сторону внешней части геосинклинали, и слои осадочных пород под действием силы тяжести приходят в движение, деформируясь, сминаясь в складки, образуя надвиги и покровы.

В результате этого этапа развития структуры происходит новое перераспределение масс в литосфере. Теперь «утяжеленными» оказываются первичные прогибы. В астеносферных слоях гребневидный рельеф образуется в центральной зоне геосинклинали. Расплавленный материал поступает теперь сюда из под периферических частей структуры. В центре постепенно образуется горное сооружение, а на периферии — прогибы. Поступление мантийных расплавов к поверхности теперь происходит сквозь мощную толщу новообразованной коры, вероятно, иногда через промежуточные внутрикоровые очаги, поэтому состав лав приобретает широкий спектр кислотности, а извержения — спорадический взрывной характер.

После горообразования и формирования окаймляющих горную страну прогибов полиастеносфера в области геосинклинали оказывается переработанной и превращенной в литосферу до

уровня, соответствующего континентальным областям. Возможно, следующий астеносферный слой залегает существенно глубже, поэтому те изменения давления в полиастеносфере, которые были обусловлены перемещениями расплавов верхних частично расплавленных слоев, не вызывают изменения рельефа нижежащих фазовых границ, достаточного для продолжения мощного тектоно-магматического процесса в глубоких горизонтах. Регион постепенно «успокаивается», формируется новая плавная переходная зона к океанической полиастеносфере, если данная геосинклиналь развивалась на границе с обширной океанической областью, или полностью ликвидируется «останец» океанической полиастеносферы, ранее зажатый между двумя континентальными областями.

По-видимому, нельзя исключить и такой случай, когда после завершения геосинклинального процесса равновесие в переходной зоне между высоко и низко залегающими фазовыми границами так и не устанавливается и на фронте геосинклинали, только что окончившей цикл развития, закладывается новая структура.

Отмеченная выше пятая стадия развития геосинклинали связана, вероятно, с кристаллизацией остатков астеносферного слоя, участвовавшего в формировании структуры, и глубинных интрузивных тел, а также с постороженным охлаждением литосферы.

Изложенная схема эволюции тектоносферы очень напоминает ту, которая описывалась при рассмотрении структуры островной дуги. Но она имеет и некоторые отличия. Прежде всего, геосинклиналь непосредственно граничит с областью континентальной или субконтинентальной коры. Это обуславливает еще большую асимметрию сочленяющихся участков полиастеносфер, чем в случае образования островной дуги. Здесь происходит также более интенсивное осадконакопление в прогибах, причем образуются характерные фации. В развитии структуры участвуют, по-видимому, астеносферные слои более глубокого уровня, следовательно, геосинклинальные прогибы каждый в отдельности и вся структура геосинклинали в целом должны быть более широкими, чем прогибы и вся структура островной дуги. Все эти особенности способствуют развитию в геосинклинали и более интенсивной складчатости в сравнении с умеренной складчатостью островной дуги.

Указанные отличия отмечает на основании детального анализа тектонических условий Курильской зоны А. В. Горячев [40]: «... 1) для данного участка земной коры характерны незначительные (не геосинклинальные) мощности осадков. В то время как для типичных альпийских геосинклиналей разрез мезокайнозойских отложений достигает 15 000—18 000 м, на южных островах Курильской дуги их мощности не превышают 3 000—4 000 м;

2) несмотря на то что третичные отложения Курильской зоны претерпели складчатость дважды — в позднем миоцене и конце плиоцена, — здесь не наблюдается интенсивной складчатости голоморфного типа, характерной для геосинклинальных областей. Крупнейшие структуры области представлены простыми антиклиналями и синклиналями, углы наклона крыльев которых не более 10—30°. Простыми являются и осложняющие их складки высших порядков. В целом третичный осадочно-вулканогенный комплекс слабо дислоцирован;

3) Курильская зона кайнозойской складчатости характеризуется незначительной шириной, которая существенно отличает ее от типично геосинклинальных участков. Ширина последних измеряется сотнями километров. В противоположность этому Курильская зона имеет ширину 200—250 км. Таким образом, можно утверждать, что данный участок коры объединяет в себе элементы как геосинклинального, так, судя по приведенным данным, и парагеосинклинального развития и не является типичной альпийской геосинклиналью в общепринятом значении этого слова.»

В соответствии с рассматриваемой схемой можно определить условия образования так называемых дивергентных и конвергентных геосинклинальных бипар [111, с. 57]. Дивергентная бипара геосинклиналей может образоваться тогда, когда по обе стороны от континентального блока (срединного массива) расположены области с океанической или субокеанической корой (и соответствующей мантией — с высоким залеганием верхнего частично расплавленного слоя). Конвергентная бипара возникает в случае, когда между двумя континентальными массивами расположена достаточно широкая область океанического типа. Примеры таких сочетаний, взятые из Альпийского геосинклинального пояса, приведены Ж. Обуэном [111, фиг. 20]. Так, Динариды или Эллиниды составляют с Карпатами или Балканами дивергентные бипары, так же как Западные Альпы с Апеннинскими. Конвергентную бипару образуют Апеннины с Динаридами или Эллинидами.

Аномальное тепловое поле геосинклинали создается, очевидно, расплавленным мантийным материалом, поступающим в течение всего геосинклинального цикла из астеносферных слоев вверх и образующим мантийные и коровые интрузии. В соответствии с последовательностью поступления расплавов в различные зоны геосинклинали смещается и максимум теплового потока на поверхности.

В пределах развивающейся геосинклинали должна существовать зона гипоцентров землетрясений, подобная зоне Заварицкого—Беньофа островных дуг. Вследствие большей асимметрии сочленяющихся континентальной и океанической полиастеносфер в случае геосинклинали фокальная зона может быть более крутой, чем в области островной дуги.

5. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВПАДИНЫ (РИФТЫ)

Континентальные впадины, имеющие в литературе самые различные названия (авлакогены, грабены, рифтогены, рифты, тафросубгеосинклинали и т. д.), по своему геологическому строению и истории развития, несомненно, выделяются в самостоятельный класс структур. В последние годы они привлекают к себе все большее внимание исследователей. Определенные черты сходства океанических рифтов, расположенных в гребнях хребтов, континентальных впадин и структур типа Красного моря, дали повод для попыток построения глобальной системы рифтовых зон, опоясывающей непрерывным или почти непрерывным поясом всю Землю. При этом напрашивается вывод, что все впадины такой системы имеют один механизм формирования, причем действие его глобально. Однако последнее суждение неубедительно, так как различные рифтоподобные впадины отличаются одна от другой рядом признаков.

Общие черты строения всех рифтоподобных структур следующие. Структуры состоят из одного или нескольких протяженных, обычно ступенчатых осевых грабенов. Часто грабены имеют обрамление в виде поднятий полусводового или горстового характера, в свою очередь осложненных продольными и поперечными нарушениями, второстепенными грабенами. Молодые впадины характеризуются, как правило, высокой сейсмичностью. Очаги землетрясений неглубокие. В очаговой зоне фиксируется состояние растяжения. Магнитные аномалии — полосовидные; тепловой поток повышенный. В отдельных случаях с рифтоподобными впадинами связаны проявления вулканизма, иногда весьма интенсивного. В других — магматические породы в области впадины практически отсутствуют. Впадины древнего заложения, например Днепровско-Донецкая, асейсмичны, тепловой поток — около нормального среднего [38], но несколько выше, чем на прилегающих территориях древнейшей консолидации.

На основании анализа геологического строения, геоморфологии, тектонического положения и магматической активности различных рифтовых зон Земли Е. Е. Милановский [108] предложил следующую их классификацию. По глубинному строению земной коры все рифтовые зоны «можно разделить на три основные группы:

- 1) океанические (внутриокеанические), в которых как осевой грабен (собственно рифт), так и его обрамление обладают корой океанического (или близкого к нему) типа;
- 2) межматериковые, в которых рифт обладает корой океанического (или близкого к нему) типа, а его «плечи» — материковой корой;
- 3) материковые (внутриматериковые), в которых как сам

рифт, так и его «плечи» имеют кору материкового типа (под рифтом обычно несколько утоньшенную).»

По тектоническому строению и геоморфологии рифтовые зоны подразделяются на собственно рифтовые и рифтообразные (и пояса, объединяющие многие зоны). Первые содержат один главный осевой грабен, вторые — несколько параллельных или веерообразно расходящихся равноправных грабенов и горстов (рис. 35).

Рифтовые зоны имеют различное взаимное расположение: четковидное, кулисообразное, коленчатое, веерообразное расщепление, стык трех зон под углами от 60 до 120—150°, примерно параллельное (две зоны разобщены своеобразным «срединным массивом»), ступенеобразное.

Континентальные, или внутриматериковые рифтовые, зоны в свою очередь разделяются на несколько типов в зависимости от особенностей тектонического положения и геологической истории области, характера тектонических структур рифтового пояса и последовательности их формирования, роли и особенностей вулканических процессов, сопутствовавших рифтообразованию.

Образование океанических рифтов по схеме эволюции многофазной мантии происходит, как указывалось, на зрелой стадии развития океанических хребтов и связано с относительным выступом астеносферного слоя. По-видимому, такова же в принципе причина образования всех прочих рифтоподобных структур. Здесь уместно еще раз напомнить о своеобразной инверсии, возникающей при развитии неоднородностей полиастеносферы. Наиболее активно охлаждение литосферы и кристаллизация расплава астеносферы происходит там, где верхний частично расплавленный слой находится ближе всего к поверхности. Появление со временем трещин стимулирует поступление расплава вверх. Вынос расплава из астеносферного слоя резко ускоряет его исчезновение по сравнению с процессом кристаллизации *in situ*. Таким образом, ранее наиболее быстро эволюционировавший участок после тектоно-магматического цикла приобретает наибольшую стабильность по сравнению с соседними областями.

Выступ астеносферного слоя образуется на стыке двух или нескольких участков полиастеносферы, которые после одного или более тектоно-магматических циклов оказались переработанными на большую глубину, чем зона между ними. Такими циклами могли быть как процессы образования первичных структур континентальной коры, так и циклы геосинклинального или островодужного типов.

Разнообразие типов континентальных рифтов связано, по-видимому, с глубиной залегания кровли образовавшегося выступа полиастеносферы, его шириной, формой и мощностью. По нашей схеме эволюции тектоносферы существование такого выступа связано с первоначальной неоднородностью структуры поли-

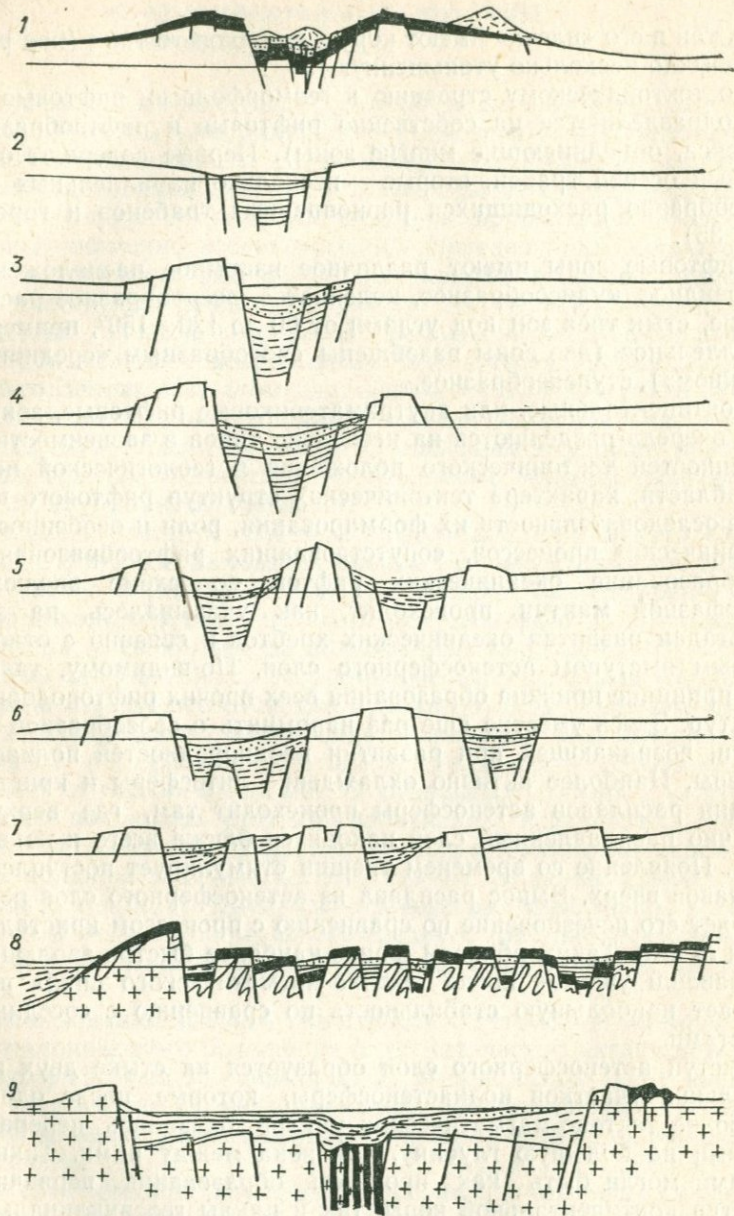


Рис. 35. Характерные типы структур рифтовых зон в поперечном сечении, вертикальный масштаб увеличен (по Е. Е. Милановскому [108]):

1 — сводово-вулканическая эпиплатформенная рифтовая зона; 2 — «щелевая» эпиплатформенная рифтовая зона без краевых поднятий; 3 — то же с одним краевым поднятием; 4 — то же с двумя краевыми поднятиями; 5 — то же с внутренним поднятием; 6 — то же с двумя самостоятельными рифтовыми впадинами; 7 — зона развития односторонне-наклоненных блоков; 8 — рифтообразный эпиорогенный пояс; 9 — межматериковая рифтовая зона.

астеносферы. Отсюда следует, что относительно тонкая кора континентальных рифтоподобных впадин также является первичной и нет необходимости искать механизм ее утонения в процессе образования структуры.

Схема формирования рифтоподобной впадины в процессе «ликвидации» выступа полиастеносферы представлена на рис. 36.

Образование горного обрамления рифта связано с внедрением мантийных расплавов в литосферу. При этом не обязательно, чтобы магма достигала верхов коры или изливалась на поверхность. Если верхушка выступа полиастеносферы залегала к началу обра-

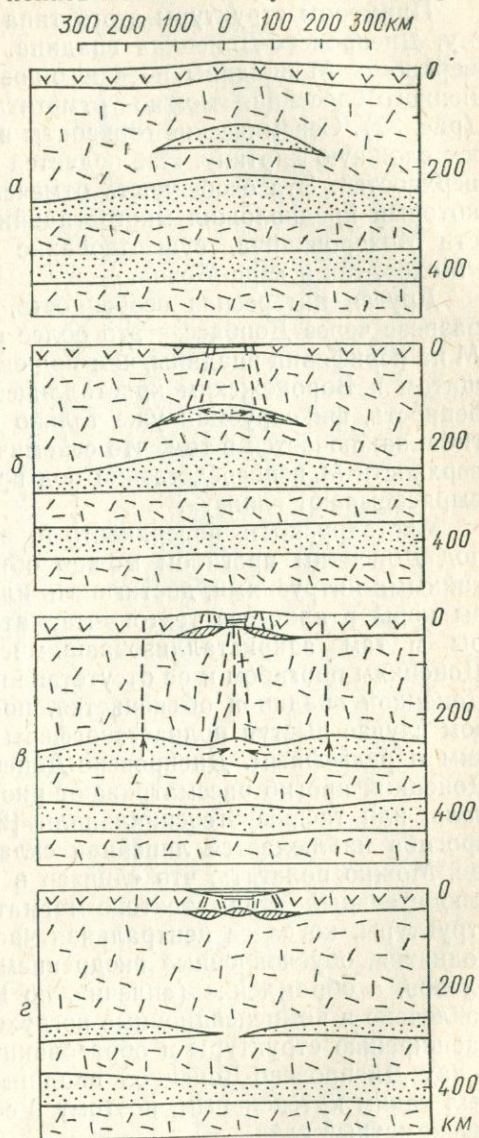


Рис. 36. Схема формирования рифтовой структуры.

а — остаточный «выступ» полиастеносферы;
б — в результате медленного охлаждения литосферы и кристаллизации «выступа» образованы глубинные разломы, окаймляющие рифт (грабен); начало формирования горного обрамления рифта;
в — образование под действием перераспределенного давления гребневидной формы границы второго астеносферного слоя; горное обрамление рифта вовлекается в опускание, а под впадину поступают мантийные расплавы (инверсия вертикальных движений); небольшие магматические проявления могут наблюдаться в пределах окружающих рифт стабилизированных областей;
г — завершение формирования континентальной рифтоподобной структуры с хорошо выраженным центральным грабеном и пологими склонами.
 Условные обозначения те же, что и на рис. 27.

зования структуры достаточно глубоко, а форма выступа была плавной, магма почти полностью могла задерживаться в низах коры. В этом случае на начальных этапах формирования структуры образуются невысокие пологие валы по их краям, но затем

они вовлекаются в проседание и на поверхности исчезают. Следы таких валов могут, однако, сохраниться в рельефе поверхности Мохоровичича.

Примером структуры этого типа может служить, по-видимому, Днепровско-Донецкая впадина. В рельефе и структуре поверхности М впадины и ее юго-восточного продолжения — Донецкого бассейна, можно отметить такие особенности [144] (рис. 37). Сейсмические горизонты в районе поверхности М имеют сложную картину. Наблюдается как бы несколько таких поверхностей. Эта особенность отмечена В. Б. Соллогубом [140], который предположил многостадийное формирование поверхности Мохоровичича, существование как современной границы «Мохо», так и «пра-Мохо».

Другая интересная особенность, лучше проявляющаяся на разрезе через Донбасс,— это более глубокое залегание границы М на периферии впадины, чем под окружающими ее Украинским щитом и Воронежским кристаллическим массивом. Третья особенность, фиксируемая уже только в пределах Донецкого прогиба, заключается в том, что сейсмические границы в районе поверхности М непосредственно под прогибом фундамента как бы вырисовывают «линзу».

Многоярусность поверхности М и «линзу» в основании коры под Донецким прогибом можно объяснить базальтовыми мантийными интрузиями, достигшими или почти достигшими подошвы коры в процессе тектоно-магматического развития структуры и там закристаллизовавшимися. Наличие «линзы» под Донецким прогибом и ее отсутствие под собственно Днепровско-Донецкой впадиной объясняется, по-видимому, тем, что в первом случае выступ полиастеносферы был более мощным, широким и рельефным. Днепровско-Донецкую впадину и тем более Донецкий прогиб рассматривают иногда как «почти» геосинклиналь, или тафросубгеосинклиналь [22]. В пределах Донецкого прогиба наблюдается линейная складчатость в осадочной толще. Можно полагать, что «линза» в коре прогиба отражает заключительный этап тектоно-магматического развития этой структуры, когда ее центральная часть испытала значительные поднятия, обусловленные внедрением под кору мантийных расплавов, а обрамление («плечи», по Е. Е. Милановскому) было вовлечено в компенсационные погружения, приведшие к общему расширению структуры и образованию пологих склонов. В пределах Днепровско-Донецкой впадины заключительный этап не был таким интенсивным, поэтому в ее структуре он оставил менее заметный след.

Таким образом, на примере Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого прогиба можно проследить переход от собственно рифтоподобной континентальной структуры через субгеосинклиналь к типичной внутриконтинентальной геосинклинали, если в этот ряд включить, например, Урал.

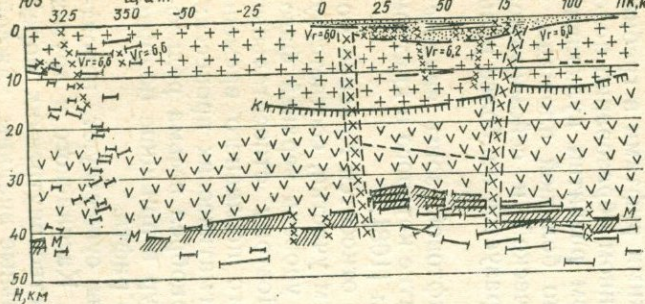
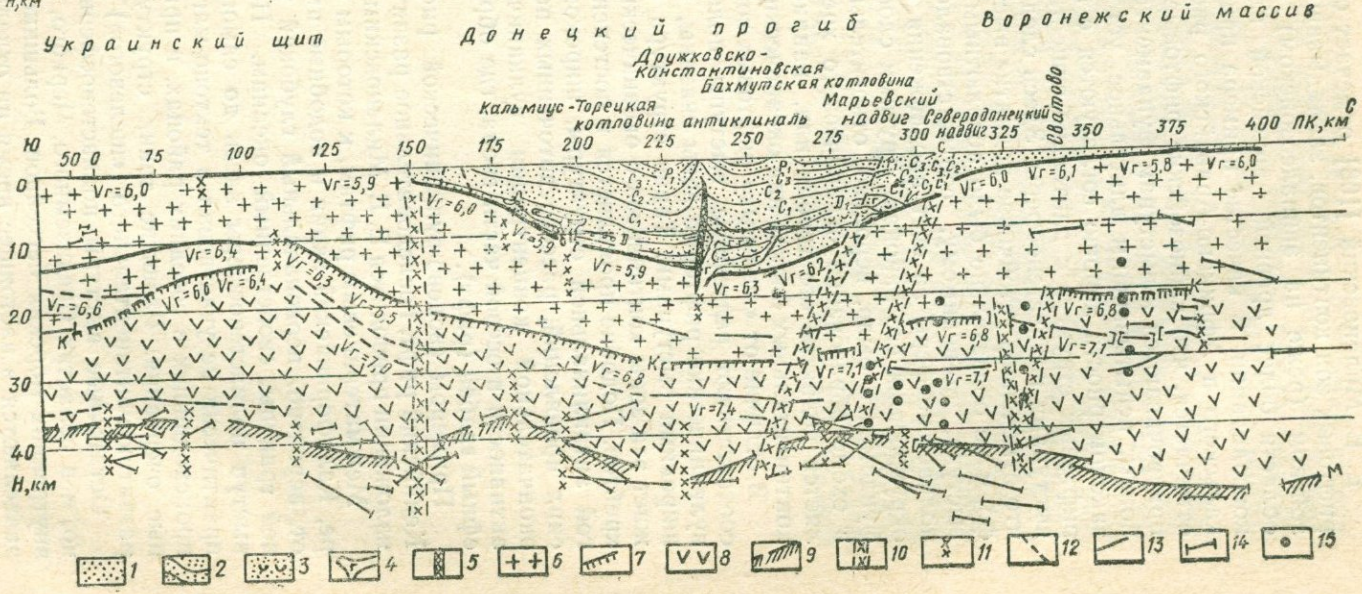


Рис. 37. Сейсмогеологические разрезы земной коры через Днепровско-Донецкий авлакоген (по М. Г. Маноте) и Донецкий прогиб (по В. Б. Соллогубу, Н. И. Павленковой и Т. В. Смельнянской) [144]. Отношение масштабов 1 : 2:

1 — осадочный слой; 2 — стратиграфические горизонты в осадочном слое Донбасса; 3 — отложения соли; 4 — девонские эффузивы; 5 — позднегерцинские дайки; 6 — «гранитный» слой; 7 — раздел Конрада; 8 — «базальтовый» слой; 9 — раздел М; 10 — основные глубинные разломы; 11 — крупные разломы; 12 — разломы по геологическим данным; 13 — преломляющие границы с указанием значений граничной скорости (км/с); 14 — отражающие площадки; 15 — точки дифракции.



Е. Е. Милановский [108] отмечает особенность современных рифтовых зон континентов, закладывавшихся на позднепротерозойском (реже на эпипалеозойском) фундаменте, «избегать» области более древней, архейской или раннепротерозойской консолидации. В качестве примера приводятся структуры Байкальского и Африкано-Аравийского рифтовых поясов. Там же отмечается, что кайнозойские рифтовые зоны преимущественно приурочиваются к выступам фундамента платформы, т. е. к районам, испытывавшим длительное устойчивое поднятие. Эти закономерности хорошо согласуются с представлением о связи рифтовых структур с длительно существовавшими остаточными выступами полиастеносферы. Здесь следует только подчеркнуть, что отмеченное устойчивое поднятие выступов фундамента платформ не обязательно было абсолютным. Формированию такого выступа, по-видимому, соответствовало образование выступа полиастеносферы за счет продвижения вниз фазовых границ в окружающих его районах. Другими словами, поднятие выступа фундамента было, вероятно, относительным, подобно тому как в схеме образования океанического хребта относительным является поднятие его гребня или, например, вековое поднятие континентальных блоков над океаническим дном.

В отличие от «щелевых» рифтовых зон континентов, которым соответствуют рельефные выступы полиастеносферы, сводово-вулканические рифтовые зоны связаны, вероятно, с пологими и широкими выступами. Такая структура полиастеносферы сближает эти зоны континентов с океаническими рифтами в гребнях хребтов. Подобие проявляется в постепенном образовании пологой антиклинальной структуры, широком развитии вулканических проявлений, рассосредоточенных по большой площади, и окончательной концентрации вулканической и сейсмической активности в осевой части свода, где образуется наиболее рельефный грабен (рифт).

Примером сводово-вулканической рифтовой зоны является Кенийский рифт, последовательное развитие которого в кратком изложении приводится Е. Е. Милановским [108].

Межматериковым рифтам, к которым относятся Красное море, Калифорнийский залив и подобные им участки, соответствует, вероятно, первоначальный глубокий уровень верхней фазовой границы, свойственный океанам. Поэтому относительный выступ полиастеносферы здесь до самого последнего времени практически не участвовал в тектоно-магматических процессах, происходивших в соседних районах, и приобрел весьма рельефные очертания. Развитие таких структур в принципе подобно развитию континентального («щелевого») рифта.

Остаточные выступы полиастеносферы существуют, вероятно, и в областях Средиземного, Черного, Каспийского и других внутренних морских бассейнов. Большинство внутренних морей разделяются в настоящее время на отдельные впадины, каждой

из которых, возможно, соответствует свой собственный выступ полиастеносферы. Размеры отдельных выступов, по-видимому, уже недостаточны для образования типичных геосинклиналей, и развитие этих морей идет по схеме континентальных рифтовых впадин или субгеосинклиналей.

Наряду с относительными поднятиями крупных территориальных единиц периодически происходят, вероятно, и абсолютные поднятия. Причиной абсолютных поднятий может быть, например, замедление кристаллизации расплавленной компоненты в кровле верхнего частично расплавленного слоя и смена кристаллизации расплавлением, обусловленным накоплением толщи осадков, обладающих низкой теплопроводностью. Имеющиеся приближенные оценки указывают на возможность такой инверсии [208], но детально это явление пока не исследовано. Другой причиной медленных абсолютных поднятий может быть концентрация значительного объема мантийных расплавов в коре и на границе ее с мантией. При этом также изменяется термический режим литосферы в сторону уменьшения градиента температуры и, следовательно, уменьшения теплового потока над верхней фазовой границей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современное состояние геофизических методов не позволяет одновременно исследовать детальное строение верхней мантии. В особо благоприятных случаях удается все же установить, что верхняя мантия до глубины 600—700 км слоистая. В областях островных дуг, где очаги землетрясений распределены практически по всему разрезу верхней мантии, выделяются слои, в которых сейсмические волны распространяются с пониженными скоростями и повышенным их затуханием. С этими же уровнями связана и минимальная сейсмическая активность. Характер распространения каналовых волн, возбуждаемых землетрясениями, указывает на то, что подобная структура верхней мантии имеет глобальное распространение. В то же время наблюдается вполне определенная зависимость между глубиной залегания кровли мантийного слоя с пониженной скоростью распространения упругих волн и мощностью (и типом) земной коры в этом же районе.

Петрологические и геохимические исследования ксенолитов глубинных магм, отмечаемая зависимость состава лав от структурно-тектонического положения вулканов в сопоставлении с физическими свойствами слоев литосферы и волноводов позволяют сделать вывод о том, что астеносфера Земли представляет собой чередование слоев нацело твердых, сложенных породами типа перидотитов, и частично расплавленных, содержащих помимо перидотитов в твердой фазе, расплавы базальтового состава. Следовательно, есть основания полагать, что астеносфера включает несколько частично расплавленных слоев, т. е. является полиастеносферой, многофазной системой.

Полиастеносфера совместно с вышележащей литосферой составляет тектоносферу Земли. Отсутствие каких-либо экспериментальных данных, которые указывали бы на наличие перемещений вещества глубже 700 км (упругие и приливные колебания здесь во внимание можно не принимать), дает основания считать, что вся тектоническая активность Земли вызвана перемещениями вещества, происходящими исключительно в тектоносфере.

Энергия, заключенная в тектоносфере в виде скрытой теплоты перехода и обязанная теплоемкости пород, значительно меньше энергии, теряемой Землей с тепловым потоком через ее поверхность. В то же время кристаллизация расплавленной компоненты, остывание литосферы и перемещения расплавов по разломам под действием силы тяжести вполне могут обеспечить наблюдаемые вертикальные перемещения поверхности и тектонические деформации.

Историческая направленность тепловой эволюции тектоносферы не может быть однозначно определена с использованием только геотермических данных и существующих гипотетических реконструкций термической истории Земли. Используя результаты исследования истории формирования водной оболочки планеты, аргоновой составляющей атмосферы, развития литофаций, вероятного направления движения границы литосфера — полиастеносфера, а также учитывая хорошо известную последовательность развития геосинклиналей вокруг первичных ядер консолидации континентальной коры, можно с достаточно большой достоверностью принять, что развитие земной коры идет от океанической к континентальной, причем литосфера медленно охлаждается.

Вполне естественно предполагать, что слои первичной тектоносферы не были идеально выдержанными по мощности и составу по всей площади планеты. Следовательно, остывание литосферы происходило и происходит неравномерно, пятнами. В каждый конкретный момент быстрее остывает то пятно, которому соответствует наиболее тонкая литосфера.

Многофазная система тектоносферы различно реагирует на охлаждение с поверхности и изменение давления. В первом случае расплавленная компонента кристаллизуется практически только в кровле верхнего частично расплавленного слоя, во втором — приходят в движение все фазовые границы. Кристаллизация расплава сопровождается уменьшением удельного объема вещества, следовательно, проседанием всей вышележащей толщи. В этом же направлении действует и остывание литосферы. Ее деформация, вызванная неравномерным прогибанием, приводит к появлению разрывных нарушений. Наиболее интенсивная нарушенность раздвигового типа возникает в зоне между двумя смежными прогибами. Раздвижки являются каналами, по которым расплавленная компонента астеносферных слоев под действием тяжести вышележащих толщ поступает вверх, где сравнительно быстро остывает и кристаллизуется.

Начавшийся тектоно-магматический процесс способствует относительно быстрой переработке астеносферных слоев, потере ими расплавленной компоненты, увеличению в соответствующем участке мощности коры и литосферы за счет сокращения мощности полиастеносферы. После завершения тектоно-магматического цикла происходит, таким образом, своеобразная ин-

версия: наиболее активный участок (где ранее литосфера была тонкой, а скорость ее остывания и кристаллизации верхней астеносферы — наибольшей) превращается в относительно стабильный, развивающийся далее значительно медленнее окружающих его площадей.

Движение расплавов, возникающее при тектоно-магматическом процессе, приводит к перераспределению давления в среде, что способствует нарушению термодинамического равновесия в нижележащих слоях полиастеносферы. Последовательное участие в тектоническом процессе нескольких астеносферных слоев приводит к таким явлениям, как перерывы в осадконакоплении, частная и полная инверсия.

Многофазно-слоистая модель тектоносферы Земли и предположение о ее неоднородном, пятнистом строении совместно с предположением об остывании литосферы позволяют наметить общую последовательность тектонического развития и построить схемы формирования отдельных типов региональных геологических структур.

Быстрее других развивались, по-видимому, области концентрации не крупных, до первых сотен километров в поперечнике, пятен, обладавших наибольшей рельефностью и наименьшей мощностью литосферы. Начальные тектонические этапы Земли характеризовались развитием изометричных (кольцевых, овальных и т. п.) структур и их ассоциаций. Консолидация таких областей знаменовала появление первых континентальных блоков, зоны сочленения которых с областями еще не переработанной полиастеносферы уже имели выраженную линейность.

Развитие наиболее крупных пятен, до первых тысяч километров в поперечнике, менее рельефных и обладавших наиболее мощной первичной литосферой, происходило значительно медленнее. Области концентрации крупных пятен представляют собой океанические бассейны. Тектоно-магматический процесс в пределах крупных пятен из-за их малой рельефности и почти равномерного остывания по большим площадям проявляется сравнительно слабо, поэтому они отстают в своем тектоническом развитии.

Несколько быстрее развиваются пятна средней величины, около тысячи километров в поперечнике, осложненные, вероятно (как и другие, мелкие и крупные), неоднородностями второго и более высоких порядков.

Зоны сочленения областей с различной степенью переработки полиастеносферы не одинаково резкие. Наибольшей контрастностью должно характеризоваться сочленение полиастеносфер, соответствующих континентальной и океанической областям, наименьшей — сочленение двух океанических пятен. В первом случае возможно создание условий для образования геосинклинали, во втором — океанического хребта. Структура типа островной дуги возникает в зоне сочленения либо океанического круп-

ного пятна и пятна средней величины, либо двух пятен средней величины, полиастеносферы которых переработаны к моменту образования структуры на разную глубину. Континентальные рифты и рифтоподобные впадины образуются над остаточными выступами полиастеносферы, не затронутыми или мало затронутыми тектоно-магматическими процессами, протекавшими в соседних областях.

Рассмотренные схемы образования и развития важнейших региональных геологических структур, по-видимому, не противоречат основным надежно установленным данным о закономерностях их строения и последовательности формирования. Однако эти схемы не согласуются со многими известными тектоническими представлениями, вариантами интерпретации фактических данных. Так, изложенная концепция находится в противоречии с представлениями о первичности материковой коры и вторичности океанической, о важной роли Архимедовой уравниваемости отдельных блоков литосферы, о конвективных перемещениях вещества тектоносферы, возможности значительных суммарных горизонтальных перемещений литосферных блоков, что является основой тектоники плит и новой глобальной тектоники.

Автор не ставил своей целью вступать в прямую полемику со сторонниками тектоники плит, неизбежно приводящую к такому положению, когда идейные противники требуют друг от друга объяснения фактов, которые, возможно, вообще не имеют отношения к предмету спора или не являются собственно фактами.

В этом отношении показателен вопрос о смещениях по разлому Грейт-Глен в Шотландии. В. Кеннеди [63] провел детальное исследование тектонической обстановки в районе этого нарушения, тщательно изучил гранитные массивы — Фойерский и Строншианский, находящиеся по разные стороны от разлома на расстоянии 100 км один от другого и непосредственно примыкающие к нарушению. Придя к заключению, что состав и структура гранитных массивов идентичны, В. Кеннеди сделал вывод о том, что по разлому Грейт-Глен произошло суммарное горизонтальное перемещение с амплитудой 100 км. Аргументация В. Кеннеди заставила Ю. М. Шейнманна [172], не видевшего достаточных доказательств больших горизонтальных смещений в других известных районах предполагаемых крупных сдвигов (Сан-Андреас, Ферганский), почти поверить в реальность стокилометрового смещения в районе Грейт-Глен. Однако, как утверждают Дж. Беннисон и А. Райт [18, с. 102], ... «хотя левосторонние смещения по Грейт-Гленскому разлому, вероятно, были большими, позднейшие исследования не подтвердили предположения Кеннеди о том, что строншианские и фойерские граниты эквивалентны. Таким образом, нет определенных данных, по которым можно судить о величине смещения.»

Американские геологи, исследовавшие вопрос о суммарном

горизонтальном смещении по разлому Сан-Андреас, не пришли к единому мнению о его амплитуде. Одни предполагают, что она превышает 500 км [181, 191], другие приводят сведения, указывающие на то, что она не должна быть большой [207]. Исследования, проведенные в Долине Смерти (Калифорния) Л. А. Райтом и Б. В. Трокселем [225], указывают на то, что суммарные горизонтальные смещения по системе разломов Долина Смерти — Фернис Крик, ранее считавшиеся очень большими, не могут превышать 8 км.

Коль скоро нельзя считать доказанными большие суммарные смещения по разломам, наблюдаемым на суше, где в распоряжении геологов имеется самый разнообразный материал, включая каменный, то, по-видимому, совсем уж преждевременно считать установленными грандиозные сдвиги океанической литосферы.

В соответствии с изложенной в настоящей работе схемой эволюции тектоносферы должны иметь место следующие положения.

1. Тектонические механизмы действуют только локально. Однако они могут действовать практически одновременно на значительных территориях или вдоль протяженных тектонических линий.

2. Тектоносфера развивается в направлении увеличения мощности литосферы и коры за счет уменьшения мощности полиастеносферы.

3. Развитие тектоносферы необратимо. (Отсюда следует, что временные рамки действия принципа актуализма ограничены.)

4. Горизонтальные перемещения блоков литосферы не могут существенно превышать их вертикального перемещения.

5. Однажды образованная кора не может уменьшиться в мощности иначе, как путем размыва ее поверхности.

6. Восходящие движения отдельных блоков литосферы, связанные с поступлением мантийных расплавов, сопровождаются компенсационными нисходящими движениями в непосредственно примыкающих к этим блокам участках.

Попытаемся определить место изложенной схемы эволюции тектоносферы среди геотектонических идей и гипотез, высказывавшихся ранее.*

Одним из первых высказал предположение о неравномерном остывании и затвердевании Земли Г.-В. Лейбниц (1646—1716 гг.). Он полагал, что Земля первоначально была расплавленной. В основе классической контракционной гипотезы, опубликованной Эли де Бомоном (1798—1874 гг.) в 1852 г., также лежала идея охлаждения первоначально расплавленной Земли. Но в отличие от гипотезы Г.-В. Лейбница центральным пунктом

* Сведения по истории геотектонических идей приводятся по работе В. В. Белоусова [8].

контракционной гипотезы было представление об общей силе сжатия, охватывающей равномерно всю кору целиком вследствие ее стремления «обжечь» охлаждающееся и уменьшающееся в размерах ядро. По-видимому, контракционная гипотеза была первой концепцией глобального тектонического действия. И Г.-В. Лейбницем, и Эли де Бомоном и его последователями предполагался, следовательно, процесс фазового перехода типа кристаллизации как важнейший элемент геотектонического механизма.

Идея образования положительных форм рельефа, гор в результате опускания окружающих территорий принадлежит Леонардо да Винчи (1452—1519 гг.). Аналогичных взглядов придерживался Николаус Стено (1638—1687 гг.), автор знаменитых канон, полагавший, что образование неровного рельефа объясняется частичным обрушением верхних слоев пород в пустоты, возникающие вследствие выжигания подземным огнем или вымывания водой. Взгляды Леонардо да Винчи и Николауса Стено были, таким образом, предвестниками идеи сокращающегося в объеме земного шара.

Механизм образования гор и сопряженных компенсационных прогибов вследствие перемещения магматического материала предложен впервые М. В. Ломоносовым (1711—1765 гг.) в сочинении «О слоях земных». Механизм вертикального поднятия пород магмой стал основным в развившейся гипотезе поднятия, или вулканической гипотезе, господствовавшей до второй половины XIX века. Постепенно эта гипотеза, вначале имевшая черты катастрофизма, свойственные естествознанию той эпохи, приобрела характер эволюционного учения. Этому способствовали труды Дж. Геттона (1726—1798 гг.) и Ч. Лайеля (1797—1875 гг.). Д. Геттон, по-видимому, был первым, кто высказал в своей книге «Теория Земли» идею гравитационной складчатости, развивающейся на основании, которое приобретает наклон под действием вертикально направленных сил. В работах Л. Буха (1774—1852 гг.) и Б. Штудера (1794—1887 гг.) гипотеза поднятия получила свое завершение. Б. Штудер полагал, что магма не только приподнимает породы, создавая тем самым склоны, по которым соскальзывает осадочная толща в обе стороны от центрального кристаллического массива, но и активно их раздвигает, создает в них горизонтальные движения, дополнительно способствуя образованию складок.

Можно отметить такую особенность в исторической смене и развитии геотектонических идей и представлений. В каждой более поздней концепции наиболее полно развивались лишь некоторые идеи более ранней, в то время как другие забывались. Так, в контракционной гипотезе не было мысли Лейбница о неравномерном остывании Земли; в зрелой гипотезе поднятия уже не придавалось должного значения идее Ломоносова о компенсационных прогибах и уменьшению объема пород при затверде-

вании, которое имел в виду Г.-В. Лейбниц. До настоящего времени незбылемыми остаются принципы Николауса Стено, но почти совершенно забыта идея Леонардо да Винчи и Нуколауса Стено о возможной остаточной природе поднятий.

Со временем, однако, давно забытые идеи вновь всплывают, когда того требует логика исследования. Так, в результате накопления данных о закономерностях геофизических полей в пределах различных геологических структур, физических свойств вещества верхней мантии, особенностей связи поверхностных структур земной коры с глубинными и других вновь встал вопрос о важной роли фазовых превращений вещества в тектонических процессах. Наиболее последовательным сторонником этого направления в физике верхней мантии Земли и геотектонике был С. И. Субботин, разработавший основы теории тектогенеза, в основе которой лежат фазовые, полиморфные и другие переходы вещества мантии. Важное значение фазовым превращениям в недрах Земли в связи с тектоническими процессами придаст В. А. Магницкий.

Таким образом, рассмотренные в настоящей работе тектонические механизмы и схемы в той или иной мере содержат положения, имеющие корни как в весьма отдаленном прошлом, так и в работах современных исследователей. Существенно новым здесь является использование свойств многофазно-слоистой мантии для построения конкретных схем развития региональных геологических структур.

1. *Аверьянова В. Н.* Связь параметров сейсмичности и глубинного строения Курило-Камчатской зоны.— В кн.: Глубинное строение земной коры. М., «Наука», 1975, с. 84—104.
2. *Артёмьев М. Е.* Некоторые результаты и проблемы изучения изостазии.— В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1973, с. 3—11.
3. *Артюшков Е. В.* Образование конвективных деформаций в слабо литифицированных осадочных породах.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 12, с. 79—101.
4. *Артюшков Е. В.* Об установлении изостатического равновесия земной коры.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, № 1, с. 26—33.
5. *Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, № 9, с. 3—17.
6. *Артюшков Е. В.* О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях.— В кн.: Материалы Международного симпозиума по современным движениям земной коры. (Л., май 1968). Вильнюс, 1969.
7. *Балакина Л. М. и др.* Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., «Наука», 1972.
8. *Белоусов В. В.* Общая геотектоника. М.— Л., Госгеолиздат, 1948.
9. *Белоусов В. В.* Некоторые вопросы глубинной тектоники.— Вестн. Московск. гос. ун-та, 1960, № 5, с. 3—12.
10. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
11. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
12. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
13. *Белоусов В. В.* Об одной гипотезе развития океанов.— Бюл. Московск. о-ва испытат. природы, отд. геол., 1970, № 4, с. 92—114.
14. *Белоусов В. В.* Тектоносфера Земли, идеи и действительность.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 60—99.
15. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
16. *Белоусов В. В., Рудич Е. М.* О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— Сов. геология, 1960, № 10, с. 3—23.
17. *Беляевский Н. А., Родников А. Г.* Островные дуги Дальнего Востока.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972, с. 5—26.
18. *Беннисон Дж., Райт А.* Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972.
19. *Бердичевский М. Н. и др.* Аномалии электропроводности верхней мантии и их геотермическая интерпретация.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1971, № 7, с. 56—67.
20. *Берц Ф.* Обзор некоторых теорий термальной истории Земли.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 1, с. 39—56.
21. *Бёнс Э.* Желоб Пуэрто-Рико.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 149—156.
22. *Бондарчук В. Г.* Геология Украины. К., Вид-во АН УРСР, 1959.
23. *Бондарчук В. Г.* Очерки по региональной тектоогении. К., «Наук. думка», 1972.

24. *Верещагин Л. Ф. и др.* Изменение электрического сопротивления некоторых полупроводников при давлениях до 300 000 кг/см².— ДАН СССР, 1962, т. 145, № 4, с. 757—760.
25. *Винник Л. П., Лукк А. А.* Горизонтальные неоднородности верхней мантии в районах платформенной активизации Центральной Азии.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 7, с. 15—29.
26. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
27. *Виноградов А. П.* Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 11, с. 3—17.
28. *Виноградов А. П.* Верхняя мантия — земная кора (геохимический аспект). М., «Наука», 1964.
29. *Войси А. Х.* Некоторые замечания к гипотезе дрейфа континентов.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966, с. 217—222.
30. *Гайнанов А. Г. и др.* Изостазия и глубинная структура коры в зоне перехода от северо-восточной части Азиатского материка к Тихому океану.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972, с. 27—42.
31. *Гервер М. Л. и др.* Проблемы глобальной вычислительной геофизики.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1974, № 10, с. 33—45.
32. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.
33. *Гзовский М. В. и др.* Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 12, с. 3—31.
34. *Гинтов О. Б.* Кольцевые структуры докембрия Украины.— Геотектоника. 1973, № 5, с. 65—74.
35. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.— Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 271. Новосибирск, «Наука», 1975.
36. *Глуховский М. З., Павловский Е. В.* К проблемам ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—7.
37. *Гордиенко В. В.* Тепловые аномалии геосинклиналей. К., «Наукова думка», 1975.
38. *Гордиенко В. В., Кутас Р. И.* О тепловом поле Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса и некоторых проблемах тектогенеза.— Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 39, с. 72—76.
39. *Горшков Г. С.* Некоторые вопросы теории вулканологии.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 11, с. 21—27.
40. *Горячев А. В.* Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Сов. геология, 1960, № 10, с. 24—41.
41. *Горячев А. В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966.
42. *Григорьев А. С.* О деформациях земной коры, отвечающих гипотезе воздействия подкоровых конвекционных потоков.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1974, № 6, с. 3—11.
43. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 132—227.
44. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 78—117.
45. *Гутенберг Б.* Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.
46. *Гутенберг Б., Рихтер К.* Сейсмичность Земли. М., ИЛ, 1948.
47. *Гутерман В. Г.* О стационарном распределении температуры в земной коре и верхней мантии при наличии частично расплавленного слоя.— В кн.: Новые данные о геофиз. исслед. на Украине. К., 1974, с. 156—164.
48. *Гутерман В. Г.* Некоторые особенности и геотектонические следствия развития многофазно-слоистой модели верхней мантии Земли.— ДАН УССР, сер. Б, 1975, № 10, с. 882—886.
49. *Гутерман В. Г.* О формировании структуры островной дуги.— ДАН УССР, сер. Б, 1975, № 11, с. 966—969.

50. Гутерман В. Г. О формировании геосинклинали.— ДАН УССР, сер. Б, 1975, № 12, с. 1068—1071.
51. Гутерман В. Г., Сигалов Я. Б. К построению математической модели деформированного и напряженного состояния тел, возникающего при фазовых превращениях первого рода.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 46, с. 88—94.
52. Гутерман В. Г., Сигалов Я. Б. Задача о деформированном состоянии весомого полупространства с фазовыми границами и заданными источниками тепла.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 50, с. 66—71.
53. Гутерман В. Г., Сигалов Я. Б. Про можливу неізостатичну природу постгляціальних підняттяв.— ДАН УРСР, сер. Б, 1974, № 6, с. 519—523.
54. Гутерман В. Г., Старостенко В. И., Яценко Ю. П. О генезисе срединно-океанических хребтов.— Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 44, с. 76—80.
55. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975.
56. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960.
57. Дорман Дж., Юинг М., Оливер Дж. Распределение скорости поперечных волн в верхней мантии по наблюдениям мантийных релеевских волн.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М., «Мир», 1964, с. 265—328.
58. Зейлик Б. С., Сейтмуратова Э. Ю. Метеоритная структура в центральном Казахстане и ее магмоконтролирующая роль.— ДАН СССР, 1974, т. 218, № 1, с. 167—170.
59. Иванов С. С. Краевые поднятия фундамента материковых плит.— В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., «Наука», 1975, с. 39—43.
60. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.
61. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Наука», 1965.
62. Каттерфельд Г. Н. К проблеме образования морфологического лика планет типа Земли.— В кн.: Географический сборник, № XV. Астрогеология. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, с. 104—129.
63. Кеннеди В. Разлом Грейт-Глен.— В кн.: Проблемы перемещения материков. М., ИЛ, 1963, с. 194—225.
64. Корзун В. П., Махнач А. С. Верхнедевонский щелочной вулканизм юга Русской платформы и причины его проявления.— ДАН СССР, 1972, т. 208, № 2, с. 417—420.
65. Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., «Наука», 1968.
66. Красс М. С., Нападенский Г. Б. О механизме гравитационного диапирного тектогенеза.— Вестн. Московск. гос. ун-та, сер. геол., 1972, № 3, с. 91—101.
67. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
68. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вскрест окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 249—261.
69. Кутас Р. И. Величина теплового потока и магматизм (проблема связи).— Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 53, с. 3—12.
70. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле и глубинное строение Восточных Карпат.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 35, с. 70—77.
71. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Величина теплового потока і тектогенез.— ДАН УРСР, сер. Б, 1970, № 2, с. 134—136.
72. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Карпат и некоторые вопросы геотермии.— Труды Московск. о-ва испытат. природы, отд. геол., 1972, вып. 46, с. 75—80.
73. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.
74. Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
75. Левин Б. Ю. Взаимодействие астрономии, геофизики и геологии при изучении Земли.— В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 166—180.

76. *Левин Б. Ю., Маева С. В.* О термической истории Земли.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1960, № 2, с. 243—252.
77. *Левин Б. Ю., Маева С. В., Софронов В. С.* Термическая история Земли и родственных ей планет.— Труды Московск. о-ва испытат. природы, отд. геол., 1972, т. 46, с. 38—51.
78. *Леман И.* Волны S и структура верхней мантии.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М., «Мир», 1964, с. 141—165.
79. *Лукк А. А., Нерсесов И. А.* Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага.— ДАН СССР, 1965, т. 162, № 3, с. 559—562.
80. *Лутц Б. Г.* Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов.— Вестн. АН СССР, 1973, № 10, с. 28—36.
81. *Лутц Б. Г.* Состав тектосферы материков и его эволюция.— В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структуры земной коры и верхней мантии. (Тезисы докладов). М., 1975, с. 18—20.
82. *Любимова Е. А.* Термическая история и температура Земли.— Бюл. Московск. о-ва испытат. природы, отд. геол., 1958, т. 33 (4), с. 39—49.
83. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
84. *Любимова Е. А.* Тепловые потоки и динамика земных недр.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 5, с. 3—17.
85. *Любимова Е. А., Никитина В. Н.* Анализ сингулярности теплового потока над срединными океаническими хребтами.— ДАН СССР, 1974, т. 216, № 3, с. 540—543.
86. *Любимова Е. А., Фельдман И. С.* Тепловой поток, температура и электропроводность земной коры и верхней мантии Земли.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли, вып. 2. Изд-во Московск. ун-та, 1975, с. 144—190.
87. *Люстих Е. Н.* О «космогетектонической» гипотезе.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 2, с. 238—239.
88. *Люстих Е. Н.* Изостазия и изостатические гипотезы.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1957, № 38(165).
89. *Люстих Е. Н.* О гипотезах талласогенеза и глыбах земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 11, с. 1542—1549.
90. *Люстих Е. Н.* Неомобилизм и конвекция в мантии Земли (статья 2). Увязка гипотез конвекции и материкового дрейфа.— Бюл. Московск. о-ва испытат. природы, т. 70, отд. геол. 1965, т. 40, вып. 2, с. 5—21.
91. *Люстих Е. Н.* Послесловие к кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966, с. 226—231.
92. *Магницкий В. А.* О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и подкорovém слое.— Бюл. Московск. о-ва испытат. природы, отд. геол., 1948, № 2, с. 3—22.
93. *Магницкий В. А.* О природе переходного слоя в оболочке Земли.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 6, с. 700—704.
94. *Магницкий В. А.* К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов.— Вопросы космогонии, 1958, т. 6, с. 5—38.
95. *Магницкий В. А.* Оболочка и кора Земли.— Сов. геология, 1961, № 5, с. 3—15.
96. *Магницкий В. А.* Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры.— Вестн. АН СССР, 1961, № 11, с. 18—24.
97. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
99. *Магницкий В. А., Калашникова И. В.* Об общей направленности развития земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1962, № 8, с. 993—996.
98. *Магницкий В. А., Жарков В. Н.* Природа слоев пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., «Наука», 1970, с. 197—212.
100. *Магницкий В. А., Калашникова И. В.* О возможных причинах современных вертикальных движений земной коры.— Бюл. Московск. о-ва испытат. природы, отд. геол., 1969, № 5, с. 18—28.
101. *Магницкий В. А., Калинин В. А.* Свойства оболочки земли и физическая

природа переходного слоя.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 1, с. 87—95.

102. *Магницкий В. А., Хорошева В. В.* К вопросу о волноводе в оболочке Земли и его физической природе.—ДАН СССР, 1960, т. 135, № 2, с. 305—307.
103. *Маева С. В.* О термической истории Земли.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, № 3, с. 3—17.
104. *Маева С. В.* Тепловая история Земли с железным ядром.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1971, № 1, с. 3—17.
105. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Попидайский метеоритный кратер.—Сов. геология, 1971, № 6, с. 143—147.
106. *Мейерхофф А., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника — основные противоречия.—В кн.: Новая глобальная тектоника (Тектоника плит). М., «Мир», 1974, с. 377—455.
107. *Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
108. *Миладовский Е. Е.* Основные типы рифтовых зон материков.—Вестн. Московск. ун-та, геология, 1970, № 2, с. 13—35.
109. *Мухелишвили Н. И.* Некоторые основные задачи математической теории упругости. М., «Наука», 1966.
110. *Мэттсон П.* Геологическое строение Пуэрто-Рико.—В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 138—148.
111. *Обузн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967.
112. *Осокина Д. Н.* О корреляции между затуханием упругих колебаний и сдвиговой вязкостью у твердых тел и жидкостей.—В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971, с. 72—90.
113. *Павловский Е. В.* Ранние стадии развития земной коры.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 5, с. 23—39.
114. *Павловский Е. В.* Гранитообразование и тектогенез. (Историко-геологический аспект проблемы).—ДАН СССР, 1973, т. 211, № 5, с. 1165—1167.
115. *Павловский Е. В., Марков М. С.* Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).—В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 93). М., 1963, с. 9—53.
116. *Пари́йский Н. Н., Кузнецов М. В., Кузнецова Л. В.* О влиянии океанических приливов на вековое замедление вращения Земли.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, № 2, с. 3—12.
117. *Петров А. И., Плотников Л. М., Юревич Г. Г.* Механизм образования структур центрального типа.—Сов. геология, 1971, № 2, с. 75—84.
118. *Пузырев Н. Н. и др.* Глубинное строение Байкальской и других континентальных рифтовых зон по сейсмическим данным.—В кн.: Проблемы рифтогенеза (Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли), Иркутск, 1975, с. 7—8.
119. *Пуцаровский Ю. М., Афремова Р. А.* Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.—В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. Труды геол. ин-та АН СССР, вып. 139. М., «Наука», с. 85—127.
120. *Работнов Ю. Н.* Ползучесть элементов конструкций. М., «Наука», 1966.
121. *Рикитакэ Т.* Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении.—В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 216—236.
122. *Рингвуд А. Э.* Модель верхней мантии.—В кн.: Верхняя мантия Земли. М., «Мир», 1964, с. 396—420.
123. *Родников А. Г.* Особенности строения земной коры дальневосточных морей.—В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., «Наука», 1975, с. 168—173.
124. *Родников А. Г., Хаин В. Е.* Проблема направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в свете данных глубинного строения).—Геотектоника, 1971, № 3, с. 16—31.

125. *Ронка Л. Б.* Метеоритный удар и вулканизм.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир», 1968, с. 174—183.
126. *Рускол Е. Л.* Приливная эволюция системы Земля—Луна.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 2, с. 216—222.
127. *Рускол Е. Л.* О природе температурных неоднородностей в недрах Земли.— Изв. АН СССР, сер. физики Земли, 1965, № 4, с. 1—8.
128. *Сайкс Л.* Сейсмичность и глубинное строение островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 303—332.
129. *Салоп Л. И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— Бюл. Московск. о-ва испытат. природы, отд. геол., 1971, т. 46, № 4, с. 5—30.
130. *Саттон Дж.* Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 24—48.
131. *Святловский А. Е.* Структурная вулканология. М., «Недра», 1971.
132. *Сигалов Я. Б.* К приближенному решению некоторых задач о деформациях сплошной среды, вызванных движением фазовой поверхности.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 50, с. 55—62.
133. *Сігалов Я. Б.* Вертикальні переміщення поверхні багатофазового напівпростору, викликані зміною тиску.— ДАН УРСР, сер. Б, 1974, № 6, с. 527—531.
134. *Сігалов Я. Б., Андрашко М. І.* Напруження в багатофазній кулі як наслідок перемішень фазових границь.— ДАН УРСР, сер. Б, 1974, № 7, с. 612—615.
135. *Смирнов А. А.* Молекулярно-кинетическая теория металлов. М., «Наука», 1966.
136. *Смирнов Я. Б.* Тепловая энергия и ее геологические проявления.— ДАН СССР, 1967, т. 177, № 2, с. 325—328.
137. *Смирнов Я. Б.* Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, 1968, № 6, с. 3—25.
138. *Смирнов Я. Б.* Значение геотермических исследований для изучения земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия № 7. М., «Наука», 1970, с. 250—265.
139. *Смирнов Я. Б.* Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали.— Труды Московск. об-ва испытат. природы, отд. геол., 1972, т. 46, с. 52—74.
140. *Соллогуб В. Б.* Глубинные сейсмические исследования на Украине.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 48, с. 3—9.
141. *Соллогуб В. Б., Каложная Л. Т., Гонтовая Л. И., Вовченко Е. П.* Строение земной коры северо-западной части Украинского щита по профилю ГСЗ Шепетовка—Чернигов.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 35, с. 3—14.
142. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Поверхня Мохоровичича в Радянських Карпатах і прилеглих районах.— ДАН УРСР, сер. Б, 1967, № 6, с. 494—498.
143. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ливанова Л. П.* Строение земной коры Советских Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ.— Сов. геология, 1967, № 6, с. 59—67.
144. *Соллогуб В. Б.* и др. Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры Украины сейсмическими методами.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 38, с. 48—63.
145. *Софронов В. С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., «Наука», 1969.
146. Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.
147. *Стовас М. В.* О роли неравномерности вращения Земли в образовании планетарных глубинных разломов земной коры.— В кн.: Географический сборник, № XV. Астрогеология. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, с. 29—44.
148. *Страхов Н. М.* Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования Земли.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 12, с. 3—22.
149. *Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.* М., «Наука», 1964.

150. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез. К., «Наук. думка», 1968.
151. *Такеучи Х., Пресс Ф., Кобаяси Н.* Доказательство существования релейской волны, связанной с зоной пониженной скорости в мантии.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М., «Мир», 1964, с. 250—264.
152. *Тараканов Р. З.* Годографы волн P и $S-P$ и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над Курило-Японскими землетрясениями.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1965, № 7, с. 90—101.
153. *Тараканов Р. З.* Мозаика скоростей в верхней мантии и возможности построения площадного годографа.— Труды СахКНИИ, № 20 (геофиз. сб. № 1). Южно-Сахалинск, 1969, с. 133—152.
154. *Тараканов Р. З.* Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972, с. 215—234.
155. *Тараканов Р. З., Левый Н. В.* Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмическим данным.— ДАН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 571—574.
156. *Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К.* Об эволюции зон плавления в термической истории Земли.— ДАН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 338—341.
157. *Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К.* Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли.— Труды Московск. о-ва испытат. природы, отд. геол., 1972, т. 46, с. 27—37.
158. *Тихонов В. И.* О некоторых особенностях развития островных вулканических дуг.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 139, 1965, с. 78—83.
159. *Туезов И. К.* Неоднородности верхней мантии азиатской окраины Тихого океана.— ДАН СССР, 1974, т. 219, № 1, с. 183—186.
160. *Туезов И. К.* и др. Схемы геофизической изученности зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Труды СахКНИИ, вып. 24 (геофиз. сб. № 2). Южно-Сахалинск, 1970, с. 5—28.
161. *Ушаков С. А.* Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии Земли.— Вестн. Московск. ун-та, геология, 1968, № 1, с. 62—75.
162. *Ушаков С. А.* Физика Земли, т. I. Строение и развитие Земли. М., Изд-во ВИНТИ, 1974.
163. *Ушаков С. А., Красс М. С.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972.
164. *Федотов С. А.* О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 6, с. 829—849.
165. *Федотов С. А., Кузин И. П.* Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 5, с. 670—686.
166. *Фурмарье П.* Проблемы дрейфа континентов. М., «Мир», 1971.
167. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
168. *Хаин В. Е.* О новой глобальной тектонике.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 5—26.
169. *Хесс Х.* Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 403—422.
170. *Хесс Х.* Срединноокеанические хребты и тектоника дна океана.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969, с. 246—261.
171. *Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б.* Влияние давления на температуры плавления альбита и базальта (по данным измерения электропроводности).— Геохимия, 1965, № 12, с. 1395—1403.
172. *Шейнманн Ю. М.* О живучести мобилистских представлений и их объективном значении.— В кн.: Проблемы перемещения материков, М., ИЛ, 1963, с. 330—362.
173. *Шейнманн Ю. М.* Новая глобальная тектоника и действительность.

174. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
175. Aki K., Press F. Upper mantle structure under oceans and continents from Rayleigh waves.— *Geoph. Jour.*, 1961, v. 5, N 4, p. 292—305.
176. Anderson D. L., Sammis S. C. Partial melting in the upper mantle.— *Phys. Earth Planet Int.*, 1970, v. 3, p. 41—50.
177. Birch F. Density and composition of the mantle: First approximation as an olivine layer.— *The Earth's crust and upper mantle*, P. J. Hart, Am. Geophys. Union, 1969, p. 18—36.
178. Boldisár T. Terrestrial heat and volcanism.— *Pure and Appl. Geophys.*, 1970, v. 80, N 3, p. 260—266.
179. Bremaecr J. Cl. de. Temperatures in a convecting upper mantle.— *Tectonophysics*, 1974, v. 21, no 1—2, p. 1—13.
180. Crawford A. R. Large ring structures in a South Australian precambrian volcanic complex.— *Nature*, 1963, v. 197, N 4863, p. 140—142.
181. Dibblee T. W. Jr. Evidence for cumulative offset on the San Andreas fault in central and northern California.— *Bull. Calif. Div. Mines and Geol.*, 1966, N 190, p. 375—384.
182. Dowling J., Nuttly O. Travel-time curves for a low velocity channel in the upper mantle.— *Bull. Seism. Sos. Am.*, part A, 1964, v. 54, N 6, p. 1981—1996.
183. Epp D., Grim P. J., Langseth M. G. Heat flow in the Caribbean and gulf of Mexico.— *J. Geoph. Res.*, 1970, v. 75, no 29, p. 5655—5669.
184. Foster T. D. Convection in a variable viscosity fluid heated from within.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 2, p. 685—693.
185. Fudjii N., Uyeda S. Conditions for a once-molten Earth. to cool.— *J. of Physics of the Earth*, 1966, v. 14, N 1, p. 15—26.
186. Gjevik B. Surface readjustment owing to a subcrustal phase transition.— *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1972, v. 5, N 5, p. 403—408.
187. Green D. H., Ringwood A. E. Fractionation of basalt magmas at high pressures.— *Nature*, 1964, v. 201, N 4926, p. 1276—1279.
188. Gutenberg B. Untersuchungen zur Frage, bis zu welcher Tiefe die Erde kristallin ist.— *Z. Geophys.*, 1926, N 2, p. 24—29.
189. Hales A. L., Herrin E. Travel times of seismic waves.— *The nature of the solid Earth*, ed. by E. C. Robertson, McGraw-Hill, 1972, p. 172—215.
190. Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C., Le Pichon X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 6, p. 2119—2136.
191. Hill M. L. The San Andreas system, California and Mexico.— *Paper. Geol. Surv. Canada*, 1966, N 14, p. 239—245.
192. Horai Ki-iti, Uyeda S. Terrestrial heat flow in volcanic areas.— *Earth's crust and upper mantle*, Washington, D. C., Amer. Geophys. Union, 1971, p. 95—109.
193. Keith M. L. Ocean-floor convergence: a contrary view of global tectonics.— *The Journ. of Geology*, 1972, v. 80, N 3, p. 249—276.
194. Kennedy G. C. The origin of continents, mountain ranges, and ocean basins.— *Am. Sci.*, 1959, v. 47, p. 491—504.
195. Langseth M. G., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the mid-ocean ridges. 5. Heat flow through the Atlantic ocean floor and convection currents.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, N 22, p. 5321—5355.
196. Lee W. H. On the global variations of terrestrial heat flow.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, v. 2, N 5, p. 332—341.
197. Lovering J. F. The nature of the Mohorovičić discontinuity.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1958, v. 39, N 5, p. 947—955.
198. Lubimova E. A. Thermal history of the Earth.— *Earth's crust and upper mantle*, Washington, D. C. Amer. Geophys. Union, 1971, p. 63—77.
199. Luyendyk B. P. Origin of short-wavelength magnetic lineations observed near the ocean bottom.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 20, p. 4869—4881.

200. *Luyendyk B. P., Mudie J. D.* Lineations of magnetic anomalies in the north-east Pacific observed near the ocean floor.—*J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18, p. 5951—5957.
201. *Lyustikh E. N.* Problem of convection in the Earth's mantle.—*Earth's crust and upper mantle*, Washington, D. C. Amer. Geophys. Union, 1971, p. 689—692
202. *Machado F.* Temperature and distribution of radioactive matter in the upper mantle.—*Bull. volcan.*, 1968, v. 32, N 2, p. 403—413.
203. *Merev R. F., Hanter J. A.* Crustal and upper mantle structure under the Canadian Shield from Project early rise data.—*Bull. Seism. Soc. Am.*, 1969, v. 59, N 1, p. 147—165.
204. *Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A., Briggs R. S. Jr.* Continental drift, V: Proposed hypothesis of Earth tectonics.—*The Journ. of Geology*, 1972, v. 80, N 6, p. 663—692.
205. *Murauchi S., Den N., Asano S. e. a.* Crustal Structure of the Philippina sea.—*J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 10, p. 3143—3171.
206. *Nuttli O. W., Bolt B. A.* P wave residuals as a function of azimuth.—*J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 27, p. 6594—6602.
207. *Oakeshott G. B.* San Andreas fault revisited: evidence for displacement.—*Geol. Soc. America Spec. Paper*, 1965, N 82, p. 268.
208. *O'Connell R. J., Wasserburg G. J.* Dynamics of the motion of a phase change boudary to changes in pressure.—*Reviews of Geophysics*, 1967, v. 5, N 4, p. 329—410.
209. *Pitt G. D., Tozer D. C.* Radiative heat transfer in dense media and its magnitude in olivines and some other ferromagnesian minerals under typical upper mantle conditions.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, v. 2, N 3, p. 189—199.
210. *Reynolds R. T., Fricker P. E., Summers A. L.* Effects of melting upon thermal models of the Earth.—*J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, N 2, p. 573—582.
211. *Ringwood A. E., Green D. H.* An experimental investigation of the gabbroeclogite transformation and some geophysical implications.—*Tectonophysics*, 1966, v. 3, N 5, p. 383—427.
212. *Ringwood A. E., Lovering J. F.* Significance of pyroxene-ilmenite integrowths among kimberlite, xenoliths.—*Earth Planet Sci. Letters*, 1970, v. 7, p. 371.
213. *Saito M., Takeuchi H.* Surface waves across the Pacific.—*Bull. Seism. Soc. Am.*, 1966, v. 56, N 5, p. 1067—1092.
214. *Sugimura A., Uyeda S.* Island arcs Japan and its environs.—*Elsevier sci. publ. com.*, Amsterdam — London — New-York, 1973.
215. *Tatwani M., Le Pichon X., Ewing M.* Crustal structure of the mid-ocean ridges, 2. Computed model from gravity and seismic refraction data.—*J. Geophys. Res.*, 1965, v. 70, N 2, p. 341—352.
216. *Tichonov A. N., Lubimova E. A., Vlasov V. K.* Heat flow from the earth's interior depending on inner parameters variations.—*Bull. volcan.*, 1969, v. 33, N 1, p. 261—280.
217. *Torrance K. E., Turcotte D. L.* Structure of convection cells in the mantle.—*J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 5, p. 1154—1161.
218. *Tozer D. C.* Towards a theory of thermal convection.—*The Earth's Mantle* (London), Acad. Press, 1967, p. 325—353.
219. *Tozer D. C.* Factors determining the temperature evolution of thermally convecting Earth models.—*Phys. Earth Planet Inter.*, 1970, v. 2, N 5, p. 393—398.
220. *Uffen R. J.* A method of estimating the melting point gradient in the Earth's mantle.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 1952, v. 33, N 6, p. 892—896.
221. *Uffen R. J., Jessop A. M.* The stress release hypothesis of magma formation.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 1963, v. 44, N 1, p. 98.
222. *Van Andel T. H.* The structure and development of rifted mid-oceanic rises.—*J. Marine Res.*, 1968, v. 26, N 2, p. 144—161.
223. *Von Herzen R. P., Lee W. H. K.* Heat flow in oceanic regions.—*Earth crust and upper mantle*, Washington, D. C., Amer. Geophys. Union, 1971, p. 88—95.
224. *Wasserburg G. J., Mac Donald G. J. F., Hoyle F., Fowler W. A.* Relative con-

- tribution of uranium, thorium and potassium to heat production in the Earth.— *Sci.*, 1964, v. 143, p. 465—467.
225. *Wright L. A., Troxel B. W.* Limitations on strike-slip displacement along the Death Valley and Furnace Creek fault zones, California.— *Geolog. Soc. America. Spec. Papers*, 1966, N 87, p. 188—189.
226. *Wyllie P. J.* The nature of the Mohorovičić discontinuity, a compromise.— *J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, N 15, p. 4611—4619.
227. *Yasar T., Nuttli O. W.* Structure of the shear-wave low-velocity channel in the Western United States.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1974, v. 37, N 3, p. 353—364.
228. *Yoder H. S., Tilley C. E.* Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.— *J. Petrol.*, 1962, v. 3, N 3, p. 342—532.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Тектоносфера и ее эволюция	5
1. Понятие тектоносферы. Структура	5
2. Геотермические модели. Направленность развития	17
3. Важнейшие процессы, связываемые с тектогенезом	37
4. Модель тектоносферы	47
Глава II. Особенности многофазно-слоистой среды	52
1. Остывание с поверхности	52
2. Реакция на изменение давления	61
3. Напряженное состояние неравномерно проседающего слоя	74
Глава III. Схемы образования и развития важнейших региональных геологических структур	90
1. Начальные тектонические этапы Земли	90
2. Океанические впадины и хребты	98
3. Островные дуги	112
4. Геосинклинали	122
5. Континентальные впадины (рифты)	130
Заключение	138
Литература	145

Валентин Григорьевич ГУТЕРМАН

**ЭВОЛЮЦИЯ МНОГОФАЗНО-СЛОИСТОЙ
ТЕКТОНОСФЕРЫ**

Печатается по постановлению ученого совета
Института геофизики АН УССР

Редактор *О. И. Калашникова*
Оформление художника *А. Ф. Павлова*
Художественный редактор *Н. Ю. Слепцова*
Технический редактор *В. А. Морозова*
Корректор *Э. Я. Белокопытова*

Информ. бланк № 1079.

БФ 01713. Сдано в набор 17.X 1976 г. Подписано в
печать 25.III 1977 г. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типо-
граф. № 1. Усл. печ. л. 10,25. Учетно-изд. л. 10,48.
Тираж 1000. Изд. № 223. Заказ 6-797. Цена 1 руб. 58 коп.

Издательство «Наукова думка», 252601, Киев-601, ГСП,
ул. Репина, 3.

Киевская книжная типография научной книги Республи-
канского производственного объединения «Полиграф-
книга» Госкомиздата УССР, 252004, Киев-4, ул. Репина, 4.

1 руб. 58 коп.

2391

«НАУКОВА ДУМКА»

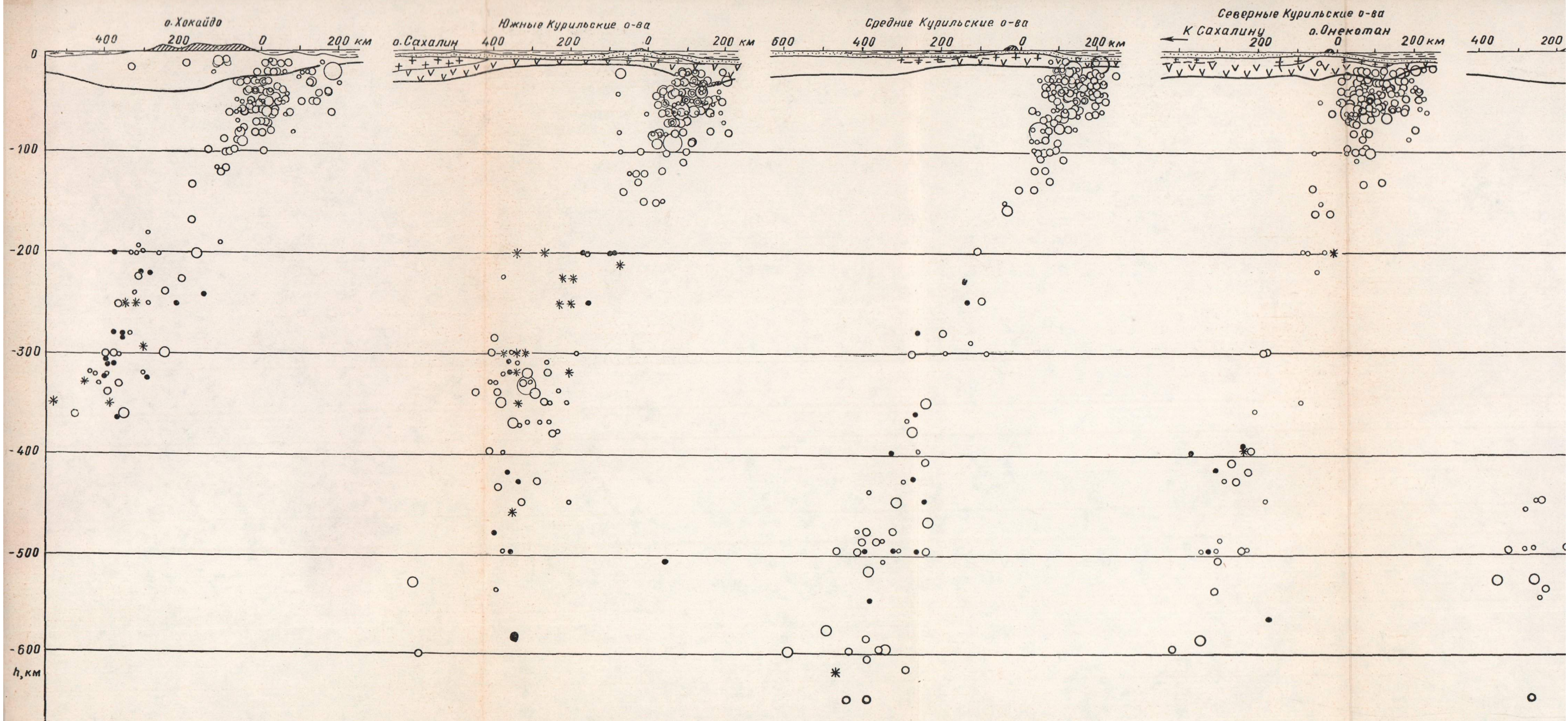
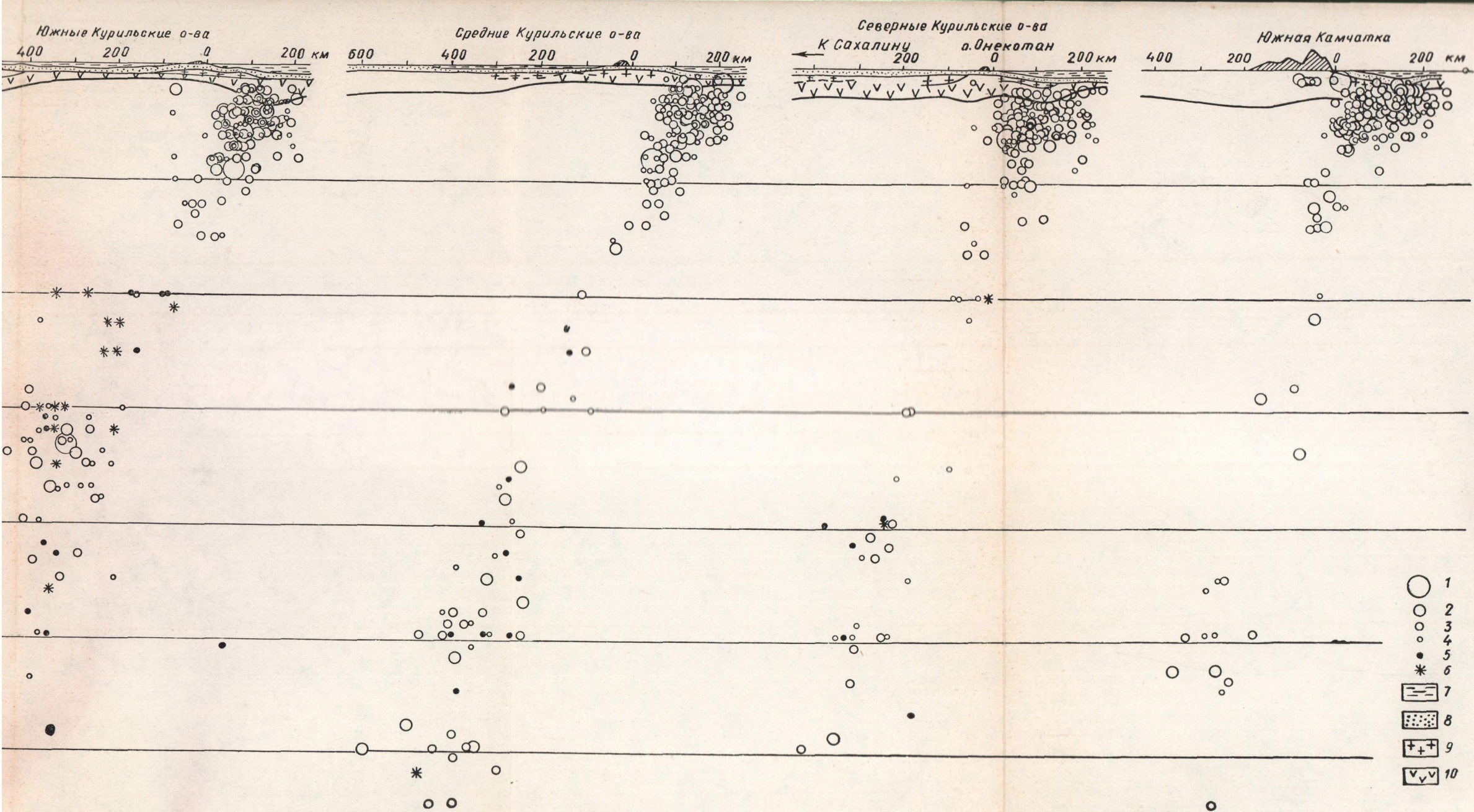


Рис. 4. Проекция гипоцентров курило-камчатских землетрясений на вертикальные плоскости, ориентированные вкост простираения структур островной дуги (составлены Р. З. Таракановым и В. И. Сухомлиновой) [154].
 Классификация землетрясений по магнитуде: 1 — $M \geq 7\frac{1}{2}$, 2 — $M = 6\frac{1}{2} - 7\frac{1}{4}$, 3 — $M = 5\frac{1}{4} - 6\frac{1}{4}$, 4 — $M = 4\frac{1}{4} - 5$, 5 — $M \geq 4$; 6 — магнитуда неизвестна; 7 — вода; 8 — осадки; 9 — «гранитный» слой; 10 — «базальтовый» слой.



ских землетрясений на вертикальные плоскости, ориентированные вкост простираия структур островной дуги (составлены Р. З. Таракановым и В. И. Сухомлиновой) [154].
 е: 1 — $M \geq 7\frac{1}{2}$, 2 — $M = 6\frac{1}{2} - 7\frac{1}{4}$, 3 — $M = 5\frac{1}{4} - 6\frac{1}{4}$, 4 — $M = 4\frac{1}{4} - 5$, 5 — $M \geq 4$; 6 — магнитуда неизвестна; 7 — вода; 8 — осадки; 9 — «гранитный» слой; 10 — «базальтовый» слой.