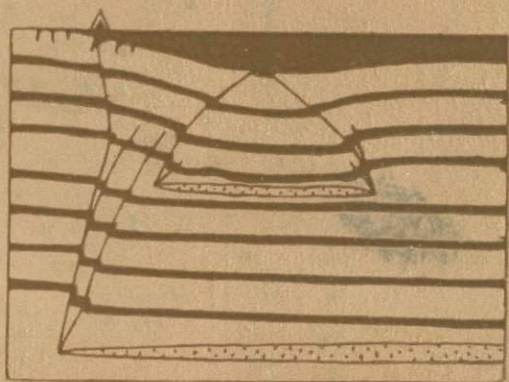


В. Г. ГУТЕРМАН

МЕХАНИЗМЫ ТЕКТО- ГЕНЕЗА



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
Институт геофизики им. С.И.Субботина

В.Г.Гутерман

5059

МЕХАНИЗМЫ ТЕКТО- ГЕНЕЗА

(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ
ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Киев Наукова думка 1987



Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования) / Гутерман В.Г. — Киев : Наук. думка, 1987. — 172 с.

В монографии приведены результаты изучения с использованием центрифугируемых моделей дифференцированных вертикальных движений участков хрупких толщ, сползания слоистых толщ по склону основания, всплывания твердых блоков в жидкости, заполняющей зазоры между ними, движения пластичных масс в условиях инверсии плотностей. Показано, что эти простые механизмы могут обусловить образование всех важнейших типов тектонических структур континентов, океанов и переходных зон. Рассмотрена двухфазная модель тектоносферы с остаточными расплавами, охлаждение и кристаллизация которых в конечном итоге вызывают явления тектогенеза: разломно-магматические процессы, изостатическую уравновешенность блоков земной коры и инверсии их вертикальных движений, колебательные по отношению к уровню океана движения континентов и др.

Для геофизиков и геологов, интересующихся вопросами тектонофизики, тектогенеза, геотектоники и структурной геологии, а также преподавателей, аспирантов и студентов соответствующих специальностей.

Ил 82. Табл. 4. Библиогр.: с. 160—170 (267 назв.).

Ответственный редактор *А.В.Чекунов*

Рецензенты *В.В.Гордиевко, В.С.Заика-Новацкий*

Редакция литературы о Земле

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время, как и почти на всех этапах развития геотектоники, сосуществуют различные, часто взаимно исключаящие взгляды на причины и особенности геотектонических процессов. Такое положение в значительной степени обусловлено недостаточной изученностью конкретных физических механизмов формирования тектонических объектов. Большое разнообразие структурных форм одного и того же типа, например складок, часто порождает представление о существовании в природе многочисленных принципиально различающихся способов образования тектонических структур и даже физических причин тектогенеза. Исследование эффективности определенных, в первую очередь самых простых, механизмов могло бы ограничить их необходимое (для объяснения наблюдаемых тектонических явлений) число и, следовательно, способствовать выяснению физических причин тектонических процессов. В этом заключается фундаментальное значение исследования механизмов тектогенеза.

Знание механизма формирования структур того или иного типа подразумевает, что известны характер воздействия на определенный массив горных пород, последовательность образования элементов структуры, их взаимные геометрические и динамические отношения. Отсюда понятно прикладное значение этих исследований: если на основании ограниченного числа полевых наблюдений установлен тип структуры с известным механизмом формирования, то тем самым установлены и основные закономерности ее строения, напряженного и деформированного состояния. Конечно, это знание не освобождает от необходимости геолого-геофизических исследований конкретных структур, но позволяет получить нужную информацию при меньших затратах труда и средств.

Тектонофизика располагает двумя принципиально различными методами исследования: 1) определение силового воздействия на массив горных пород в момент формирования геологической структуры по результатам полевых наблюдений и измерений зафиксированных в породах следов этого воздействия: складок, разрывов, кливажа и т.п.; 2) моделирование, которое может быть как теоретическим (физико- или механико-математическим), так и физическим.

Использование "полевого" тектонофизического метода для исследова-

ния механизмов тектогенеза сопряжено с большими трудностями. Для того чтобы надежно установить характер силового воздействия на массив горных пород при формировании геологической структуры, нужны детальные тектонофизические исследования нескольких конкретных структур каждого типа. Только так можно понизить степень неоднозначности решения обратной задачи. Тектонофизическое описание требует не меньшего объема полевых исследований, чем тектоническое или структурно-геологическое описание. В настоящее время еще ни одна региональная структура (геосинклиналь, рифт и т.д.) детально тектонофизически не охарактеризована. Но если бы такая информация и была, по ней очень трудно было бы восстановить последовательность деформированных состояний изучаемого массива, без чего всякий вывод о тектоническом механизме ненадежен.

Таким образом, моделирование — пока наиболее эффективный метод исследования механизмов тектогенеза, хотя и на этом пути имеются свои трудности и вероятность неверных выводов.

Задачей настоящей работы было исследование методом тектонофизического моделирования эффективности простых физических механизмов. Другими словами, задача ставилась так: какие тектонические явления могут быть вызваны тем или иным конкретным механизмом? Чаще ставится другой вопрос: какой механизм обусловил формирование конкретной структуры или типа нарушения? Последний вопрос кажется более естественным, однако на него трудно получить однозначный ответ. Например, антиклинальная складка в слоистой толще может образоваться в результате как поднятия участка основания, так и давления, действующего вдоль слоистости, и сделать правильный выбор между этими механизмами бывает далеко не просто.

В самом начале наших исследований (примерно в середине 1960-х гг.) задача ставилась традиционно, но затем стали ясны преимущества новой постановки. Изучая тектонические следствия простых, часто очевидных, физических механизмов, можно свести к минимуму гипотетический элемент в исследованиях и в известной мере преодолеть субъективные устремления исследователя получить искомую структуру каким-то определенным способом. Только после того, как эффективность ряда механизмов выяснена, целесообразно вернуться к традиционной постановке задачи при моделировании конкретных структур с их индивидуальными особенностями строения и развития. В этом последнем случае моделирование носит тектонически-иллюстративный или детализационный характер, в то время как при изучении эффективности механизмов — тектонически-эвристический.

В работе проанализированы результаты исследования четырех тектонических механизмов: 1) неравномерных по площади и во времени вертикальных перемещений блоков земной коры и более глубоких частей тектоносферы; 2) сползания по склону основания слоистой толще; 3) взаимодействия мантийных расплавов с блоками коры; 4) кристаллизации мантийных расплавов *in situ*. В отдельных частях работы они рассматриваются раздельно, однако в рамках определенной модели тектоносферы между ними может быть

установлена закономерная связь: три первых являются прямыми или косвенными следствиями четвертого. Этими четырьмя механизмами могут быть объяснены практически все достоверно известные тектонические явления. Таким образом, открывается возможность построения новой общей схемы тектогенеза.

Действие всех перечисленных механизмов может быть обеспечено медленным остыванием тектоносферы, содержащей расплавы как в виде рассеянных включений, так и в виде относительно маломощных линз, группирующихся в скопления. В качестве природных моделей тектоносферы предлагается рассматривать крупные расслоенные интрузии.

Автор выражает глубокую признательность академику АН УССР А.В.Чекунову за постоянное внимание к работе, Я.М.Хазану за полезные обсуждения многих затронутых в ней вопросов, В.С.Островскому за помощь в оформлении иллюстративного материала.

ГЛАВА 1. ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Под тектонофизическим моделированием обычно подразумевают только физическую его модификацию. Именно для нее разработаны общие принципы, которые М.В.Гзовский сформулировал так [44, с. 73]:

“1. Принцип подобия моделей реальным объектам. Результаты испытания моделей можно использовать при рассмотрении природных объектов только в том случае, если они подобны. Анализ подобия необходим при каждом испытании моделей.

2. Принцип избирательности моделей (селективности) относительно процессов, происходящих в природных объектах. Модели, подобные объектам в отношении изучаемых процессов, не должны и могут не быть подобными в отношении многих других второстепенных и не существенных для нас явлений.

3. Принцип раздельного изучения на моделях (сепарации) тех существенных факторов, которые в природных объектах действуют совместно. Для четкого определения роли каждого фактора в исследуемом процессе модели нужно испытывать сериями, в каждой из которых следует последовательно изменять только один фактор, сохраняя действия остальных постоянными. После раздельного изучения нужно испытывать сложные модели, подверженные воздействию совокупности ранее исследованных факторов.

4. Принцип последовательных приближений (аппроксимации) к полному подобию моделей и природных объектов. В силу большой сложности природных процессов и относительности наших знаний о них, модели всегда являются лишь приближенно подобными. За счет углубления представлений об условиях подобия, улучшения знаний о природных объектах и физических свойствах горных пород, разработки лучших материалов для изготовления моделей и совершенствования техники моделирования степень подобия моделей в ходе исследования должна непрерывно повышаться. Учитывая это обстоятельство, испытание моделей можно начинать, если условия их подобия еще слабо разработаны. Вместе с тем принцип последовательных приближений обязывает к определенной осторожности при распространении выводов о моделях на природные объекты.

5. Принцип статистической обоснованности заключений о результатах испытания моделей. Выводы, получаемые путем испытания моделей, являются чисто эмпирическими, поэтому их достоверность и точность должны оцениваться и проверяться статистически”.

Первые четыре принципа вполне применимы и к теоретическому моделированию, если соответствующим образом уточнить смысл входящих в некоторые из них понятий. Второй и третий принципы в таком уточнении не нуждаются. В формулировке четвертого принципа нужно из перечисления факторов, повышающих степень подобия, исключить материалы моделей и технику моделирования и включить разработку алгоритмов, позволяющих решать задачи для сред и систем, все более и более адекватных природным. Пятый принцип следует заменить принципом устойчивости модели к вариациям входящих в нее параметров.

Наиболее важен первый принцип – подобия. Применительно к физическому моделированию подобие модели реальному объекту означает следующее [44, с. 73; 126, с. 8]. Модель *геометрически* подобна оригиналу, если она представляет собой уменьшенную (или увеличенную) копию оригинала. Модель *кинематически* подобна оригиналу, если определенные частицы находятся в соответствующих точках в соответствующее время, причем длительность процесса в модели, как правило, также масштабируется. *Динамическое* подобие модели оригиналу означает, что отношение каждого вида сил (тяжесть, инерция, различной природы напряжения, трение), действующих на определенные частицы в модели и в оригинале, постоянно, а отношения напряжений (или деформаций) в соответствующих точках модели и оригинала к предельным характеристикам применяемых материалов (пределы прочности, пластичности и т.п.) равны. Модель полностью подобна оригиналу, если одновременно осуществляется геометрическое, кинематическое и динамическое подобие¹.

Условия подобия выражаются набором коэффициентов подобия, между которыми существует закономерная связь. Они выводятся из анализа размерностей, а также из уравнений механики сплошной среды и эмпирических соотношений между напряжениями, свойствами пород и условиями их деформирования. Для тектонофизического моделирования первую полную разработку условий подобия дал М.В.Гзовский [42, 44]. В табл. 1 приведены основные коэффициенты (множители) подобия и важнейшие их соотношения.

Полного подобия при моделировании практически никогда нельзя достичь. Причины этого отражены в приведенных выше втором, третьем и четвертом принципах моделирования. Поэтому в каждой конкретной серии экспериментов используется два, а то и одно условие подобия в зависимости от сложности изучаемого процесса или явления.

¹ Тектонические явления не ограничиваются чисто механическими процессами. Так, внедрение крупных интрузий, например, оказывает, кроме механического, термического и химического воздействие на окружающие породы. При моделировании такого рода процессов необходимо вводить дополнительные виды подобия, в частности по тепловому полю. Однако физическое моделирование тектонических процессов, включающее изучение тепловых полей, из-за больших технических трудностей пока не проводится. Вопросы геотермии изучаются либо теоретически, либо с помощью аналоговых устройств [32]. Поэтому при рассмотрении подобия применительно к физическому моделированию ограничимся наиболее важной в тектоническом смысле механической стороной проблемы.

Т а б л и ц а 1. Основные коэффициенты подобия и их соотношения (по М.В.Гзовскому [44], с дополнениями)

Величина и ее обозначение	Коэффициент подобия	Соотношение между коэффициентами подобия
Линейный размер l	$l_m/l_o = C_l$	$C_l = C_g C_t$
Плотность ρ	$\rho_m/\rho_o = C_\rho$	$C_\rho = C_T/C_l C_g = C_l C_t C_\eta$
Ускорение g	$g_m/g_o = C_g$	$C_g = C_T/C_l C_\rho = C_l/C_t^2$
Время t	$t_m/t_o = C_t$	$C_t = C_\eta/C_l C_g C_\rho = (C_l/C_g)^{1/2}$
Коэффициент вязкости η	$\eta_m/\eta_o = C_\eta$	$C_\eta = C_T C_t = C_\rho C_g C_l C_t$
Нормальное напряжение σ	$\sigma_m/\sigma_o = C_\sigma$	$C_\sigma = C_T = C_E = C_G = C_S$
Касательное напряжение τ	$\tau_m/\tau_o = C_\tau$	$C_\tau = C_l C_g C_\rho = C_\eta/C_t = C_\rho C_l^2 / C_t^2$
Деформация ϵ	$\epsilon_m/\epsilon_o = 1$	
Скорость деформации $\dot{\epsilon}$	$\dot{\epsilon}_m/\dot{\epsilon}_o = C_{\dot{\epsilon}}$	$C_{\dot{\epsilon}} = C_t^{-1}$
Модуль Юнга E	$E_m/E_o = C_E$	$C_E = C_\tau$
Модуль сдвига G	$G_m/G_o = C_G$	$C_G = C_\tau$
Коэффициент Пуассона μ	$\mu_m/\mu_o = 1$	
Прочность по напряжениям S	$S_m/S_o = C_S$	$C_S = C_\tau$
Прочность по деформациям D	$D_m/D_o = 1$	
Энергия u	$u_m/u_o = C_u$	$C_u = C_\tau C_l^3$
Температура T	$T_m/T_o = C_t$	$C_T = C_u$

Примечания: 1. Величины с индексом "m" относятся к модели, с индексом "o" — к оригиналу. 2. В качестве независимых размерных величин приняты длина (l), ускорение (g) и плотность (ρ); в качестве основных условий подобия — $C_T = C_l C_g C_\rho$ и $C_\eta = C_T C_t$; поэтому коэффициент подобия времени C_t определяется как через коэффициенты, представляющие отношения этих независимых величин, так и через основные условия подобия. 3. Коэффициенты подобия величин, имеющих одинаковую размерность, равны между собой; поэтому такие же равенства можно написать и против других величин той же размерности.

При теоретическом моделировании также должно быть соблюдено подобие модели природному объекту. Подобие (или его отсутствие) теоретической модели оригиналу закладывается при выборе типа уравнений, описывающих моделируемый процесс и свойства материала природного объекта, вида начальных и граничных условий (этим определяется качественное подобие), а также численных значений параметров, входящих в уравнения, граничные и начальные условия (количественное подобие). Очевидно, что обеспечение качественного подобия — совершенно необходимое условие всякого моделирования. Если процесс в модели качественно идет не так, как в природе, нет смысла тщательно подбирать численные значения параметров и анализировать точность определения напряжений, скоростей и других характеристик.

Приведем один пример возможного несоблюдения подобия теоретических моделей природным объектам. Как известно, всем горным породам свойственны так называемые предельные характеристики: пределы прочно-

сти, текучести и т.д. Это означает, что породы — довольно сложные в реологическом смысле тела. Решение задач о деформировании таких тел сопряжено с преодолением значительных трудностей. Чтобы их избежать, задачу упрощают, полагая зависимость между напряжениями и деформациями (скоростями деформаций) линейной, и пренебрегают пределами прочности или текучести, считая (иногда без достаточного обоснования), что они малы. Чаще всего для описания медленных неупругих деформаций массивов горных пород (деформаций типа течения) используют реологическую модель вязкой жидкости, для которой закон связи между напряжением τ и скоростью деформации $\dot{\epsilon} = \frac{\partial \epsilon}{\partial t}$ для одномерного случая таков:

$$\tau = \eta \dot{\epsilon}, \quad (1.1)$$

где η — коэффициент вязкости, зависящий, вообще говоря, от температуры и скорости деформации, но часто принимаемый постоянным. Деформация (при $\eta = \text{const}$) за время t_{Σ} действия постоянного напряжения τ

$$\epsilon = \frac{\tau}{\eta} \int_0^{t_{\Sigma}} dt = \frac{\tau}{\eta} t_{\Sigma}. \quad (1.2)$$

Отсюда ясно, что даже при очень большой вязкости и малом постоянном напряжении за длительное (геологическое!) время тело может быть сильно деформировано. Если же не пренебрегать пределом текучести τ_f , то для тела, характеризующегося за этим пределом законом течения (1.1), можно записать

$$\epsilon = \begin{cases} \frac{t_{\Sigma}}{\eta} (\tau - \tau_f) & \text{при } \tau > \tau_f, \\ 0 & \text{при } \tau \leq \tau_f. \end{cases} \quad (1.3)$$

Очевидно, что если напряжения в реальном массиве пород не превосходят предела текучести, массив останется недеформированным, сколько бы времени не действовало напряжение τ , а в модели массива типа (1.2) будет наблюдаться значительный тектонический эффект. Может быть и так, что напряжения на одних участках массива превышают предел текучести, а на других остаются ниже τ_f . Понятно, что и в этом случае ньютоновская (вязкая) модель массива даст результат, существенно отличающийся от реального процесса.

Принципиально ничего не меняет и последовательное "подключение" к вязкому элементу упругого, в результате чего получается вязко-упругое тело Максвелла, характеризующееся в одномерном случае законом связи

$$\dot{\epsilon} = \frac{\dot{\tau}}{E} + \frac{\tau}{\eta}, \quad (1.4)$$

где E — модуль Юнга; $\dot{\epsilon}$ — производная от напряжения по времени. Если действующее на такое тело напряжение постоянно, то $\dot{\epsilon} = 0$, и снова приходим к равенству (1.2).

Большинство существующих теоретических схем конвекции твердого вещества мантии Земли построено на основании моделей тел, не имеющих предела текучести. Следовательно, в них нарушено уже качественное подобие, и количественные оценки, например скорости перемещения вещества в конвективной ячейке, сделанные на основании таких моделей, трудно считать вполне достоверными.

Опасность несоблюдения качественного подобия существует, конечно, и при физическом моделировании тектонических процессов. Можно, например, неправильно выбрать модельный материал (что при теоретическом моделировании эквивалентно неправильному выбору уравнений или закона связи между напряжениями и деформациями) или подвергнуть модель слишком экзотическому с геологической точки зрения силовому воздействию. Однако при физическом моделировании, по крайней мере процессов течения горных пород, такая опасность значительно меньше. Все модельные материалы — это тоже реальные тела, и даже весьма текучим веществам (например, смазкам) свойствен хотя бы небольшой предел текучести, который в той или иной мере скажется на характере деформаций в модели. Нереальность с тектонической точки зрения оказываемого на модель силового воздействия при физическом моделировании также ощущается лучше.

Таким образом, наиболее опасным источником неверных выводов из результатов тектонофизического моделирования является качественное несоответствие модели природному аналогу. При исследовании тектонической эффективности физических механизмов, при выяснении их принципиальных возможностей именно этому виду подобия следует уделять наибольшее внимание.

ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ ЦЕНТРИФУГИРУЕМЫХ МОДЕЛЕЙ

Всякое тело, в том числе и массив горных пород, может быть деформировано поверхностными и массовыми силами. Первые прикладываются к реальной или мысленно выделяемой поверхности, ограничивающей рассматриваемое тело, вторые действуют на каждую его точку. К массовым силам относятся сила тяжести, центробежные силы, возникающие во вращающемся теле и др. Природа поверхностных сил также может быть различной. Распространенный вид таких сил — контактное взаимодействие двух тел, имеющих конечную относительную скорость.

При моделировании гидродинамических процессов обычно учитывают четыре вида сил: тяжести F_g , давления F_p , вязкости F_η и инерции F_i [126, с. 48]. В зависимости от характера изучаемого процесса и участвующих в нем масс одни из этих сил будут превалировать, другие могут быть пренебрежимо малы.

Деформирование массивов горных пород часто рассматривают как гидродинамический процесс. Учитывая, что скорости и ускорения частиц среды при тектонических процессах чрезвычайно малы (за исключением случаев быстрых перемещений магм и землетрясений), силой инерции можно пренебречь [126, с. 46, 55]. Если же изучается процесс, в котором отсутствует вязкое течение (например, образование хрупких разрывов), исключается и сила вязкости.

Важнейшим фактором тектонических процессов является сила тяжести, причем часто она выступает не только как массовая сила. При детальном рассмотрении тектонических поверхностных сил во многих случаях становится очевидным, что они также вызваны силой тяжести, действующей на тела, контактирующие с рассматриваемым массивом или слоем. Следовательно, при моделировании медленных тектонических процессов самым важным условием динамического подобия является

$$F_{po}/F_{go} = F_{pm}/F_{gm} \approx 1. \quad (2.1)$$

Эти отношения должны быть близки к единице и в том случае, когда поверхностная сила не связана непосредственно с силой тяжести, а обусловлена, например, увеличением объема вещества при фазовом переходе. Наличие свободной (земной) поверхности и относительно низкая прочность пород не позволят создать длительно действующее давление в очаге фазового перехода, существенно превышающее давление, обусловленное весом вышележа-

щей толщи. Как только сила, действующая на блок, расположенный выше очага увеличения объема, превысит величину

$$F_p = F_g + F_S, \quad (2.2)$$

блок с очень малым ускорением (силой инерции пренебрегаем) сдвинется вверх, и на его подошве снова установится равенство сил (2.2). Здесь F_g — вес блока, F_S — сила сцепления его боковых ограничений с окружающими породами (сила трения, если блок уже ограничен разломами, и "сила прочности", если разломов нет). Так как объем, а следовательно, и вес блока растут пропорционально l^3 (l — характерный линейный размер), а площадь боковой поверхности — пропорционально l^2 , начиная с некоторого размера блока сила тяжести (вес) будет значительно превышать силу сцепления F_S , и станет справедливым приближенное равенство

$$F_p / F_g \approx 1. \quad (2.3)$$

Действительно, пусть сила F_p приподнимает квадратный в плане блок со стороной l и мощностью h . Плотность материала блока обозначим ρ , а прочность на сдвиг — S_G . Будем считать, что блок ограничен вертикальными разломами, а трение на этих разломах равно S_G , т.е. максимальное. Тогда вес блока $F_g = \rho g l^2 h$, а сила трения на его боковых ограничениях $F_S = 4S_G l h$. Движение блока вверх начнется при

$$F_p = F_S + F_g = lh (\rho g l + 4S_G),$$

откуда

$$F_p / F_g = (\rho g l + 4S_G) / \rho g l = 1 + 4S_G / \rho g l. \quad (2.4)$$

Из формулы (2.4) можно определить минимальный характерный горизонтальный размер блока, при котором будет выполняться условие (2.3); его мы уточним так:

$$4S_G / \rho g l \leq 0,1 \text{ и, следовательно, } l \geq 40S_G / \rho g. \quad (2.5)$$

Подставляя в это неравенство значения параметров $\rho \approx 3 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$; $g \approx 10 \text{ м/с}^2$; $S_G \approx (1-5) \times 10^7 \text{ Па}$, получим $l \geq 10 - 50 \text{ км}$.

Таким образом, тектонические деформации блоков или массивов горных пород, имеющих характерные размеры более 10–50 км (при любой мощности), происходят под действием нагрузок, не превышающих существенно их веса. Отсюда следует, что при моделировании уже сравнительно небольших тектонических структур модельный материал нельзя подвергать (без нарушения динамического подобия) нагрузкам, заметно превышающим вес модельной толщи.

Характерные размеры элементов обычно используемых моделей: $l \sim 1-10 \text{ см}$. Если моделирование проводится в поле силы тяжести Земли ($1g$), действующие в модели напряжения при плотности модельного материала $\rho \sim 1-2 \text{ г/см}^3$ должны быть порядка $10^2 - 10^3 \text{ Па}$. Такими напряжениями можно вызвать заметное течение лишь весьма маловязких жидкостей, а раз-

рывные нарушения — в очень слабых материалах типа сухих неуплотненных порошков. Работать с такими материалами не всегда удобно: нельзя остановить в нужный момент процесс течения; исследовать внутреннюю структуру модели после прекращения деформирования можно, только специально обработав материал модели, например заморозив жидкость или сцементировав порошок. Главный же недостаток таких моделей заключается в том, что при фиксированном значении массовой силы весьма ограничен выбор модельных материалов, а следовательно, и круг задач, при решении которых можно соблюсти условия подобия.

Нужно сказать, что полное динамическое подобие не всегда необходимо. Если не интересоваться происхождением поверхностных сил, действующих на массив или толщу пород и приводящих к образованию той или иной структуры, а основной задачей считать, например, исследование напряженного и деформированного состояний среды в области возникающих структурных форм, условие (2.1) соблюдать не обязательно. В частности, отношение F_{pm}/F_{gm} может быть во много раз больше единицы. Так обычно и бывает при моделировании в нормальном поле силы тяжести. Сам способ нагружения материала модели (на границах модели задается, как правило, не сила, а смещение или скорость смещения) свидетельствует о том, что об определенном соотношении массовой и поверхностной сил в таких экспериментах не очень заботятся. Тем не менее с помощью экспериментов в поле нормальной силы тяжести получен большой объем полезной информации о полях напряжений в пределах складок и в зонах разрывов, о закономерностях развития структурных форм при различных способах нагружения модельных толщ [42, 44, 51, 96, 190 и др.].

При изучении физических причин тектогенеза вопрос о происхождении тектонических сил, в том числе и поверхностных, является по сути центральным, следовательно, динамическое подобие должно быть обеспечено как можно полнее. Решение этой задачи существенно облегчается, если есть возможность значительно увеличить массовую силу — эквивалент силы тяжести. Наиболее удобно это сделать с помощью центрифуги.

Центрифугирование широко применяется в научных исследованиях, промышленности, технике и быту. Этим способом разделяют суспензии на жидкую и твердую фракции, выделяют отдельные компоненты эмульсий, исследуют макромолекулы, удаляют жидкости из пористых материалов, ускоряют процесс фильтрования, изготавливают высокоточные отливки, испытывают на прочность модели конструкций, исследуют устойчивость к перегрузкам живых организмов, определяют устойчивость формы сыпучих и малосвязных веществ, в частности устойчивость откосов карьеров, решают другие научные и практические задачи.

В зависимости от назначения центрифуги имеют самые разные размеры и особенности конструкции. Основными элементами всякой центрифуги являются: двигатель с передачей на ротор, ротор, система управления режимом вращения ротора, система обеспечения безопасности работы оператора.

Некоторые центрифуги снабжаются также системами измерения и регулирования термического режима в камере ротора, а также системой контроля процессов, происходящих в испытуемом объекте во время вращения ротора. Ультрацентрифуги, т.е. центрифуги, обеспечивающие скорость вращения ротора порядка 10^4 — 10^5 об/мин, снабжаются системой вакуумирования камеры ротора.

Роторы центрифуг по своей конструкции также весьма разнообразны. Наиболее распространены три типа роторов: барабанные, угловые и с поворотными контейнерами, или так называемые бакет-роторы (bucket-rotor, или swing-out-rotor). Аналитические ультрацентрифуги снабжаются и специальными роторами, в частности так называемыми аналитическими [30, 87, 113]. Роторы барабанного типа применяются в основном для разделения твердой и жидкой фракций, а также для удаления жидкостей из пористых и губчатых материалов. Угловой ротор представляет собой цельнометаллическое тело в форме усеченного конуса, в котором равномерно по окружности высверлены отверстия — контейнеры для пробирок. Оси этих отверстий наклонены под некоторым постоянным углом к оси вращения ротора так, что доньшки пробирок отстоят от оси ротора дальше, чем устья. Угловые роторы применяются исключительно для работы с жидкостями, эмульсиями и суспензиями.

Наиболее универсальны роторы с поворотными контейнерами. При неподвижном роторе контейнеры висят на цапфах так, что их продольная ось вертикальна, а при вращающемся роторе она тем больше отклоняется от вертикали, стремясь к горизонтальному положению, чем больше скорость вращения.

Лабораторные центрифуги, выпускаемые серийно как у нас в стране, так и за рубежом, могут иметь в комплекте разные роторы. Предназначены эти центрифуги в основном для химических, биологических и медицинских исследований, чем и определяются их конструктивные особенности. Контейнеры бакет-роторов имеют форму круглых стаканов с максимальной емкостью до 1,5 л у напольных лабораторных центрифуг и до 100 мл у настольных центрифуг и ультрацентрифуг. Там, где необходимо вращать большие объемы, приходится изготавливать уникальные, несерийные центрифуги². В горном деле, например, для исследования устойчивости откосов и отвалов реальных грунтов и пород используются центрифуги с объемами поворотных контейнеров до 500 л. Такие центрифуги — очень дорогие и громоздкие машины, требующие специальных зданий и вспомогательных сооружений. Использование их при тектонофизическом моделировании вряд ли целесообразно.

² Некоторые технические данные центрифуги института УкрНИИПроект (г.Киев) Министерства угольной промышленности СССР: радиус вращения — 2,5 м, максимальная скорость вращения — 300 об/мин, максимальное центробежное ускорение — 250 g. Размеры обоймы для моделей — 1,4 x 0,5 x 0,75 м. Размеры подземной камеры ротора: диаметр — 6,7 м, высота — 2,54 м. Масса основного комплекта центрифуги — 18,7 т, потребляемая мощность — 160 кВт.

но, так как линейные размеры их контейнера превышают размеры контейнеров больших лабораторных центрифуг всего на один порядок, и большинство проблем, связанных с необходимостью масштабирования геологических структур, остаются теми же, что при работе с моделями размером примерно 10 см. В то же время работа со столь громоздкими моделями (характерный линейный размер порядка 1 м) требует больших затрат времени, труда, материалов и электроэнергии.

Также мало пригодны для тектонофизического моделирования и центрифуги с небольшими объемами контейнера, в частности настольные лабораторные центрифуги и ультрацентрифуги. Дело не только в том, что изготовление моделей с характерным размером порядка 1 см потребовало бы ювелирной техники, но и в том, что такие модели практически исключили бы использование дисперсных материалов (порошков, глин и т.п.), так как их частицы соответствовали бы в масштабе слишком большим недеформируемым блокам, в природе не существующим.

Оптимальной конструкцией для тектонофизического моделирования была бы центрифуга с объемом поворотного контейнера прямоугольной формы около 10 л, радиусом вращения контейнера около 1 м и скоростью вращения, обеспечивающей центробежное ускорение, $(1-2) \times 10^3 g$. Так как серийных центрифуг с такими параметрами нет, можно использовать имеющиеся напольные лабораторные центрифуги с максимальными размерами поворотных контейнеров.

Все описанные в этой работе эксперименты выполнены на серийных лабораторных центрифугах $S = 70$ производства предприятия Heinz Janetzki (ГДР) (рис. 1). Ее технические характеристики (данные о режиме вращения приведены только для бакет-ротора с контейнерами максимальных размеров):

Габариты центрифуги:	
высота с пультом управления	1200 мм
ширина	750 мм
глубина	800 мм
Масса	300 кг
Потребляемая мощность	2,2 кВт
Электропитание в стандартном исполнении	220 В, 50 Гц
Максимальное количество вращаемых контейнеров	4
Габариты контейнеров:	
наружный диаметр	110 мм
внутренний диаметр	100 мм
высота	173 мм
Максимальная емкость стандартных стаканов (пробирок)	1,25 л
Радиус вращения:	
дна стандартного контейнера	270 мм

опорной площадки реконструированных контейнеров	225 мм
Максимальное число оборотов в минуту	3000
Максимальное центробежное ускорение	2600 <i>g</i>

В заводскую конструкцию контейнеров, выполненных в виде высоких круглых стаканов из высокопрочного дюралюминия, были внесены изменения. В боковой поверхности стакана выфрезерованы два расположенных одно против другого окна прямоугольной формы с закругленными углами, образовавших сквозное отверстие. В него вставлялась прямоугольная площадка, опиравшаяся на нижние ограничения окон. Ширина площадки равна ширине окна, а длина превышает внешний диаметр стакана (110 мм) на 31 мм. Эта площадка служила опорой для обойм моделей. Таким образом, внесенные изменения позволили одновременно в полтора раза увеличить максимальный размер модели и использовать обоймы прямоугольной формы, которые в большинстве случаев значительно удобнее, чем круглые (применение которых также не исключалось). Ослабление контейнеров окнами привело к необходимости ограничивать верхний предел скорости вращения ротора, предусмотренный конструкцией центрифуги. С ослабленными контейнерами ротор разгонялся до скорости не более $(2-2,2) \times 10^3$ об/мин, что соответствовало 900–1200 *g* на максимальном радиусе. Такое ускорение обычно было вполне достаточным. Бакет-ротор центрифуги S-70 позволяет вращать одновременно четыре контейнера, но в описываемых ниже экспериментах использовались только два: в одном размещалась модель, а в другом — противовес.

В конструкцию ротора также внесено изменение: он был снабжен коллектором, через который в ротор подавалось электропитание, когда в этом возникала необходимость.

Рассмотрим вращающееся в центрифуге тело массой m , размеры которого малы по сравнению с радиусом вращения r и на которое действуют следующие силы:

- 1) центробежная сила

$$F_c = mr\omega^2, \quad (2.6)$$

где ω — угловая скорость (рад/с);

- 2) сила притяжения Земли (вес)

$$F_w = mg; \quad (2.7)$$

3) сила Кориолиса, если тело движется вдоль радиуса вращения со скоростью v ,

$$F_K = 2m\omega v. \quad (2.8)$$

Определим отношения F_c/F_K и F_c/F_w при характерных для центрифуги S-70 радиусе вращения, наиболее часто встречающихся в экспериментах ско-

ростях вращения ротора ω и перемещений элементов моделей вдоль радиуса вращения v :

$$F_c/F_K = r\omega/2v, \quad (2.9)$$

$$F_c/F_w = r\omega^2/g. \quad (2.10)$$

Подставляя в эти выражения значения $r = 0,2$ м, $\omega = 1000-1200$ об/мин = $33,3\pi - 40\pi$ рад/с; $v = 10^{-3}$ м/с, получаем $F_c/F_K = (1-1,25) \times 10^4$; $F_c/F_w = 220-316$.

Таким образом, центробежная сила даже при умеренной скорости вращения ротора превышает силу Кориолиса на четыре порядка, а силу притяжения — на два. Следовательно, силой Кориолиса можно пренебречь, в то время как с силой притяжения Земли дело обстоит сложнее. Ее действие на элементы модельного материала невелико по сравнению с действием центробежной силы, и в этом смысле ею также можно было бы пренебречь. Но она действует и на поворотный контейнер, в результате чего при вращении ротора продольная ось контейнера не строго горизонтальна. Это приводит к тому, что верхняя часть модели имеет больший радиус вращения, чем нижняя (рис.2). Следовательно, на указанные части модели действуют и разные центробежные силы. По этой же причине, т.е. из-за разницы в радиусах вращения, разные центробежные силы действуют на продольной оси модели и вблизи боковых стенок обоймы. В результате эквипотенциальная поверхность во вращающейся модели имеет сложную геометрию, зависящую от радиуса вращения, распределения масс в контейнере и скорости вращения ротора.

Наклон использовавшихся контейнеров со вставленными в них моделями при вращении со скоростью $(1-2) \times 10^3$ об/мин был ощутимым — $2-3^\circ$. При среднем радиусе вращения $r_{cp} = 0,2$ м и длине обоймы примерно $0,12$ м это дает разницу в радиусах вращения нижней и верхней частей обоймы $(4-6) \times 10^{-3}$ м. Следовательно, разность центробежных ускорений

$$\Delta g_c = (r_B - r_H) \omega^2 \quad (2.11)$$

вблизи верхней и нижней границ обоймы составляет $(4,5-26)g$, а разность давлений

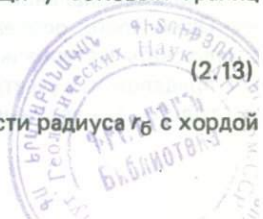
$$\Delta p_c = \rho h \Delta g_c \quad (2.12)$$

в подошве модельной толщии плотностью 1×10^3 кг/м³ и мощностью 5×10^{-2} м — $(0,2-1,3) \times 10^4$ Па.

Разность давлений в основании модельной толщии у боковых границ обоймы и по ее оси

$$\Delta p_c = \rho h (r_B - r_{oc}) \omega^2; \quad (2.13)$$

$r_B - r_{oc}$ представляет собой высоту сегмента окружности радиуса r_B с хордой a , равной ширине модельной толщии. Поэтому



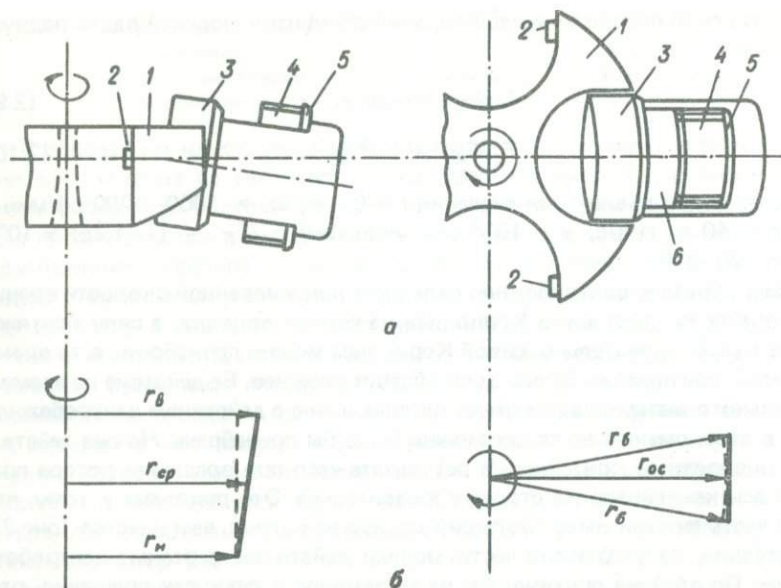


Рис. 2. Схема положения модели, вращающейся в центрифуге (типа S = 70) : а — взаимное расположение ротора, поворотного контейнера и обоймы модели (слева — вид сбоку, справа — вид сверху); б — радиусы вращения различных точек плоского основания модели и следы пересечения (указаны штриховой линией) эквипотенциальной поверхности с вертикальной (слева) и горизонтальной (справа) плоскостями; 1 — ротор; 2 — цапфы, на которые подвешивается поворотный контейнер (стакан); 3 — поворотный контейнер; 4 — обойма модели; 5 — опорная площадка; б — окно, выфрезерованное в поворотном контейнере (стрелками указано направление вращения)

$$r_6 - r_{ос} = r_6 - \sqrt{r^2 - (a^2/4)}. \quad (2.14)$$

Подставляя в выражение (2.13) те же, что и прежде, значения ρ , h и ω , а в формулу (2.14) $r_6 = 0,2$ м, $a = 5 \times 10^{-2}$ м, получим $r_6 - r_{ос} = 1,5 \times 10^{-3}$ м; $\Delta p_c = (0,82-3,3) \times 10^3$ Па.

Если предел текучести модельных материалов ниже приведенных оценок Δp_c (а такими свойствами обладают, например, моторные масла, малокозистентные смазки, глинистые гели, суспензии и т.д.), поверхность модельного материала при достаточно длительном вращении модели в центрифуге станет эквипотенциальной, т.е. будет соответствовать равным радиусам вращения. Очень часто, особенно при подготовке моделей слоистых толщ, удобно использовать материалы в таком состоянии, при котором они обладают малым пределом текучести: разогретая смазка, суспензия. Тогда можно наслаить толщю аккуратными конформными слоями небольшой мощности.

Но сложная форма начального состояния слоистости затрудняет оценку последующих деформаций. Поэтому желательно эту форму как можно больше упростить, в идеале – сделать плоскопараллельной. Практически можно устранить только наклон толщи по отношению к обойме, связанный с наклонным положением контейнера при его вращении в центрифуге. Это достигается путем формирования основания для модельной толщи из полимеризующегося или затвердевающего материала при его прогонке в центрифуге с той же скоростью вращения, которая будет использоваться в эксперименте [126, с. 90]. Но можно и просто подобрать наклон основания обоймы. Используя контейнеры и обоймы позволяли легко это сделать. Что же касается цилиндричности эквипотенциальной поверхности, то она принципиально неустраиваема. Кривизна ее может быть уменьшена только за счет увеличения радиуса вращения. Поэтому у центрифуги, используемой для тектонофизического моделирования, должно быть как можно большее отношение радиуса вращения к ширине модели. Нужно сказать, что небольшая вогнутость слоев центрифугируемых моделей практически не доставляет неудобств экспериментатору, тем более что в разрезе вдоль модели после коррекции наклона контейнера все слои параллельны между собой, а также верхней и нижней граням обоймы. Сложности возможны лишь тогда, когда начальное состояние модельной толщи формируется вне центрифуги в виде мягких плоскопараллельных слоев, а получающаяся в результате центрифугирования картина деформаций интерпретируется без учета того, что “центрифужная горизонталь” не является плоскостью.

Таким образом, применение центрифуги при тектонофизическом моделировании существенно увеличивает возможности метода. Некоторые технологические эффекты, связанные с использованием центрифугируемых моделей, можно либо устранить, либо учесть при интерпретации получаемых результатов. Конкретные конструкции моделей будут описаны при изложении соответствующих экспериментов.

ГЛАВА 3. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Тектонические процессы приводят к возникновению самых разнообразных относительных перемещений геологических тел: блоков, слоев, толщ. Это нашло отражение, в частности, во множественности названий разломов, разграничивающих такие тела: сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, раздвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги и т.д.

В общем случае всякое относительное перемещение двух геологических тел можно представить вектором с тремя "естественными" составляющими: вертикальной, совпадающей по направлению с радиусом Земли, и двумя ортогонально горизонтальными, совпадающими, например, с направлениями север — юг и запад — восток или, что еще более естественно, с простиранием границы тел и направлением, перпендикулярным к простиранию, т.е. идущим вкрест простирания. Количественные соотношения между этими составляющими могут быть самыми разными. Если преобладает вертикальная составляющая, говорят о преимущественно вертикальных перемещениях блоков, толщ и т.д., если же одна из горизонтальных — то о преимущественно горизонтальных перемещениях.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ, ПРОИСХОДИВШИХ В РАЗЛИЧНЫЕ ЭПОХИ. ДОСТОВЕРНОСТЬ ДАННЫХ

Геодезические, геоморфологические и геологические методы. Смещения, их вертикальная и горизонтальные составляющие устанавливаются с разной степенью достоверности в зависимости от давности событий. Современные движения надежно фиксируются геодезическими методами: повторным нивелированием и триангуляцией, наклономерными и астрономо-геодезическими измерениями. Надежность фиксации современных движений полностью определяется точностью геодезических методов и детальностью наблюдений, причем в большей степени последним условием, так как точность этих методов весьма высока [123]. Принципиальной разницы в возможностях определения горизонтальной и вертикальной составляющих относительных перемещений массивов горных пород геодезическими методами не существует: в обоих случаях используются искусственные реперы, устанавливаемые в нужном месте и в таком количестве, какое требуется для решения поставленной задачи. Однако в силу большей оперативности и дешевизны нивелирования (по сравнению с триангуляцией) лучше известны закономерности вертикальной составляющей современных движений.

К геодезическим методам измерений смещений элементов земной поверхности тесно примыкают спутниковые методы и способ интерферометрии на очень длинных базах. Четырехлетние (1979–1982 гг.) измерения с помощью лазерного геодинамического спутника (LAGEOS)³ относительных смещений станций, расположенных в Северной Америке (семь станций), в Южной Америке (одна станция), на Гавайских о-вах и в Австралии (по две станции), дали следующие основные результаты. Все станции смещаются одна относительно другой со скоростями от 0,1 до 6,6 см/год, причем наиболее часто встречающиеся скорости — 1,0 до 3,0 см/год. Подчеркнем, что эти значения характерны и для станций, расположенных в пределах одного континента, прежде всего Североамериканского. В большинстве случаев относительные смещения станций, расположенных на разных континентах и на Гавайских о-вах, по величине и направлению неплохо согласуются со смещениями, указываемыми плито-тектонической схемой, однако некоторые обстоятельства не позволяют безоговорочно принять в качестве причины зафиксированных смещений движения крупных литосферных плит. Во-первых, это — упомянутые скорости (иногда разнонаправленные) движений станций в пределах одной плиты. Весьма вероятно, что они обусловлены местными движениями, возможно, приповерхностных слоев. Если это так, то этой же причиной могут объясняться и наблюдаемые изменения длин межплитовых баз. Во-вторых, смещения станции в Перу по отношению к двум рядом расположенным станциям на Гавайских о-вах имеют разные знаки, что также естественнее объясняется местными движениями, чем перемещениями крупных плит. В-третьих, регистрируемые амплитуды смещений в некоторых случаях соизмеримы с точностью метода. Авторы интерпретации данных эксперимента LAGEOS рассматривают свои результаты как предварительные и пишут о необходимости более длительных наблюдений.

Интерферометрический способ определения длин базовых линий дал следующие результаты. Для 22 линий в Северной Америке изменения длин за период наблюдений составляют от 0 до 10 см, в среднем по абсолютной величине — 5,2 см.⁴ Таким образом, оба упомянутых метода в принципе имеют достаточно высокую точность, чтобы фиксировать небольшие изменения расстояний между удаленными точками земной поверхности. Однако для уверенного суждения об относительном перемещении литосферных плит необходимо иметь большое число станций в пределах каждой из них и суммировать наблюдения за большие интервалы времени. Доказательством относительного перемещения плит могло бы быть заметное превышение закономерных изменений межконтинентальных базовых линий над изменениями внутриплитовых баз.

³ *Christodoulidis D.C., Smith D.E., Kolenkiewicz R., et al.* Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging // *J.Geophys. Res.* — 1985. — 90, N B11. — P. 9249–9263.

⁴ *Kolenkiewicz R., Ryan J., Torrence M.H.* A comparison between LAGEOS laser ranging and very long baseline Interferometry determined baseline lengths // *J.Geophys. Res.* — 1985. — 90, N B11. — P. 9265–9274.

При изучении новейших движений используются геоморфологические методы и естественные реперы, или, лучше сказать — индикаторы, важнейшими из которых являются формы рельефа земной поверхности, а также молодые осадочные образования. Если сохранность этих индикаторов достаточно хорошая, при изучении новейших движений удастся вполне надежно определить как вертикальную, так и горизонтальные составляющие. Но здесь уже сказывается качественное различие индикаторов, используемых в этих двух случаях, в частности в степени их выраженности. Особенно ярко проявляется различие естественных индикаторов, используемых для определения вертикальной и горизонтальных составляющих относительных перемещений массивов горных пород при изучении древних движений. Древние массивы, как правило, сильно денудированы, пенепленизированы, и такой тип индикатора, как форма рельефа, четко не выражен. Границы относительно перемещавшихся блоков часто перекрыты позднейшими отложениями, и их трудно бывает обнаружить и тем более получить необходимые количественные характеристики перемещений.

Наиболее надежно относительные смещения геологических тел могут быть зафиксированы при непосредственных наблюдениях обнажений, разрезов скважин и горных выработок. При этом анализу доступны не только геометрические особенности сопоставляемых объектов, но и их вещественный состав, петрографические и геохимические характеристики. Это очень важное обстоятельство, так как иногда (см. ниже о разломе Грейт-Глен) лишь тонкие особенности состава позволяют однозначно решить вопрос об идентичности или различии массивов пород.

Различия в надежности фиксации вертикальных и горизонтальных (сдвиговых) движений В.В.Белоусов характеризует следующим образом. "Для оценки относительных вертикальных перемещений всегда имеются доступные реперы в виде стратиграфических горизонтов, мощностей и фаций отложений, а также террас и поверхностей денудации, которые позволяют легко обнаружить факт перемещения и определить его амплитуду. Для выявления горизонтальных смещений по сдвигам требуются реперы другого характера.

Для изучения амплитуды перемещения нужны структуры, которые пересекают разлом, разделяются им и смещаются вдоль него. Такими структурами могут быть разрезанные сдвигом и смещенные складки, магматические тела, фациальные зоны и т.п. Далеко не всегда такие структуры удастся найти и тем более доказать, что разрозненные и относительно смещенные сходные структуры действительно являются частями когда-то единой структуры.

Методические трудности, связанные с выявлением крупных сдвигов, влекут за собой постоянную дискуссию в геологической литературе" [21, с. 34].

Таким образом, речь идет о двух типах геологических индикаторов относительных перемещений массивов, блоков, горных пород: внутри- и межблоковых, пограничных, имеющих существенные различия. Первые являются площадными, вторые — линейными (если не принимать во внимание ко-

нечную ширину зон тектонических нарушений). Понятно, что внутриблоковые индикаторы в силу их широкой, площадной распространенности обычно более легко обнаруживаются и, следовательно, более надежны, чем межблоковые. По внутриблоковым индикаторам лучше фиксируется вертикальная составляющая относительного перемещения, а по межблоковым — горизонтальные. О признаках горизонтальной составляющей сдвигового типа говорилось в приведенной цитате В.В.Белоусова. Эти же признаки применимы и для регистрации относительных горизонтальных смещений блоков вкрест простирания их границ, т.е. надвигов, поддвигов и раздвигов, но трудности и степень неопределенности в регистрации амплитуды смещения при этом не меньшие, чем в случае сдвига. Относительные горизонтальные перемещения иногда со всей очевидностью устанавливаются и по внутриблоковым индикаторам (так же, как вертикальные — по межблоковым). Примером явных горизонтальных перемещений некоторой толщи пород является голоморфная складчатость, характерная для геосинклинальных областей. Однако в этих движениях, скорее всего, участвует лишь осадочная толща (см. гл. 5). Что же касается больших горизонтальных перемещений блоков коры и литосферы, то этот вопрос, особенно в последние десятилетия, в связи с широким распространением идей новой глобальной тектоники остро дискуSSIONИОНЕН.

Большие горизонтальные перемещения — одно из главных положений новой глобальной тектоники. В рамках данной концепции максимальные амплитуды относительных горизонтальных перемещений литосферных плит могут быть равны горизонтальным размерам самих этих плит, т.е. достигать тысяч километров. Поэтому понятна настойчивость исследователей в поисках доказательств существования горизонтальных подвижек такого масштаба. Следует признать, однако, что таких доказательств пока нет. Широко известные данные типа подобия пиков на магнитограммах мелкокомасштабной морской магнитной съемки [171 и др.] или схожести очертаний определенных участков континентов (и островов), отстоящих один от другого на сотни и тысячи километров, нельзя считать доказательствами больших сдвигов или раздвигов.

Как известно, наилучшее совпадение побережий и (или) границ шельфов наблюдается при совмещении Южной Америки и Африки. Однако на дне Гвинейского залива на расстоянии около 1200 км от берега Африки прослеживаются продолжение русла и дельта р.Конго. На меньшем, но также достаточно большом расстоянии на дне залива продолжается русло р.Нигер [202]. Несомненно, что эти русла и дельта могли образоваться только в условиях суши. Несомненно также, что опускание данного участка суши, соответствующего практически всей акватории современного Гвинейского залива, произошло геологически недавно. В противном случае бывшие русла рек были бы занесены осадками и не проявлялись бы столь четко в рельефе дна. Согласно же концепции новой глобальной тектоники, Южная Америка и Африка разделились около 200 млн. лет назад. Но в то время Гвинейского залива не могло быть, следовательно, предполагаемый раскол Гондваны должен был произойти по линии, имевшей совсем не те очертания, что у

побережий Южной Атлантики, и их современная конформность не может служить не только доказательством, но и свидетельством такого раскола и последующего раздвига.

Нет неоспоримых доказательств больших ($\sim 10^2 - 10^3$ км) относительных горизонтальных перемещений блоков коры и литосферы и на материках. Так, американские геологи, изучавшие суммарное горизонтальное смещение по разлому Сан-Андреас, одному из самых вероятных крупномасштабных сдвигов, не пришли к единому мнению о его амплитуде. Одни предполагают, что она больше 500 км [218, 231], другие приводят сведения о смещении, не превышающем несколько километров [245]. При обсуждении вопроса об амплитуде горизонтальных перемещений по разлому Сан-Андреас иногда прибегают к экстраполяции скоростей современных движений в далекое прошлое. Правомерность такой экстраполяции весьма проблематична. Так, повторная триангуляция в зоне этого разлома показала, что векторы горизонтальных смещений отдельных реперов в разные интервалы времени имеют разную не только величину, но и направление [101, с. 99]. Такое же явление наблюдается и в других местах, например в районе хр. Заилийский Алатау [145]. Следовательно, об относительном суммарном горизонтальном смещении берегов разлома за геологически длительные периоды, руководствуясь геодезическими данными, судить нельзя. Это же замечание в полной мере можно отнести и к вертикальным движениям. Известно, что отдельные участки суши, в частности щитов, смещаются один относительно другого в вертикальном направлении со скоростью порядка нескольких миллиметров в год. Если бы эта скорость выдерживалась хотя бы 1 млн. лет, расчлененность рельефа достигала бы нескольких километров. Никаких геологических свидетельств такого рельефа на щитах нет не только в недавнем геологическом прошлом, но и в значительно более древние эпохи.

Показательна история развития представлений о смещениях по разлому Грейт-Глен в Шотландии. В.Кеннеди [80] провел детальные исследования тектонической обстановки в районе этого нарушения, 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 горизонтальном перемещении по разлому Грейт-Глен с амплитудой 100 км. Аргументация В.Кеннеди была столь убедительной, что Ю.М.Шейнманн, не видевший достаточных доказательств больших горизонтальных смещений в других известных районах предполагаемых крупных сдвигов (Сан-Андреас, Ферганский), допускал возможность 100-километрового смещения в районе Грейт-Глен [184]. Однако, как утверждают Дж.Беннисон и А.Райт [24, 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".

Исследования, проведенные в Калифорнии Л.А.Райтом и Б.В.Трокселем [266], показали, что суммарные горизонтальные смещения по системе разломов Долина Смерти — Фернис Крик, ранее считавшиеся очень большими, не превышают 8 км.

Палеомагнитный метод. Сильным аргументом в пользу больших горизонтальных перемещений литосферных плит считаются результаты определения палеокоординат разных континентов по палеомагнитным данным. Однако, если учесть реальные возможности палеомагнитного метода и объемы выполненных палеомагнитных исследований, к этим реконструкциям следует относиться с осторожностью.

Для определения палеокоординат образца или разреза необходимо знать направление вектора первичной (синхронной с образованием породы) намагниченности по отношению к вектору современного магнитного поля, а также общие закономерности (дипольность или недипольность, особенности морфологии, вариации и т.д.) палеомагнитного поля. Последнюю информацию получают в результате анализа первичной намагниченности большого числа образцов, отобранных в самых разных районах Земли и представляющих породы самого разного возраста. Чтобы все эти данные упорядочить в определенную систему, необходимо принять какую-то рабочую гипотезу. Как отмечается в работе [116, с. 171], "Анализ общепланетарных закономерностей распределения земного магнитного поля в эпохи карбона и перми (карбон и пермь лучше других древних периодов охарактеризованы палеомагнитными данными. — В.Г.) осложняется тем обстоятельством, что приходится выбирать одну из конкурирующих геологических концепций — фиксизм или мобилизм. Кроме того, даже признавая саму идею мобилизма, необходимо считаться с тем, что мобилистские построения пока еще не отличаются высокой точностью: реконструкции взаимного расположения континентальных глыб в прошлом существенно различаются у разных авторов".

Можно удовлетворительно согласовать имеющиеся палеомагнитные и палеоклиматические данные и с представлением о взаимном постоянном положении континентов. Такую реконструкцию сделал О.М.Русаков [141]. Он отказался от использования палеонаклонений, в которые, по мнению автора реконструкции, могут вносить большие искажения древние региональные (континентальные) аномалии. Концепция этих аномалий впоследствии неоднократно критиковалась [116, с. 176; 175]. Основной пункт возражений: эти аномалии — явления спорадические, неустойчивые в пространстве и во времени, и при осреднении поля по достаточно большим временным интервалам они исчезают. Устойчива, следовательно, только дипольная часть поля. Однако имеются данные, противоречащие этому утверждению [74, с. 97]: "...Удивительное постоянство недипольного поля на протяжении десятков миллионов лет обнаружил Уилсон, анализируя палеомагнитные измерения неоген-палеогеновых и более молодых пород по всему земному шару [264]⁵. Тот факт, что недипольное поле не осредняется за такой боль-

⁵ В этой цитате ссылки на литературу изменены в соответствии со списком литературы данной монографии.

шой интервал времени, по его мнению, заставляет сомневаться в реальности длительного существования постоянного западного дрейфа недипольного поля и позволяет предполагать более фундаментальную связь дипольного поля с недипольным, чем это вытекает из гипотезы Булларда [210].

В новом свете в настоящее время выглядит попытка объяснить разброс одновозрастных палеомагнитных полюсов разных континентов влиянием древних материковых аномалий, существовавших, вероятно, в палеозое и мезозое [141]. Действительно, если эти аномалии проявляются при осреднении за 350 лет [2], 690 тыс. лет [200], десятки миллионов лет [264], то что мешает им существовать сотни миллионов лет? Причем для того, чтобы вызвать наблюдаемый разброс палеомагнитных полюсов, их интенсивность должна быть одного порядка с интенсивностью современных аналогичных аномалий. Высказанная тогда О.М.Русаковым мысль о возникновении диполей после каждой перестройки поля в процессе инверсий всегда в одном и том же месте относительно континентов — не что иное, как “бампы” по современной терминологии, благодаря которым, согласно Г.Н.Петровой [122], материковые аномалии жестко связаны с мантией. Если теперь, по общему мнению, при палеотектонических построениях глобального масштаба уже нельзя обойтись без помощи данных палеомагнитного метода, то, чтобы уменьшить неоднозначность реконструкции положений материковых глыб в геологическом прошлом, необходимо, по крайней мере, учесть ту часть разброса полюсов, которая может быть влиянием материковых аномалий”.

Несмотря на непризнание важной роли континентальных аномалий, А.Н.Храмов с соавторами считает, что “...записи склонения палеомагнитного поля гораздо лучше согласуются друг с другом, чем записи наклона. Это объясняется, вероятно, тем, что такой параметр, как наклонение остаточной намагниченности, больше подвержен “шумам”, чем склонение (вспомним ошибки наклона, осадения и т.д.)” [116, с. 167].

Таким образом, глобальные палеомагнитные реконструкции в зависимости от принимаемых предположений и гипотез дают различные ответы на вопрос об относительном перемещении континентов. Другие, еще менее сильные, чем палеомагнитные, свидетельства относительных перемещений материков также хорошо известны и неоднократно обсуждались (см., например, их обзор и критику в работе [102]). Заметим, что вертикальные перемещения континентов по отношению к уровню океана, проявляющиеся в трансгрессиях и регрессиях, соответствующих осадках и региональных размывах, устанавливаются с полной достоверностью.

ПРОБЛЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТИ ТОЛЩ, ЗАХВАТЫВАЕМОЙ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Еще более сложной задачей, чем определение максимальной амплитуды возможных горизонтальных перемещений, является оценка мощности толщ, претерпевающих относительные смещения. При строгом подходе к существующему здесь положению необходимо констатировать следующее.

Геодезическими методами, а также по аэрофотоснимкам и космическим снимкам фиксируются относительные смещения элементов земной поверхности. Насколько можно экстраполировать закономерности этих смещений на глубину, геодезическими методами определить нельзя.

Мощности осадочных отложений со всей определенностью указывают лишь на относительные вертикальные перемещения поверхности их фундамента. Информацию о мощностях пород фундамента, участвующих в этих перемещениях, из анализа мощностей осадочного чехла извлечь невозможно. Более информативными в этом смысле являются зоны разломов.

Для определения глубины заложения разломов, а следовательно, и мощности массивов пород, участвующих в тектонических движениях, используются: состав магматического материала, каналом для которого служил данный разлом [86, 174, 186], геометрические характеристики разломов и зон их влияния [50, 67, 91, 93, 119, 143, 164, 189–192]; геофизические данные, прежде всего сейсмические — глубинного сейсмического зондирования и волн землетрясений [11, 53, 148, 149, 161, 178, 203, 220, 248].

Состав магматических пород служит хорошим критерием относительной глубины различных разломов, но абсолютные значения глубин их заложения определяются таким способом весьма приблизительно. Считают, что разломы, подводящие к поверхности кислые магмы, имеют верхнекоровое заложение, базальтовые магмы поступают с глубин до 100–200 км, а кимберлитовые — с глубин свыше 200 км. Определенную дополнительную информацию о глубинности разлома могут дать результаты анализа ксенолитов, выносимых глубинными магмами [70, 147].

Геометрические характеристики разлома: его длина и ширина зоны влияния, выражающейся в развитии специфической системы трещин и пликтивных структур, являются достаточно надежными показателями глубинности заложения тектонического нарушения. Соотношения между средними длинами разломов и средними глубинами их заложения подробно изучены в Байкальской рифтовой зоне [191, 192]. Длины разломов определялись методом геологического картирования, а глубины заложения — по распределению гипоцентров землетрясений. Для разломов длиной до 20–25 км установлено приблизительное равенство:

$$H \approx 1,04 L - 0,7 \text{ (км)},$$

где H и L — соответственно глубина заложения и длина разлома. Иначе говоря, для разломов такой длины глубина заложения примерно равна их протяженности. Для более длинных разломов отношение H/L уменьшается. К сожалению, проследить эту зависимость до больших значений H и L не удастся, так как либо сейсмичность ограничивается сравнительно небольшими глубинами (как в рифтовых зонах), либо невозможно идентифицировать (т.е. непрерывно проследить и убедиться, что наблюдается один и тот же разлом, а не система разных нарушений) очень протяженный разлом. Протяженность непрерывно прослеживаемых разломов в Байкальской рифтовой зоне сос-

твляет около 100 км [189, с. 10], а максимальная глубина гипоцентров землетрясений, вероятно, не превышает 35 км [11, 106].

Таким образом, если основываться только на имеющихся экспериментальных данных и не прибегать к гипотезам, то тектонически активная мощность толщи Байкальской рифтовой зоны не должна превышать первых десятков километров. Учитывая, что в других рифтовых зонах, как континентальных, так и океанических, гипоцентры землетрясений столь же неглубоки [11], те же ограничения следует распространить и на них. Данные по вулканизму рифтовых зон также указывают на небольшие и умеренные глубины заложения разломов. Преобладающий состав вулканитов — базальты, фонолиты, другие щелочные породы. Последние больше характерны для начальных стадий развития рифтовых зон [92, 103, с. 190]. Глубины образования этих пород — 35–70 км для слабо- и умереннощелочных и 70–100 км для ультращелочных [41, 224]. Как следует из анализа тектоно-магматической истории Кенийской рифтовой зоны, в которой в отличие от Байкальской магматизм проявился чрезвычайно интенсивно, глубинность магматического материала, выходящего на поверхность, со временем уменьшается [92]. Надо полагать, что на ранних стадиях развития рифтовых зон активные разломы имеют более глубокое заложение — порядка 100 км.

Связь глубины заложения разломов с шириной зоны его активного влияния наиболее детально изучена иркутскими исследователями [28, 91, 190–192], использовавшими метод тектонофизического моделирования в нормальном поле силы тяжести. Изучалась даже более сложная зависимость: ширина M области активного динамического влияния (ОАДВ) разлома как функция мощности толщи H (10^{-1} – 10^{-2} м) при различных вязкостях модельного материала η (10^4 – 10^8 Па·с) и скоростях деформирования толщи v (10^{-3} – 10^{-5} м/с). Полученные уравнения связи имеют вид [190, с. 85, 105]

$$M = K_1 H + K_2 / g \eta + K_3 / g v + C, \quad (3.1)$$

где K_1 , K_2 , K_3 и C — эмпирически установленные коэффициенты, разные для разных типов нарушений (сдвигов, образующихся при деформациях среза и сжатия, сбросов и надвигов), но во всех этих случаях имеющие порядки: $K_1 \sim 1$; $K_2, K_3 \sim (3-9) \times 10^{-3}$, $C \sim (0,9-3) \times 10^{-2}$. Для сдвигов, образующихся при сжатии, $K_2 \sim 2 \times 10^{-5}$. Основным параметром, определяющим величину M , является, следовательно, мощность деформируемой толщи, которая оказывается примерно равной ширине ОАДВ, или зоны разлома ("зона разлома" — возможно, менее точный, но чаще употребляемый в геологической литературе термин). Таким образом, измерив на поверхности Земли ширину зоны разлома M , можно составить представление о мощности нарушенной им толщи. Максимальные значения M , известные в природе, составляют первые десятки километров [164, с. 312]. Значит, такого же порядка должны быть и максимальные глубины заложения тектонических нарушений.

Этот вывод нуждается, однако, в некоторых оговорках. Материал модели [190] обладал ярко выраженной текучестью, испытывал значительные деформации до появления главных разрывов. Надо полагать, что в более хрупком материале качественная картина деформаций и соотношение между M и H будут другими. Необходимо иметь в виду также способ воздействия на модельную толщу. Во всех случаях упомянутых экспериментов практически жесткий фундамент толщи имел свои, заданные заранее "разломы", совпадающие по направлению и по характеру смещений (за исключением случая сдвига, образующегося при сжатии) с генеральными разломами, возникающими в модельной толще. Мощности жестких блоков основания модельной толщи могли быть любыми, они никак не влияли на ширину и другие характеристики ОАДВ разломов вязкой модельной толщи. В природе столь резкие различия в свойствах пород (практическая жесткость, с одной стороны, и небольшая вязкость – с другой) встречаются, вероятно, только в случаях неконсолидированной осадочной толщи, залегающей на кристаллическом фундаменте, или сильно прогретой, возможно, частично расплавленной толщи, подстилаемой более тугоплавкими кристаллическими породами. В обоих случаях, основываясь только на отмеченных выше результатах моделирования, ничего определенного о глубине разломов в фундаменте сказать нельзя. Она может быть как нулевой (например, имеет место проскальзывание участка покрывающей толщи по наклонной поверхности фундамента), так и намного больше мощности верхней вязкой толщи. На основании зависимости (3.1) мощность H_{Σ} "составной" толщи, нарушенной разломом с ОАДВ шириной M , можно было бы выразить так:

$$H_{\Sigma} \geq K_1^{-1} (M - K_2 l g \eta - K_3 l g v - C). \quad (3.2)$$

Таким образом, результаты тектонофизических экспериментов в указанной постановке [190] дают возможность достаточно надежно определить минимальные мощности толщ, вовлекаемых в тектонические движения.

Весьма информативны в смысле оценки глубинности тектонических движений сейсмические методы исследования: глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), или взрывная сейсмология, и собственно сейсмология. Каждый из них имеет свои специфику и возможности. Методом ГСЗ, как известно, можно проследивать протяженные сейсмические границы в земной коре, из которых наиболее выдержан раздел Мохоровичича. Исчезновение сейсмической записи на некотором интервале или скачкообразное изменение времени прихода волны (разрывы годографа) естественно интерпретировать как признаки глубинного тектонического нарушения. Если к тому же аналогичные явления наблюдаются и по иным сейсмическим границам того же участка профиля, а на поверхности имеются структурные, петрологические и другие признаки глубинного разлома, факт его существования и, как минимум, трансформации заложения можно считать вполне достоверным. Менее определенно можно судить о суммарной вертикальной амплитуде смещений по глу-

бинному разлому, особенно в тех случаях, когда разрывы годографов, соответствующих разным сейсмическим границам, не одинаковы и (или) не соответствуют амплитуде смещений, оцениваемой по данным геологической съемки. Если верно, что земная кора сложена продуктами, выделившимися в разное время из мантии, перепады глубин внутрикоровых границ и поверхности раздела Мохоровичича в местах их резких смещений нельзя, безусловно, отождествлять с амплитудами вертикальных смещений всей толщи коры. Так, если на каком-то участке образуется крупная интрузия (в результате чего увеличивается мощность коры), выше- и нижележащие горизонты получат разные смещения, возможно, даже противоположного знака.

Установить горизонтальную составляющую сдвиговых смещений по глубинным разломам на основании данных ГСЗ по единичным профилям невозможно. Нет надежных критериев и для определения раздвигов: ширина зоны потери корреляции волн может быть обусловлена разными причинами. Только в надвигах амплитуды горизонтальных смещений иногда удается определить с той или иной степенью достоверности по величине перекрытия отражающих площадок или преломляющих границ.

Важную информацию о глубинности тектонических движений и направлениях относительных подвижек блоков пород дают волны землетрясений. Сам факт землетрясения с гипоцентром на определенной глубине, независимо от адекватности представлений относительно физических причин его возникновения, указывает на движение материала коры, литосферы или более глубоких горизонтов тектоносферы. Глубокофокусные очаги землетрясений — единственные достоверные свидетельства перемещений вещества мантии на глубинах до 750 км. Столь глубокие гипоцентры наблюдаются только в некоторых областях перехода от континентов к океанам, в пределах зон Беньофа⁶. Как уже отмечалось, в рифтовых зонах глубины гипоцентров не превышают первых десятков километров. В пределах молодых орогенов и областей посторогенной активизации наряду с мелкофокусными землетрясениями наблюдаются гипоцентры с так называемыми промежуточными глубинами — до 200–300 км.

При наличии достаточно детальной сети сейсмических станций удастся определить не только координаты гипоцентров, но и направление подвижек в очагах землетрясений. Исходными данными для этого служат знаки смещений в первых вступлениях объемных продольных, а иногда и поперечных волн. Путем введения в рассмотрение некоторой модели механического процесса в очаге землетрясения строится картина распределения напряжений в очаговой зоне [11, 33]. В результате анализа многочисленных землетрясений, произошедших в разное время в различных тектонических зонах, установлены следующие характерные особенности напряжений и смещений в очаговых зонах [11, 106].

⁶ В литературе эти зоны называют также зонами Заварицкого — Беньофа, или Вадати — Беньофа.

В Тихоокеанском и Восточно-Азиатском сейсмических поясах в очагах землетрясений ось максимального сжатия ориентирована преимущественно субгоризонтально и перпендикулярно к простиранию сейсмически активных зон. Угол наклона оси сжатия изменяется с глубиной: на глубинах до 100 км со стороны океанических впадин направление этой оси составляет с направлением на зенит углы, несколько большие 90° , а на глубинах более 300 км — несколько меньше 90° . Относительное максимальное растяжение и промежуточное напряжение имеют ориентировку осей субвертикальную и субгоризонтальную (в направлении простирания структур сейсмических зон), причем часто эти оси как бы меняются местами. Компоненты подвижек в очагах тихоокеанских землетрясений ориентированы как по простиранию, так и по падению плоскостей разрывов; преобладания горизонтальных перемещений в очагах по плоскостям, простирающимся вдоль основных структур, не обнаружено [11, с. 95]. Подвижки носят преимущественно взбросовый характер. Площадки, наклоненные под континент, имеют в верхней части разреза менее крутые углы падения, чем в нижней. Для площадок, наклоненных под океан, зависимость углов падения от глубины обратная [11, с. 108].

Нужно сказать, что детальные наблюдения последних лет, проведенные в западной, северо-западной и северной частях Тихоокеанского сейсмического пояса, обнаружили двухплоскостное строение зон Беньофа с разным характером напряженного состояния среды в этих плоскостях. В верхней плоскости превалирует ориентированное по ее падению сжатие, а в нижней — аналогичной ориентации растяжение [257]. В гл. 6 этот вопрос рассмотрен более подробно.

Для Срединно-Атлантического хребта и Западно-Арктической сейсмической области характерны субгоризонтальные направления осей максимальных растягивающих напряжений, ориентированных вкрест простирания хребтов, а оси максимальных сжимающих напряжений, также в основном субгоризонтальные, ориентированы по простиранию структур. Оси промежуточных напряжений составляют небольшие углы с вертикалью. Такой ориентировке осей напряжений соответствуют преимущественные подвижки сдвигового характера по простиранию плоскостей разрыва. Однако случаются и исключения: при той же ориентировке осей растягивающих напряжений максимальное сжатие ориентируется почти вертикально. При этом преобладают смещения в направлении падения плоскостей разрыва. Последняя ориентировка напряжений доминирует в Восточно-Африканской сейсмической зоне.

Во впадине оз. Байкал и северо-восточнее от нее оси напряжений растяжения наклонены к горизонту не более чем на 31° и ориентированы вкрест простирания структур. Оси напряжений сжатия отклоняются от вертикали не более чем на 32° . На флангах области наблюдались очаги с более пологой ориентацией осей сжимающих напряжений. К западу от южной оконечности оз. Байкал оси напряжений сжатия почти горизонтальны и перпендикулярны к простиранию структур. Оси напряжений растяжения почти вертикальны, а оси промежуточных напряжений горизонтальны [11, 106].

Следует подчеркнуть, что обстановка растяжения, в частности направленность оси максимального растягивающего напряжения вкрест простирающихся структур, еще не означает, что имеет место раздвигание блоков или плит. Скорее наоборот. Сейсмологи, исследующие поля напряжений по данным о волнах землетрясений, пишут о сбросовых и сдвиговых подвижках в плоскостях разрыва, но не о раздвигах. Такую интерпретацию полям напряжений в рифтовых зонах часто дают при тектонических построениях. Согласиться с этим трудно, так как раздвиг подразумевает наличие свободных субвертикальных поверхностей, т.е. поверхностей, свободных от нормальных к ним напряжений и касательных напряжений в их плоскости. Иными словами, на расходящихся берегах трещины отрыва уже никогда не возникает то напряженное состояние, которое привело к ее образованию.

Возвращаясь к вопросу о соотношении вертикальной и горизонтальной составляющих относительных перемещений массивов пород, заметим, что в Байкальской рифтовой зоне кайнозойские движения, фиксируемые геологическими и сеймотектоническими методами, обнаруживают максимальные амплитуды для первой – 5–5,5, для второй – 1,2–2 км [150, 189].

Различной, не столь упорядоченной ориентировкой, как в отмеченных выше случаях, характеризуются направления осей главных напряжений в очагах средиземноморского пояса и Зондских о-вов. В плоскостях разрывов в Средиземноморье примерно в равной степени происходят движения сбросового и сдвигового характера, а в районе Зондских о-вов преобладают, по-видимому, сдвиги [11].

Приведенный краткий обзор имеющихся способов экспериментального определения относительных смещений массивов горных пород и данных о таких смещениях позволяет сделать следующие выводы. Относительные вертикальные и горизонтальные движения различных массивов горных пород происходили повсеместно и во все геологические эпохи. Глубинность тектонических движений ограничивается верхними 700–750 км – максимальными глубинами гипоцентров землетрясений. Никаких экспериментальных данных о тектонических движениях вещества мантии Земли на больших глубинах не имеется.

Достоверно известные амплитуды суммарных относительных вертикальных и горизонтальных смещений массивов горных пород, установленные различными способами, но подтвержденные прямыми геологическими данными, соизмеримы между собой и не превышают десятков километров. Часто относительные перемещения имеют обе составляющие: как вертикальную, так и горизонтальную. Относительные вертикальные движения массивов в масштабе континента устанавливаются со всей достоверностью, а выводы об относительных горизонтальных движениях такого масштаба содержат гипотетические элементы. В некоторых случаях (например, голоморфной складчатости) есть основания полагать, что в горизонтальном направлении по накопленному основанию смещался относительно тонкий осадочный слой и что горизонтальные движения одних объектов являются, таким образом, следстви-

ем вертикальных движений других (в указанном случае — блоков коры).

Учитывая сказанное, представляется целесообразным в первую очередь исследовать тектонические следствия относительных вертикальных перемещений массивов горных пород. Вначале рассмотрим особенности формирования и деформирования осадочной толщи в условиях дифференцированных вертикальных подвижек фундамента. Затем проанализируем закономерности нарушенных зон, ограничивающих крупные относительно перемещающиеся по вертикали блоки тектоносферы, структуры, возникающие над такими блоками на поверхности. При этом пока не будем углубляться в причины вертикальных движений, считая их заданными. Физической модели тектоносферы и возможным причинам тектонических движений посвящены гл. 7—10.

ГЛАВА 4. КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СКЛАДКИ. СОЛЯНЫЕ СТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ВПАДИН

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ, СОДЕРЖАЩИХ ПЛАСТИЧНЫЕ СЛОИ

Конседиментационные складки, сложенные более или менее однородными по реологическим свойствам и по плотности осадочными породами, представляют собой очевидное следствие вертикальных дифференцированных движений блоков фундамента. Когда относительные перемещения отдельных блоков невелики (во много раз меньше их характерных горизонтальных размеров), вся осадочная толща, несмотря на ее складчатую геометрию, остается практически недеформированной.

Если среди осадочных образований залегают слои с низкими пределом текучести и вязкостью, любое локальное увеличение или уменьшение мощности "мягкого" слоя может быть проинтерпретировано как результат течения материала. Такая интерпретация представляется тем более справедливой, что на отдельных участках толщи могут быть встречены несомненные признаки течения материала "мягких" слоев, такие, как глиняные или соляные диапирьы, "козырьки" пород этого типа, перекрывающие более молодые отложения, и т.д. Таким образом, наличие в осадочной толще относительно текучих и малоплотных пород способно создать иллюзию полной "автономности" деформирования толщи из состояния начального практически горизонтального плоскопараллельного залегания ее слоев, т.е. может показаться, что для создания наблюдаемой геометрии осадочных слоев не нужны ни горизонтальные, ни вертикальные подвижки блоков фундамента.

Все существующие гипотезы о генезисе соляных структур можно объединить в три группы: а) гипотезы "самодеформации" соляных пород, происходящей вследствие физико-химических процессов в соленосных толщах; б) гипотезы "инверсионно-плотностной" неустойчивости системы соленосный пласт — терригенно-карбонатная покрывающая толща; в) общетектонические гипотезы, предполагающие, что соляные пласты деформируются вследствие тех же движений, которые обуславливают тектонику всего осадочного чехла [84, с. 12].

При построении схем возникновения и развития соляных структур обычно предполагается, что первоначальное залегание соленосных толщ было горизонтальным, а мощности их — примерно одинаковыми на достаточно большой площади [84, с. 100]. Если предположение о начальной горизонтальности отдельных слоев соли аргументировано их осадочным генезисом, то условие выдержанности мощности принимается произвольно. Действительно, согласно самым распространенным, общетектоническим гипотезам, для созда-

ния наблюдаемых структур солянокупольных областей необходимы дифференцированные подвижки блоков фундамента. Предполагая и даже документируя такие подвижки *после* отложения соленосных образований, логично допустить, что они происходили и *до* этого события, и *одновременно* с ним. Специальное условие выдержанной начальной мощности соленосных толщ справедливо, вероятно, лишь в частных случаях.

МОДЕЛИРОВАНИЕ АНТИКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Для выяснения роли конседиментационного механизма формирования складчатой структуры осадочной толщи, с одной стороны, и условий возникновения явлений диапиризма — с другой, было выполнено моделирование нескольких конкретных структур Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), хорошо изученной геофизическими методами и бурением. Большинство брахиантиклинальных структур ДДВ содержит соляные ядра, сложенные девонскими хемогенными отложениями. Наряду с линзовидными, подушкообразными соляными телами, перекрытыми практически всеми позднейшими образованиями, часто встречаются и крупные штокообразные тела, боковая поверхность которых контактирует с горизонтально, субгоризонтально или круто залегающими слоями более молодых отложений. Наблюдаются и небольшие, порядка ста метров в поперечнике, столбообразные соляные диапиры, приуроченные к присводовым частям крупных соляных ядер. Известны и другие морфологические типы соляных тел, залегание которых по отношению к вмещающим породам указывает на значительные перемещения соляных масс от мест их отложения [83, 84, 158].

Вначале были смоделированы структуры, в которых не зафиксированы диапироподобные явления или другие явные признаки перетеканий соляных масс: Дмитриевская и Яблуновская [62, 188]. Предположение о преимущественно конседиментационном характере этих структур определило схему моделирования, представляющую собой "двойную палеотектоническую реконструкцию". Первая реконструкция — это последовательное сверху вниз графическое снятие мощностей слоев с сейсмогеологического разреза до вывода кровли соленосной толщи на поверхность. Допустимость такой операции следует из достаточной полноты разреза осадочной толщи ДДВ и отсутствия слишком глубоких эрозионных срезов. Вторая реконструкция — обратная первой, но уже в физической модели того же разреза: последовательное наложение слоев при дифференцированных погружениях фундамента в соответствии с вариациями мощностей отложений по площади. Подчеркнем, что при воспроизведении геологических событий в модели задаются только однонаправленные (вниз) перемещения основания и послойно откладываются осадки, а остальные важные элементы разреза (разрывные нарушения, в частности) получаются без вмешательства экспериментатора. Совпадение или несовпадение этих деталей строения модели с деталями геологического прото-

типа может служить показателем адекватности воспроизводимых в модели событий.

При моделировании обеих указанных структур использовались одинаковые обоймы для моделей и модельные материалы. Обойма представляет собой прозрачную коробку без дна, изготовленную из оргстекла. Внутренние размеры обоймы — 125x52x40 мм (длина, ширина и высота соответственно). В качестве материала фундамента осадочной толщи применялся пластилин. Выбор именно этого относительно текучего материала, который не вполне соответствует свойствам реального кристаллического фундамента, так как при малых скоростях и относительно небольших деформациях не образует четких разрывов, обусловлен необходимостью плотного прилегания материала к стенкам обоймы. В противном случае материал, имитирующий слои осадочной толщи, будет проникать между стенкой обоймы и фундаментом, и наложение четких слоев контролируемой мощности станет невозможным.

Материалом осадочной толщи, в том числе и соленосных пластов, служила смесь бентонитовой глины с тонким порошком мела. Для создания темных прослоев в эту смесь добавлялся порошок графита. Из этих смесей делались взвеси в воде. Наслаивание слоев производилось осаждением порошка из взвеси при вращении модели в центрифуге, т.е. "осадконакопление" в модели вполне соответствовало природному. Это определяло, в частности, автоматическое отложение во впадинах поверхности модели большей мощности слоев.

При моделировании структур, в которых нет явных признаков течения соленосности масс, использование одного и того же модельного материала для имитации соленосных пород и покрывающей толщи вполне оправданно, так как задача состоит как раз в том, чтобы показать возможность образования наблюдаемого в природе дисгармоничного залегания слоев без течения соли.

Непременным и очевидным условием подобия модели прототипу, в особенности при моделировании конкретных структур, является геометрическое подобие, т.е. структура модели в определенном масштабе должна как можно более точно соответствовать структуре моделируемого природного объекта на всех этапах его развития. Это подобие достигается организацией модели: формированием ее начального состояния в соответствии с геометрией геологической структуры на этапе, до которого проведена графическая палеорекострукция, а также задаваемыми в дальнейшем перемещениями отдельных участков фундамента в соответствии с мощностями стратиграфических комплексов.

В случае, когда перетекания материала не происходит, при исключительно конседиментационном структурообразовании необходимо соблюдение еще одного условия: равенства прочностей материалов модели и прототипа по деформациям. Это значит, что если при определенных деформациях, например изгибах, удлинении или сокращениях слоистой толщи, в природном объекте возникают трещины, то при таких же деформациях они должны воз-

никать и в модели. (Напомним, что деформация — величина безразмерная.)

Когда исследуется образование структуры, сопровождающееся перетеканием соляных масс, необходимо также соблюсти подобие разности плотностей соли и надсолевых пород и соответствующих материалов модели, а также пределов текучести соли и эквивалентного ей модельного материала. На практике нет необходимости подбирать модельные материалы так, чтобы каждый в отдельности из этих параметров был бы равен какому-то определенному значению. Действительно, главное требование — это чтобы перетекание “соли” в модели произошло на определенном этапе формирования осадочной толщи, когда внутри соленосного пласта из-за разной мощности покрывающей толщи над его разными участками возникает существенно неоднородное напряженное состояние и максимальные касательные напряжения достигают значений, равных пределу текучести соли плюс сопротивляемость материала покрывки (если таковая имеется). При геометрическом подобии структур геологического прототипа и модели распределение напряжений в этих объектах также будет геометрически подобным. Поэтому можно не решать трудную задачу о напряженном состоянии тела сложной геометрии, а ограничиться простой оценкой, используя одни и те же характерные для модели и прототипа геометрические элементы разреза, например максимальную разность глубин кровли соленосного пласта в момент начала течения соли, устанавливаемую в результате палеотектонической реконструкции.

Пусть эта разность равна Δh_n . Тогда максимальная разность давлений в соляном пласте составит с точностью до постоянного множителя порядка единицы

$$P_n = \Delta \rho_n g \Delta h_n,$$

где $\Delta \rho_n$ — разность плотностей надсолевой и соленосной толщ геологического прототипа; g — ускорение свободного падения.

В модели соответствующая величина

$$P_m = \Delta \rho_m a \Delta h_m,$$

где a — центробежное ускорение модели при определенном числе оборотов ротора центрифуги в единицу времени. Так как в соответствии со схемой палеорекострукции и масштабом модели требуется, чтобы материал модели, имитирующий соль, начал течь при разности глубин кровли соленосного пласта, равной Δh_m ($\Delta \rho_m$ фиксирована типом используемых материалов, ускорение определено техническими возможностями центрифуги), параметр ρ_m по расчетам не выходит за пределы вполне определенного интервала. При незначительной сопротивляемости движению “соли” со стороны покрывающей толщи значение ρ_m примерно равно пределу текучести, несколько превышая его. Имея в виду применявшиеся модельные материалы, масштаб моделей, возможности лабораторной центрифуги, положим: $\Delta h_m \approx 2$ см; $\Delta \rho_m \approx 0,4$ г/см³; $a \approx 5 \times 10^3$ м/с². Подставив эти значения в выражение для ρ_m , получим: $\rho_m \approx 4 \times 10^4$ Па.

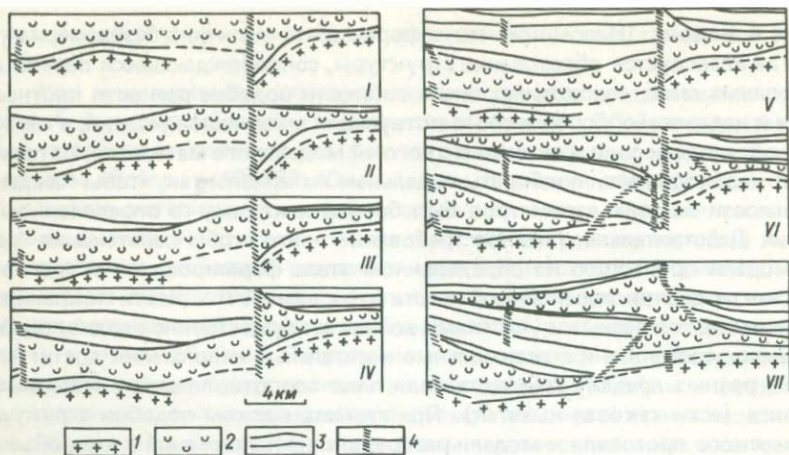


Рис. 3. Палеотектоническая реконструкция Ивангородской структуры.

Этапы развития: I — евлановско-ливенский (поздний девон); II — задонско-елецкий (поздний девон); III — раннекаменноугольный; IV — позднекаменноугольный; V — раннепермский; VI — позднепермский; VII — современный; 1 — поверхность кристаллического фундамента; 2 — соленосные отложения; 3 — стратиграфические границы; 4 — тектонические нарушения. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы

Практически, конечно, невозможно подобрать материалы настолько точно, чтобы движение "соли" в модели началось в строго заданный момент. Поэтому материал, имитирующий соль, делается с заведомо несколько большим пределом текучести, чем следует из расчета; в нужный момент предел текучести понижается путем подогрева модели или увеличивается центробежное ускорение.

Модель Ивангородской структуры. Для моделирования принято сечение структуры, соответствующее сейсмическому профилю г.Яготин — пгт Батурин (рис. 3, VII). Результат палеотектонической реконструкции представлен на этом же рисунке, причем фрагмент I соответствует наиболее древнему из рассматриваемых этапов развития данного участка и начальному этапу физического моделирования. Модельная толща размещалась в обойме из оргстекла размером (внутренним) 125x20x80 мм. Сверху и снизу обойма была открыта. Для обозначения двух главных блоков фундамента в пластилин вставлялась жесткая поперечная перегородка. Соленосные верхнедевонские отложения имитировались смесью трансмиссионного масла (60 %) с техническим вазелином (40 %). Плотность смеси 0,81–0,82 г/см³. Для межсолевых прослоев использовался тонкий порошок мела. Эти прослои являются одновременно маркирующими и армирующими, обеспечивают разные пределы текучести "соленосной" толщи на разных участках разреза.

Особенность развития Ивангородской структуры, заключающаяся в по-

гружении значительного участка довольно мощной надсолевой толщи как единого блока, определила выбор материала, имитирующего терригенно-карбонатные отложения, он должен был быть более жестким, чем глинисто-меловой влажный осадок, применявшийся при моделировании Дмитриевской [62], Яблуновской [188] и Погарщинской (см. ниже) структур. Поэтому в рассматриваемом случае использованы не взвеси порошков в воде, а порошково-масляные смеси, из которых модельные слои формировались "всухую", путем легкого трамбования. Материалами, имитирующими терригенно-карбонатную надсолевую толщу, были порошок мела с 20 % автола (по массе) и смесь 40 % мела, 40 % порошка свинцового сурика, 20 % автола (по массе). Плотность меловых прослоев — около $1,2 \text{ г/см}^3$, плотность прослоев мела с суриком — около 2 г/см^3 .

Нисходящие дифференцированные перемещения фундамента обеспечивались удалением (тонкими слоями) пластилина снизу модели и последующей ее прогонкой в центрифуге при 1200 об/мин ($\sim 320 \text{ г}$). Когда прогиб фундамента достигал 1–2 мм (при геометрии, соответствующей мощностям горизонтов на фрагментах графической палеорекострукции), на поверхность модельной толщи укладывался слой "осадков". Подошва этого слоя повторяла рельеф предшествующей поверхности, а кровля делалась горизонтальной. После этого снова выбирался пластилин, опускался фундамент и т.д.

После наслоения толщи, соответствующей в прототипе нижнепермским отложениям (рис. 3, V; рис. 4, IV), модель была подогрета до температуры около 30°C и разогнана в центрифуге при постепенно (с шагом 100 об/мин) увеличивающихся оборотах ротора от 800 об/мин ($\sim 140 \text{ г}$) до 2000 об/мин ($\sim 900 \text{ г}$). При этой скорости вращения началось погружение более мощной части "надсолевой" толщи, а "соль" стала выдавливаться на поверхность, заполняя образующуюся впадину, т.е. происходила автокомпенсация прогиба (рис. 4, IV–VI). В результате центральная часть "соленосной" толщи оказалась выжатой на поверхность. После выравнивания поверхности модели (имитация эрозионного среза) были наслоены горизонты, соответствующие верхнепермским и мезо-кайнозойским отложениям. Окончательная морфология модельной толщи получилась в общих чертах такой же, как на исходном сейсмогеологическом разрезе (см. рис. 3, VII; рис. 4, IX).

В конце эксперимента исследовалась внутренняя структура модельной толщи. Для этого снималась одна из боковых стенок обоймы и делались продольные срезы всей толщи (рис. 5). На фрагментах I–III видны блоки "надсолевой" толщи, захваченные "солью" при ее движении. На фрагменте IV выше второго снизу маркирующего горизонта "надсолевой" толщи видно "соляное" силлоподобное тело. Оказалось, что материал, имитирующий соль, не только поступал на поверхность покрывающей толщи, но и образовывал силлоподобное тело, вклинившись между слоями, примерно соответствующими в прототипе средне- и верхнекаменноугольным отложениям. В пределах Ивангородской структуры такое явление не установлено, однако в других районах ДДВ подобные тела встречаются, особенно часто в местах контакта девонской и нижнепермской солей.

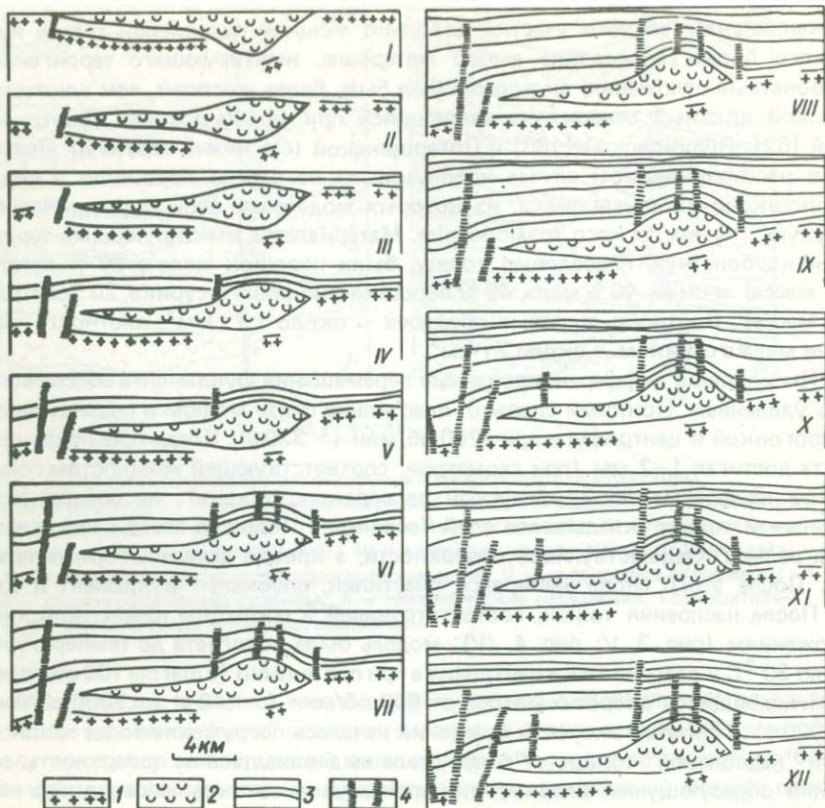


Рис. 6. Палеотектоническая реконструкция Погарщинской структуры.

Этапы развития: I — евлановско-ливенский (поздний девон); II — турнейский; III — ранневизейский; IV — поздневизейский; V — серпуховский; VI — среднекаменноугольный; VII — раннепермский; VIII — позднепермский; IX — триасовый; X — юрский; XI — меловой; XII — современный; 1 — поверхность кристаллического фундамента; 2 — соленосные отложения; 3 — стратиграфические границы; 4 — тектонические нарушения. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы

Модель Погарщинской структуры. Моделировалось сечение структуры, соответствующее профилю с.Оболонь — пгт Терны. Палеотектоническая реконструкция разреза представлена на рис. 6.

Модельная толща формировалась в обойме из оргстекла с внутренним размером 125x52x60 мм. После укладки фундамента (пластилина) тонкой металлической пластинкой в нем сделаны прорезы в местах, где в соответствии с сейсмогеологическим разрезом должны быть тектонические нарушения. Прогонкой модели в центрифуге эти прорезы были залечены, но на пос-

ледующих перемещениях блоков фундамента они все же сказывались, обес­печивая их более или менее четкие границы. Подсолевая толща девонских осадков также имитировалась пластилином, но более светлым.

Соленосные девонские отложения моделировались смесью из 70 % транс­миссионного масла ТАП-15 и 30 % технического вазелина, два "межсолевых" горизонта — из 40 % порошка мела и 60 % бентонитовой глины. Материалом надсолевой толщи также служила эта порошковая смесь, откладываемая по­слойно из взвеси в воде при центрифугировании модели. Светлые прослои чередуются с темными, получающимися в результате добавления во взвесь порошка графита. Каждый стратиграфический комплекс, выделенный на исходном сейсмологическом разрезе, отмечался в кровле красным просло­ем, для чего в глиняно-меловую смесь добавлялся порошок свинцового су­рика. Плотность материалов: "соли" — 0,81—0,82; "надсолевой" толщи — 1,2—1,4 г/см³.

Последовательность операций при формировании модельного разреза была такой же, как и в предыдущем случае: снизу модели удалялся тонкий слой пластилина, толщина которого на том или ином участке соответствова­ла мощности откладываемых в данный момент осадков, модель прогонялась в центрифуге 2-3 мин при 1000—1200 об/мин (220—320 г), и так до конца формирования всей надсолевой толщи.

Поэтапное развитие модели представлено на рис. 7. По мере формирова­ния антиклинали над "соляным" ядром в покрывающей толще появляются разрывные нарушения. Наиболее сильно в конечном итоге нарушаются слои, соответствующие каменноугольным отложениям. Отметим, что не все нару­шения, показанные на сейсмологическом разрезе, проявились в модели. Так, не появились нарушения вблизи левого торца модельной толщи, несмотря на то что здесь имеется довольно резкий перегиб слоев. Это связано, надо полага­ть, как с влиянием жесткой торцевой стенки обоймы, так и с недостаточ­ной хрупкостью слоев модельной толщи, т.е. прочность эквивалентного мате­риала по деформациям была подобрана не совсем точно.

Вероятно, несколько заниженным оказался и предел текучести материа­ла, имитирующего соль, о чем свидетельствует форма "соляного" ядра: оно постепенно утратило округлость и приобрело вид треугольника. Это связано с отжатием под действием веса вышележащей толщи пластичной массы "со­ли" к апикальной части, где давление минимально. На противоположной сто­роне модели излишняя (для моделируемого объекта) мягкость материалов проявилась еще более рельефно: здесь произошел прорыв "соли" в апикаль­ной части поднятия с последующим конседиментационным ростом "соляного штока", ограниченного характерными компенсационными мульдами (рис.8). Деформации "надсолевой" толщи вблизи штока более интенсивны, чем те, которые обычно наблюдаются в приштоковых участках структур ДДВ.

Различие образовавшихся структур на двух сторонах одной и той же мо­дели объясняется неидеальной выдержанностью мощностей отдельных слоев по всей площади относительно широкой модели. Сказывается, в частности,

неравномерное отложение материала из взвеси у противоположных стенок обоймы при разгоне модели в центрифуге.

На рис. 9 помимо двух сечений, видимых сквозь боковые прозрачные стенки обоймы (IV и I фрагменты), представлены еще два разреза, полученные при вскрытии модели после того, как моделируемая структура была полностью сформирована. В одном из этих разрезов можно наблюдать отрыв массы "соли" от питающего тела.

Результаты экспериментов по моделированию конкретных структур ДДВ, описанных здесь и опубликованных ранее [62, 188], показывают, что дифференцированные во времени и по площади погружения блоков кристаллического фундамента — необходимое и достаточное условие образования конседиментационных куполовидных и брахиантиклинальных складок, в частности и таких, которые содержат соляные ядра. Для образования соляных диапиров и других специфических форм соляной тектоники необходимо также, чтобы средняя плотность надсолевой толщи превышала плотность соляных пород, а последние обладали бы конечным пределом текучести.

Следствием конседиментационного механизма образования антиклинальных структур ДДВ (и других платформенных впадин) должна быть относительно слабая дислоцированность соляных ядер. Межсолевые прослой в верхней части таких тел должны залегать антиклинально. Если среди них есть пористые разности, они могут быть ловушками для углеводородов. Поэтому можно рекомендовать разведку глубоким бурением соляных ядер антиклинальных структур с целью: на первом этапе — изучения мощностей и коллекторских свойств межсолевых терригенных и карбонатных слоев; на втором (при наличии в соленосной толще региона перспективных коллекторов) — обнаружения внутрисолевых месторождений углеводородов.

ГЛАВА 5. ГРАВИТАЦИОННАЯ ТЕКТНИКА СКОЛЬЖЕНИЯ: СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ, ГРАВИТАЦИОННЫЕ СДВИГИ

ЗОНЫ СКЛАДЧАТОСТИ И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ

В предыдущей главе рассмотрены примеры тектонических следствий мало-контрастных дифференцированных вертикальных перемещений блоков кристаллического фундамента, характерных для платформенных областей. В геосинклиналиях контрастность движений намного выше, поэтому в осадочном чехле таких областей наблюдаются более яркие тектонические явления.

Проблема складкообразования, и прежде всего геосинклиналиального, имеет более чем вековую историю. Ей посвящено много работ как теоретического, так и экспериментального характера [23, 25, 26, 43—45, 51, 52, 72, 85, 88—90, 94, 105, 111, 117, 126, 179, 194, 195, 204—208, 212, 213, 215—217, 233, 251, 252 и др.]. В теоретических работах, как правило, рассматриваются структурообразующие свойства или тектонофизические характеристики единичного пласта. Многие эксперименты проведены с многослойными моделями. Предпринимались попытки моделирования и целых зон складчатости, и орогенических поясов [89, 90, 126, 251]. Исследованы модели, в которых получены различные типы складок [233]. Но, несмотря на большие успехи в этой области, проблема складкообразования, особенно в аспекте причин и механизмов деформирования крупных массивов горных пород, остается одной из важнейших проблем геотектоники [15, 151]. Существуют самые различные представления о причинах возникновения складок и других деформаций в горных породах [75, 76, 79, 118]. Иногда высказывается мнение о преобладающей роли одного какого-нибудь механизма, в других случаях предполагается, что одновременно или последовательно в пределах одной и той же складчатой области действовали разные механизмы, вносящие равноценный вклад в создание общей картины складчатости, и формирование разных типов складок объясняется именно этим.

В.В.Белоусов полагает, что непосредственные причины образования сложных дислокаций в областях голоморфной складчатости (такowymi, как правило, являются геосинклиналиальные области) заключаются в расползании глубинного диапира, оказывающего давление в горизонтальном направлении на прилегающие к нему массивы пород; расползании по склону центрального поднятия "... верхних частей тектонических уступов, что создает на склоне местные очаги горизонтального давления и смятия слоев, а также — в скольжении или стекании гравитационных тектонических покровов гельветского типа.

Картина осложняется тем, что движение поверхностных покровов может

нарушить равновесие в результате появления местных инверсий плотности, когда более тяжелые породы покрова оказываются поверх других, более легких и к тому же текучих пород" [17, с. 279].

В результате анализа тектоники Зилаирского синклинали Южного Урала В.В.Эз, Л.Е.Гафт и Б.И.Кузнецов [196] пришли к выводу, что голоморфная складчатость образовалась вследствие перемещения глубинного материала из-под Предуральяского прогиба в сторону Зилаирского синклинали. Пододвиганием фундамента под осадочную толщу (признавая в качестве вспомогательного фактора и гравитационное движение пород) С.В.Руженцев объясняет образование покровных структур Памира и Альп [139], покровно-складчатые сооружения Канады, США, а также структуры Урала, Тянь-Шаня, Аппалачей и других складчатых поясов [140]. Аналогичная идея в том или ином варианте используется сторонниками тектоники плит.

Рассматривая вероятные причины возникновения геосинклинальной складчатости, некоторые европейские геологи придают большое значение гравитационному соскальзыванию осадочного чехла по склону основания ("тектонике истечения"), но считают его все же подчиненным явлением. Основную причину складкообразования они видят в горизонтальном сжатии слоистых толщ. Л.У.Де Ситтер отмечает: "...не вызывает сомнения, что боковое сжатие первично, а структуры скольжения вторичны" [69, с. 253]. Ж.Гогель считает, что "...это явление ("тектоника истечения". — В.Г.) очень важное, им можно объяснить некоторые деформации, и в большинстве случаев оно комбинируется с горизонтальным сжатием коры — главным двигателем тектонических процессов" [48, с. 233].

Мотивы, заставляющие геологов предполагать такой "двойной" механизм голоморфного складкообразования, по-видимому, следующие. Одно только горизонтальное сжатие, прикладываемое извне к сминаемой в складки толще пород, должно было бы вызвать следствие, не согласующееся с геологическими фактами. Возникающие возражения В.В.Белоусов формулирует так (пункты а) и б) — вслед за О.Ампферером и П.Фурмарье) [17, с. 264]:

"... а) форма складчатых зон — последние часто распадаются на овалы, вписанные внутрь платформы. Это делает необходимым давление со стороны одной и той же платформы на складчатую зону в разных направлениях, что в связи с "жесткостью" платформ невозможно;

б) история развития складчатых зон — сначала образуются поднятия во внутренних частях складчатых зон, сопровождаемые прогибами по их периферии, а затем происходит миграция прогибов наружу, с "накатыванием" их на платформу при одновременном расширении внутренних поднятий. Такое волнообразное перемещение прогибов к периферии геосинклинали не согласуется со сжатием извне, так как в этом случае перемещение прогибов происходило бы против направления действующих сил сжатия;

в) перемежаемость на площади складчатой зоны складчатостей разных типов — при этом складчатость общего смятия оказывается окаймленной складчатостями других типов — глыбовой и нагнетания. Поскольку послед-

ние не связаны с горизонтальным общим сжатием, непонятно, каким образом "общее внешнее" сжатие "перескакивает" через зоны складчатостей глыбовой и нагнетания и "достает" участок, лежащий дальше от краев платформы"⁷.

Известны многочисленные случаи, не подтверждающие представления о внешнем боковом сжатии пород и свидетельствующие в пользу гравитационного механизма складкообразования [48, с. 230–232].

Предположение о гравитационном скольжении слоистых масс по склону как главной причине геосинклинальной складчатости и вообще структурообразования обычно не принимается по разным соображениям. Встречаются примеры строения кристаллических масс фундамента, которые проще всего интерпретируются как результат глубинного сжатия. Ж. Гогель, описывая массив Пельву [48, фиг. 160], высказывает такое широко распространенное и достаточно очевидное соображение: "...развертывание реально наблюдаемых частей складок должно соответствовать ширине современных альпийских горных сооружений, что указывает на существование значительного горизонтального сжатия" [с. 232]. Выдвигаются также возражения против гравитационного механизма складкообразования, основанные на анализе морфологии складок, в частности направления их опрокидывания, падения их осевых поверхностей. Наблюдаемое иногда наибольшее "сгруживание" материала в зоне относительно пологого склона, большая деформированность глубоких частей осадочной толщи по сравнению с поверхностными, также рассматривается как свидетельство против гравитационной природы складчатости [140, с. 103].

Одно время считалось серьезным возражением представление о необходимости чрезвычайно большого вздутия фундамента, которое должно обеспечить необходимые амплитуды горизонтальных перемещений покровов и интенсивную складчатость геосинклинальных областей. Но затем была выдвинута гипотеза о "волне вздутия", или "орогенической волне", перемещающейся от внутренних зон геосинклиналей к ее внешним зонам, причем склон перемещается вслед за чехлом и способствует его скольжению. Это представление хорошо согласуется с геологическими данными о миграции прогибов и расширении внутренних поднятий геосинклинали, хотя, как отмечает Ж. Обуэн [109, с. 176], получить неопровержимые доказательства существования такой волны чрезвычайно трудно.

Идея гравитационной тектоники оказалась плодотворной для объяснения многих структур в пределах Альпийской геосинклинальной области и в других районах [48, 109, 114, 222, 223, 239, 260]. В то же время приходится констатировать, что именно этот механизм экспериментально (с ис-

⁷ Этот последний пункт кажется менее сильным, чем два первых. Как показали эксперименты (см. ниже), некоторые виды "глыбовой" складчатости и складчатости нагнетания возникают в тех же условиях, что и складчатость общего смятия, если деформируемая толща обладает соответствующими свойствами.

пользованием лабораторных моделей) долгое время был изучен значительно хуже, чем, например, складчатость бокового давления или деформации, обусловленные инверсией плотностей.

С целью исследования структурообразующих свойств слоистых толщ, сползающих под действием силы тяжести по пологому склону фундамента, были поставлены специальные эксперименты. Результаты экспериментов опубликованы в статьях [56, 57, 225], содержание которых и является основой этой главы.

Моделирование прежде всего должно было ответить на такие вопросы:

- 1) какие типы складок из встречающихся в геосинклинальных областях могут образоваться при сползании слоистой толщи по склону;
- 2) все ли возражения, выдвигаемые против механизма гравитационного складкообразования на основании интуитивных соображений, неопровержимы или достаточно основательны;
- 3) каковы различия в картине гравитационной складчатости и складчатости бокового давления, или тангенциального сжатия.

ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТА. УСЛОВИЯ ПОДОБИЯ. ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛЕЙ

Внутренние размеры обойм моделей 52x127x40 мм. К модельным материалам предъявлялись следующие требования:

1) *техническое* — слоистая толща, составленная из модельных материалов, не должна деформироваться при любых углах ее наклона под действием собственного веса в поле силы тяжести Земли, но должна деформироваться под действием собственного веса при ускорениях, обеспечиваемых центрифугой, и при углах наклона слоев к "центрифужному горизонту" 5–15°;

2) *качественного подобия* — в соответствии с характером деформаций слоистых толщ горных пород слоистая толща модели должна обладать способностью образовывать как складчатые формы, так и разрывы. Исключались, таким образом, материалы типа полиэтиленовых, резиновых и других пленок и пластин;

3) *количественного подобия*⁸ — при гравитационном складкообразовании давление в толще создается силой тяжести, т.е. $F_p = F_p(F_g)$. Следовательно, в вязкой слоистой толще динамическое подобие удовлетворяется с использованием лишь одного соотношения, например силы вязкости с силой тяжести или силы давления с силой вязкости.

Реальные слоистые толщи обладают определенным пределом деформируемости, так как помимо вязких слоев они содержат нетекущие слои, де-

⁸ Точнее — полуколичественного, поскольку, например, деформационные свойства массивов пород могут быть определены с точностью, не большей чем до одного порядка.

формирующиеся путем изгиба, сколов и т.д. Только после того, как напряжения в толще превысят этот предел, т.е. произойдет потеря устойчивости жестких слоев и возникнут трещины, начнется ее деформация, которую можно, по-видимому, рассматривать как квазивязкое течение, поскольку она будет в значительной степени определяться течением материала мягких слоев.

В нашем случае для обеспечения динамического подобия будем использовать условие равенства деформаций в оригинале ϵ_0 и модели ϵ_m .

Связь напряжений и деформаций в одномерном случае вязкой среды уже приводилась (1.1). Здесь запишем ее так:

$$\tau = \eta \dot{\epsilon} = \eta \frac{\epsilon}{\Delta t}, \quad (5.1)$$

где Δt — промежуток времени, за который происходит деформация ϵ .

При наличии предела деформируемости q

$$\dot{\epsilon} = \begin{cases} \frac{\tau}{\eta} & \text{при } \tau \geq q, \\ 0 & \text{при } \tau < q. \end{cases} \quad (5.2)$$

Начало квазивязкого течения как в модели, так и в природе (оригинале) определяется условием

$$\tau_0 = q_0; \tau_m = q_m, \text{ или } \frac{\tau_m}{q_m} = \frac{\tau_0}{q_0} = 1. \quad (5.3)$$

В природе сползание толщи начинается тогда, когда постепенно увеличивающийся угол наклона основания достигает значения, обеспечивающего необходимую горизонтальную составляющую силы тяжести, а в модели удобнее этот угол фиксировать и постепенно увеличивать центробежное ускорение.

По достижении предела деформируемости, т.е. при $\tau \geq q$, должны выполняться равенства

$$\epsilon_0 = \frac{\tau_0 \Delta t_0}{\eta_0} = \epsilon_m \frac{\tau_m \Delta t_m}{\eta_m}, \quad (5.4)$$

откуда следуют коэффициенты подобия вязкости

$$C_\eta = \frac{\eta_m}{\eta_0} = \frac{\tau_m \Delta t_m}{\tau_0 \Delta t_0} = C_\tau C_t \quad (5.5)$$

и времени

$$C_t = \frac{\Delta t_m}{\Delta t_0} = C_\eta C_\tau^{-1}. \quad (5.6)$$

Последний можно выразить еще так (см. табл. 1) :

$$C_t = C_\eta / C_\rho C_l C_g. \quad (5.7)$$

Во всех моделях, описываемых ниже, плотность материала ρ_m была близка к 1 г/см^3 , в то время как осадочные горные породы имеют плотность около $2,5 \text{ г/см}^3$. Следовательно, коэффициент подобия плотности $C_\rho \approx 0,4$. Мощность недеформированной слоистой толщи моделей составляла $2,5 - 5 \text{ мм}$, а мощность осадочной толщи геосинклинальных прогибов в недеформированном состоянии оценивается в $5 - 10 \text{ км}$. Отсюда коэффициент подобия линейного размера C_l равен $(0,25 - 1,0) \times 10^{-6}$.

Последовательность моделирования была следующей. Прямоугольная коробка из оргстекла (без дна) устанавливалась на ровное основание, в нее укладывался слой пластилина толщиной около 15 мм . На этом фундаменте слой за слоем формировалась модельная толща. Как поверхности пластилина, так и всем слоям толща придавалась слегка вогнутая форма "центrifужной горизонтали". К одному (тыльному) торцу обоймы и к боковым ее стенкам слои прилегли торцами, а на фронтальном торце обоймы они выклинивались на склоне фундамента (рис. 10). Толщину можно было фотографировать так, чтобы одновременно были видны ее поверхность и "разрез".

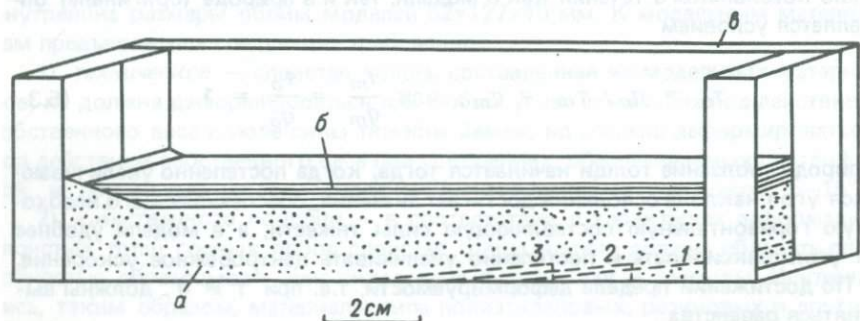


Рис. 10. Конструкция обоймы для моделирования гравитационной складчатости: а — фундамент (пластилин); б — слоистая толща; в — обойма (изображена без одной боковой стенки); 1—3 — последовательно добавляемые клинья

Моделирование складкообразования в слоистой толще проводилось поэтапно, в соответствии с идеей "орогенической волны". Снизу модели, у ее тыльного торца, вдавливался клин, острый угол которого был направлен к фронтальной части модели. Этим обеспечивался небольшой (в несколько градусов) наклон тыльной части слоистой толща. Затем модель центрифугировалась. Вначале ротор разгонялся до небольшой скорости, после чего он тормозился и останавливался. Проверялось, не произошло ли сползание толща. После этого модель прогонялась при несколько большей скорости. Так повторялось до тех пор, пока толща не сползала по склону и не деформировалась.

лась. Изменение залегания толщи происходило, таким образом, под действием напряжения, примерно равного или незначительно превышающего предел ее деформируемости. Кроме того, так можно было приблизительно установить время, необходимое для деформации толщи. В большинстве случаев время, в течение которого действовало пороговое напряжение, не превышало нескольких секунд, так как торможение ротора включалось немедленно по достижении заданной скорости вращения. Последующая прогонка модели при той же скорости ротора в течение более длительного времени (от нескольких секунд до нескольких минут) приводила обычно лишь к едва заметной дополнительной деформации толщи. На этом основании можно заключить, что время каждой отдельной "фазы складчатости" в модели составляло примерно 1–10 с.

После завершения первой фазы деформации клин снизу модели извлекался, занимаемое им пространство заполнялось новой порцией пластилина, а клин вдавливался уже в другом месте – ближе к фронтальной части модели. Модель снова центрифугировалась, пока не происходила новая фаза деформирования и т.д. Иногда на заключительных стадиях моделирования некоторый объем пластилина в тыльной части модели удалялся, что имитировало образование тыльного прогиба. Результат каждого этапа моделирования фотографировался.

В табл. 2 дан перечень некоторых из исследованных моделей с гравитационной складчатостью и приведены их основные параметры.

Вязкость материала мягких прослоев определялась с помощью ротационного вискозиметра, эффективную же вязкость всей модельной толщи можно оценить, воспользовавшись выражением (5.1) и подставив в него вместо деформирующего напряжения предел деформируемости:

$$\eta_m = \frac{q_m \Delta t_m}{\epsilon_m} \quad (5.8)$$

Предел деформируемости исследованных моделей был примерно 10^3 Па. Характерная для каждой фазы складчатости деформация $\epsilon_m \approx 0,1$ (деформация в данном случае определяется как относительное сокращение длины деформируемой части толщи, т.е. как $\Delta l/l$), а время деформации (длительность фазы складчатости) $\Delta t_m \sim 1-10$ с. Следовательно, $\eta_m = 10^4 - 10^5$ Па·с.

Эффективная вязкость осадочных толщ η_0 оценивается [44, с. 52–57] в $10^{16} - 10^{18}$ Па·с. Например, флишевые толщи отнесены М.В.Гзовским к слабвязким ($\eta_0 \approx 10^{17}$ Па·с). Исследованные модели скорее подобны сильновязким толщам, слагающимся относительно мощными пластами и образующим крупные складки. Для таких толщ η_0 примерно равна 10^{18} Па·с. Следовательно, коэффициент подобия вязкости $C_\eta = 10^{-13} - 10^{-14}$. Подставляя в равенство (5.7) определенные выше значения других коэффициентов подобия и учитывая, что максимальной эффективной вязкости η_m

Т а б л и ц а 2. Основные параметры модельных слоистых толщ, претерпевших гравитационную складчатость

Номер модели на рис. 11	Шифр модели	Количество слоев в толще	Мощность толщ, мм	Жесткие слои		Мягкие слои		Вязкость мягких слоев, Па · с	Уклон сползания, град	C_g	Температура, °С
				Материал	Мощность, мм	Материал	Мощность, мм				
I	ГС-51	8	4,5	Ц	0,2	ТВ-30	1—1,2	57	5—10	920	17
II	ГС-45	10	4,5	Ц	0,16	ТВ-20	0,5—1,3	26	5	600	17
III	ГС-41	8	5,0	Ц	0,2—0,4	ТВ-20	0,8—1,2	26	5—10	600	17
IV	ГС-59	10	4,5	Ц	0,08	ТВ-40	0,4—0,6	80	5	450	20
V	ГС-63	12	4,0	Г	0,2—0,4	ТВ-35	0,2—0,4	65	5—6	920	21
VI	ГС-72	8	4,0	АГ-1-Ц	0,4—0,6	АГ-1	0,4—0,6	?	8—16	80	21
VII	ГС-73	9	4,0	АГ-1-Ц	0,4—0,6	АГ-1-Гр	0,4—0,6	?	7—11	80	20
VIII	ГС-68	10	5,5	Г	0,2—0,3	ТВ-25	0,6—0,9	37	10—14	55	20
IX	ГС-64	12	5,0	Г	0,3—0,4	ТВ-25	0,3—0,4	37	6—7	320	20
X	ГС-53	14	3,5	Ц	0,2	ТВ-20	0,2—0,6	23	3—10	600	19

Примечание. ТВ-30 — смесь технического вазелина с моторным маслом (цифра — процент технического вазелина в смеси); Ц — целлюлоза (порошок); Г — тонкая глина 100 %-ной относительной влажности; АГ-1 — 1 %-ный агарозный гель с добавлением 20 % сахара; АГ-1-Гр, АГ-1-Ц — такой же гель, но с добавлением 1 % по массе порошка графита и целлюлозы соответственно. В моделях V, VI и IX верхний слой толщ из целлюлозы, мощность его около 0,1 мм, в модели X нижний слой из ТВ-18. Две цифры угла наклона означают, что угол наклона тыльной части толщ возрастал от первого указанного значения до второго. C_g — отношение центростремительного ускорения к ускорению свободного падения.

соответствует и максимальное центробежное ускорение, получим

$$C_f \sim 2,5 \times 10^{-10}.$$

Из равенства (5.6) имеем

$$\Delta t_o = 4 \times 10^9 - 4 \times 10^{10} \text{ с} \approx 100-1000 \text{ лет.}$$

К значению того же порядка приходим, если непосредственно оцениваем Δt_o через параметры реальных геологических толщ в предположении, что они деформируются под действием напряжений, равных пределу прочности относительно жестких осадочных пород, и подчиняются при этом закону вязкого течения. Полагая $\eta_o = 10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}$, $q_o = 10^7 - 10^8 \text{ Па}$ [44, с. 65, 115], из выражения (5.8), заменяя индекс "m" на "o", получим $\Delta t_o = 10^9 - 10^{10} \text{ с}$.

Таким образом, обе оценки показывают, что отдельная фаза складчатости в геологическом масштабе времени весьма кратковременна. Это не противоречит имеющимся геологическим данным. Так, Ж.Обуэн [109, рис. 14] на своей схеме эволюции Эллинид показывает, что полная деформация осадочных отложений Пиндского прогиба произошла между поздним эоценом и ранним олигоценом (а полный период геосинклинали развития области Эллинид продолжался с позднего триаса по миоцен). В Динаридах наиболее мощная фаза складчатости также произошла между эоценом и олигоценом, т.е. тоже была относительно кратковременной. Заметим, что геологические (палеонтологические) данные позволяют установить максимальную длительность фазы складчатости, в упомянутых случаях — порядка 10 млн. лет. Минимальную длительность одной фазы таким способом установить невозможно, и вполне вероятно, что она много короче. Однако периоды относительного покоя между отдельными фазами могут быть значительно продолжительнее самих фаз, так что весь процесс складкообразования в геосинклинали действительно может растянуться на миллионы лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГРАВИТАЦИОННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Заключительные стадии развития моделей, параметры которых приведены в табл. 2, даны для сопоставления на рис. 11, на рис. 12—21 эти модели показаны в их поэтапном развитии (I — начальное состояние модели; II, III и т.д. — этапы деформирования слоистой толщи). В моделях ГС-45 (рис. 13) и ГС-59 (рис. 15) получены типичные коробчатые (сундучные) складки. Если бы не был известен способ их образования, а для наблюдения была бы доступна лишь верхняя половина разреза, их можно было бы отнести к глыбовой складчатости или складчатости поперечного изгиба по кинематической классификации В.В.Белоусова [13, с. 90]. Но так как известно, что на деформируемую часть толщи в данном случае усилие прикладывалось почти парал-

тельно напластованию, по той же классификации эту складчатость следовало бы отнести к складчатости общего смятия. В то же время по характеру послойного перераспределения материала в пределах каждой складки — это складчатость нагнетания, занимающая "... промежуточное положение между названными выше типами складчатостей, так как в ее образовании как бы объединяются оба механизма формирования складок" [13, с. 92].

На неоднозначную зависимость между морфологией складок и их генезисом указывал М.В.Гзовский [43, 44, с. 198–200], выступая за физическое изучение механизмов формирования складчатости с привлечением новых методов полевых исследований и лабораторного моделирования. Он пришел также к выводу о необходимости трех параллельных и независимых классификаций складок: морфологической, физико- и геолого-генетической [44, с. 208].

Прослеживая изменение морфологии жестких (светлых) слоев по вертикали в моделях ГС-59 (рис. 15), ГС-51 (рис. 12), ГС-72 (рис. 17) и ГС-73 (рис. 18), где находим коробчатые складки и переходные типы складок от округлых к коробчатым, можно заметить, как широкая сверху коробчатая структура по направлению к подошве толщи становится все уже, иногда переходя в промежуточную округлую складку, а иногда сразу вырождаясь в узкую гребне-, или килевидную антиклиналь. Эту закономерность можно наблюдать и в природе даже в сравнительно мелких складках. Так, А.А.Сорский [151, рис. 11] приводит пример из толщи лейаса Присамурского района Кавказа и отмечает, что "верхние горизонты, слагающие антиклиналь, образуют почти коробчатую складку, книзу она быстро сужается и становится почти изоклиальной".

На основании результатов моделирования можно, таким образом, констатировать, что при гравитационном сползании слоистых толщ в них создаются условия совместного действия механизмов продольного и поперечного изгибов, причем последний обусловлен не движением отдельных мелких блоков фундамента, а послойным перераспределением материала мягких слоев. При определенном соотношении мощностей мягких и жестких слоев образуются типичные коробчатые складки, иногда даже с такими характерными деталями, как "уши" — килевидные складки, осложняющие коробчатую антиклиналь [151, рис. 5; 152, рис. 8, 9].

В работе А.А.Сорского и В.Н.Шолпо [152] дано подробное описание геологии и тектоники Известнякового Дагестана — области развития крупных коробчатых складок. Анализируя причины образования этих структур, авторы приходят к выводу, что ни горизонтальное сжатие слоистой толщи, ни дифференцированные вертикальные перемещения блоков-штампов фундамента не подходят для объяснения тектоники рассматриваемой области, и предлагают свой механизм. Суть его состоит в том, что некие глубокие процессы, начиная с раннемеловой эпохи, создают в общем довольно плавные поднятия и прогибы. В зонах прогибов накапливаются более мощные толщ осадков. Под действием неравномерной нагрузки песчано-

глинистые отложения средней юры выжимаются из-под прогибов и нагнетаются в антиклинали, в результате чего последние приобретают коробчатую форму. Оценки градиента давления на кровле нижеааленских отложений от осевой части Буцринской синклинали до перегиба к своду антиклинали Арак-Меэр дали значение 265 Па/м. Авторы не считают эту цифру безусловно достаточной, но предполагают, что такой градиент давления должен вызвать ползучесть мягкой толщи аалена.

Против идеи блоков-штампов в работе [152, с. 162] выдвинуты три возражения: 1) над ребром движущегося вверх блока в нижних частях мезозойского разреза, например в отложениях байоса и бата, должны были бы образоваться разрывы. В действительности их здесь нет. Они фиксируются только в верхней части разреза, где свод и крылья слагаются нижебарремскими известняками; 2) "...если геологический профиль через Известняковый Дагестан достроить до фундамента, сохраняя при этом одинаковые мощности нижележащих слоев на сводах и крыльях структур, то станет ясно, что коробчатая форма на глубине будет постепенно исчезать и к кровле фундамента некоторые складки полностью затухнут"; 3) "Представлениям о жестком плоском штампе противоречит, наконец, та резкая дисгармония в степени сжатия, которая наблюдается в глубоко эродированных ядрах антиклиналей, между глинисто-песчаными толщами аалена, с одной стороны, и песчано-известняковыми отложениями средней и верхней юры и мела, с другой".

Явные признаки нагнетания материала в замки коробчатых антиклиналей, надо полагать, и побудили авторов предложить свою концепцию. Учитывая, однако, что отложения аалена Известнякового Дагестана не чисто глинистые, а содержат в заметном количестве и песчаные прослои, следовало бы принять во внимание предел их текучести (или ползучести). В этом случае полученный авторами градиент давления будет скорее всего слишком мал, чтобы обеспечить наблюдаемое нагнетание.

Против механизма горизонтального сжатия А.А.Сорский и В.Н.Шолпо приводят единственное возражение: "...В этом случае давление, приводящее к деформации продольного изгиба, должно было идти с севера, со стороны передового прогиба, и с юга, из зоны Бокового хребта. Однако уже из рассмотрения геологических профилей, проведенных вкрест простирания основных структур, явствует, что это предположение несостоятельно. Если бы такое давление действительно имело место, то наиболее деформированными участками оказались бы те, которые непосредственно примыкают к жестким "плитам", передающим давление. В действительности наблюдается обратная картина — к югу, в сторону Бокового хребта, коробчатые складки сменяются моноклиальною, осложненной флексурами, к северу, в сторону передового прогиба, появляются отдельные типичные брахискладки и купола. Таким образом, зоны, обрамляющие Известняковый Дагестан, отличаются большей простотой, свидетельствуя тем самым об отсутствии бокового сжатия при формировании складчатых структур" [152, с. 162].

Это возражение следовало бы принять, если единственно возможным ис-

точником бокового сжатия считать сближающиеся "плиты". Но при гравитационном сползании осадочного чехла по склону фундамента тектоническое строение рассматриваемой области должно быть именно таким, какое и наблюдается. Моноклиналь на юге Известнякового Дагестана — это, по-видимому, и есть та тыльная часть толщи, которая оказывала давление на остальную часть осадочного чехла Дагестанской "парагеосинклинали". Модель ГС-51 и начальные этапы развития модели ГС-59 (см. рис. 12 и 15) могут, вероятно, служить тому иллюстрацией.

По модели ГС-51 видно, что соотношение углов наклона крыльев коробчатых антиклиналей с их тыльной и фронтальной сторон не всегда может служить надежным критерием для определения направления движения толщи. В одних случаях более крутыми или даже подвернутыми могут оказаться тыльные крылья, в других — фронтальные. Могут быть противоположными и наклоны осей различных складок.

Другой, на наш взгляд важной, особенностью этих моделей является то, что горизонтальное усилие может передаваться на значительное расстояние (при условии, конечно, что в слоистой толще нет "разрывов" типа высоких выступов фундамента). В модели ГС-51, например, первая складка образовалась во фронтальной части слоистой толщи, у "упора", и только после этого сформировались складки в средней части толщи. В модели ГС-59 первые две складки образовались у основания склона; в следующую фазу впереди них появилась еще одна складка и вблизи "упора" — два взбросо-надвига. Только в третью фазу пространство между ними заполнилось новообразованными структурами.

Модель ГС-59 можно рассматривать как переходную от симметричных коробчатых складок через односторонние коробчатые складки к взбросо-надвигам. Деформации в модели ГС-63 (см. рис. 16) — переходные от односторонних коробчатых складок к чешуйчатой взбросо-надвиговой структуре.

В модели ГС-41 (см. рис. 14) получены крупные односторонние сундучные складки (по В.В.Белоусову [13, с. 83]), или моноклинали (по Г.Д.Ажгирею [3, с. 75] и Е.Ш.Хиллсу [173, с. 211]), или зубчатые складки (по Л.У.Де Ситтеру [69, с. 195]).

Если складчатость, полученную в моделях ГС-72 и ГС-73 (см. рис. 17 и 18), можно рассматривать как переходную от коробчатой к округлой, то складки, образовавшиеся в модели ГС-68 (см. рис. 19), являются уже типично округлыми. В этой модели (I—VIII — этапы развития модели, левая сторона; IX—XV — то же, правая) можно найти примеры кулисообразного расположения складок, их затухания и раздваивания (бифуркации). Как и в моделях с коробчатыми складками, здесь также наблюдается смена вида деформаций с глубиной: в глубоких горизонтах толщи, особенно в ее фронтальной части, получают развитие надвиги. Наблюдается также надвигание верхних слоев толщи на фронтальный выступ "фундамента". О характере нагнетания мягкого (темного) материала в замки антиклиналей можно в какой-то мере судить по "растаскиванию" светлых глинистых про-

слоев. И наконец, в модели ГС-68 получен эффект отрыва тыльной недеформированной части толщи и ее соскальзывания назад, в образованный на заключительных стадиях моделирования тыльный прогиб. Это произошло потому, что "волна вздутия" обогнала движущуюся на ее переднем склоне толщу. Пример такой ситуации в Эллинидах приводит Ж.Обуэн [109, с. 195]. Заметим, что образовавшийся "клипп" переместился на расстояние 45 мм. При принятом масштабе моделирования — это около 45 км в природном аналоге.

В модели ГС-64 (см. рис. 20) оказались практически недеформированными не только нижние горизонты слоистой толщи (это часто встречается во многих моделях), но и верхние три-четыре слоя, в то время как все внутренние слои претерпели интенсивные деформации. Подобные структурные отношения слоев часто интерпретировались как складчатость волочения. И.В.Кириллова [81, с. 52], отмечая необоснованность такой интерпретации, вслед за Г.Вундерлихом и Г.Бреддином называет такую складчатость избирательной и приводит ее примеры. Анализируя возможный механизм формирования избирательной складчатости, И.В.Кириллова пишет [81, с. 56]: "...обычно дисгармоничная складчатость фиксирует нам зону или полосу неравномерного проявления деформации. Нижняя граница такой полосы часто совпадает с границей механически разнородных слоев (или пачек): верхнего — более пластичного и нижнего — менее пластичного. Иногда и верхняя граница фиксирует такой раздел. Однако довольно часто нет видимого изменения литологии толщ, которое может объяснить дисгармоничность складчатости на том или ином уровне. Все слои, и охваченные дисгармоничной складчатостью, и незатронутые ею, кажутся литологически сходными и в их современном, уже деформированном состоянии достаточно однородными.

В таком случае нет никаких видимых оснований относить разнородность деформации за счет каких-то различий пород, проявившихся на более ранней стадии их жизни. Возможно, в данном случае неравномерность проявления складчатости — ее дисгармония — объясняется неравномерным распределением напряжений, существованием каких-то полос их концентрации или рассеяния".

По-видимому, все же дисгармоничная складчатость (и в частности, избирательная) возникает из-за различия *своих* пачек пород, прежде всего — их жесткости. При этом не обязательно, чтобы дислоцированные и недислоцированные пачки были литологически разными. Достаточно, чтобы в них несколько иным было соотношение мощностей жестких и мягких пропластков. Так, модель ГС-64 отличается от модели ГС-65 (см. рис. 25) тем, что в последней слои более однородно распределены по толщине. В модели ГС-64 верхняя пачка из трех-четырех слоев оказалась более жесткой, чем средняя, и здесь возникла избирательная складчатость; а в модели ГС-65 складчатость "сквозная": захватывает всю толщу, за исключением двух нижних слоев.

В модели ГС-53 (см. рис. 21) получена интенсивная складчатость на двух пространственно разделенных участках толщи. Здесь сформировались короб-

чатая антиклиналь, веерообразные и ныряющие складки. Последние образованы нижними прослоями толщи. Во фронтальной части модели наблюдаются лежащая складка и дисгармоничные дислокации слоев.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ СО СКЛАДЧАТОСТЬЮ БОКОВОГО ДАВЛЕНИЯ

Для сравнения деформированного состояния слоистых толщ, вызванного их гравитационным сползанием, с деформациями, обусловленными боковым давлением жесткого штампа, были проведены специальные эксперименты. В ту же коробку, которая применялась для моделирования гравитационной складчатости, на пластилиновый фундамент устанавливалась штамп-каретка, выфрезерованная из оргстекла в виде прямоугольной ванночки. Каретка могла передвигаться вдоль обоймы как поршень. Между кареткой и тыльной торцевой стенкой обоймы оставлялось пространство около 10 мм — тыльная зона каретки. Слоистая толща формировалась между заклиненной кареткой и фронтальным торцом обоймы. Тыльная зона каретки заполнялась смазкой, той же, из которой изготовлялись мягкие слои толщи. Уровень масла на несколько миллиметров превышал мощность слоистой толщ. После этого каретка освобождалась, и модель устанавливалась в центрифугу. При центрифугировании модели разность давлений по обе стороны каретки обуславливала преодоление сопротивления слоистой толщ и продвижение каретки на некоторое расстояние в сторону фронтальной части модели, в результате чего слоистая толща деформировалась. Затем в тыльную зону каретки добавлялась новая порция смазки до начального уровня, и модель снова прогонялась в центрифуге. В результате нескольких таких смещений каретки модельная толща оказывалась полностью деформированной.

Очевидно, что здесь, как и в случае моделирования гравитационной складчатости, давление на толщ создавалось "трансформированной" силой тяжести. Следовательно, для обеспечения динамического подобия, как и прежде, достаточно использовать равенство деформаций в модели и в оригинале, причем коэффициенты подобия времени и вязкости определяются по формулам (5.5) — (5.7).

На рис. 22 для сопоставления показаны гравитационная складчатость (I—IV) и складчатость бокового давления (V—VIII). При этом рядом расположены модели, в которых на заключительных этапах моделирования получены однотипные деформации. В табл. 3 приведены основные параметры всех этих моделей, а на рис. 23—30 — эти модели в поэтапном развитии (I — начальное состояние модели; II, III ... — этапы деформирования).

Попарное сопоставление данных о моделях ГС-69 и СБД-6, ГС-65 и СБД-3, ГС-58 и СБД-1, ГС-60 и СБД-5 и сравнение характера деформаций в них показали, что чем ближе между собой параметры моделей, тем более похожи одна на другую деформации слоистых толщ как в случае их гравитационного сползания, так и в случае сдвига жестким штампом. Так, верхняя пара моделей на рис. 22 по характеру деформаций почти идентична даже в дета-

Т а б л и ц а 3. Основные параметры модельных слоистых толщ сопоставляемых моделей гравитационной складчатости и складчатости бокового давления*

Номер модели на рис. 22	Шифр модели	Количество слоев в толще	Мощность, мм	Жесткие слои		Мягкие слои		Вязкость мягких слоев, Па · с	Уклон сползания, град	C _g	Δh, мм	Температура, °C
				Материал	Мощность, мм	Материал	Мощность, мм					
I	ГС-69	8	4,5	Г	0,2-0,3	ТВ-25	0,7-0,9	37	6-15	60		20
II	ГС-65	10	5,0	Г	0,4-0,6	ТВ-25	0,4-0,6	38	15	80		19
III	ГС-58	10	3,8	Ц	0,08	ТВ-40	0,4-0,7	83	6-9	920		19
IV	ГС-60	10	3,2	Ц	0,16	ТВ-40	0,4-0,6	80	5-8	370		20
V	СБД-6	8	5,5	Г	0,2-0,3	ТВ-25	1-1,2	32		60	6,5	23
VI	СБД-3	8	4,5	Г	0,3-0,4	ТВ-25	0,6-0,8	34		60	7	22
VII	СБД-1	8	4,0	Г	0,2-0,3	ТВ-25	0,6-0,9	32		60	8	23
VIII	СБД-5	8	4,0	Ц	0,1	ТВ-25	0,9-1	35		80	8	21

* См. примечание к табл. 2. В модели II верхний слой из целлюлозы, его мощность около 0,1 мм; Δh — превышение уровня масла за кареткой над уровнем слоистой толщ.

лях; вторая сверху пара также обнаруживает большое сходство, а в двух нижних парах моделей сохраняется подобным лишь общий тип деформаций.

В наибольшей степени во всех перечисленных парах моделей различаются тыльные части деформированных толщ. В узкой зоне вблизи штапкаретки в моделях складчатости бокового давления обычно наблюдается неупорядоченное скучивание материала слоистой толщ. На фотографиях поэтапного развития этих моделей (см. рис. 24, 26, 28 и 30) видно, что первые дислокации всегда появляются непосредственно у штапа и лишь затем распространяются на всю толщу.

При гравитационном складкообразовании роль штапа (но уже не жесткого, а деформируемого) играет тыльный наклонно залегающий участок толщ. В этом смысле нет принципиальной разницы в способе создания параллельного слоистости усилия. Существенное отличие действия внешнего жесткого штапа на слоистую толщу от ее "самодеформации" под действием силы тяжести заключается в том, что в первом случае штап "принудительно" деформирует все слои толщ, а во втором деформирование происходит энергетически наиболее экономным способом. Поэтому

часто оказываются недеформированными нижние слои толщи и иногда верхние. При наличии достаточно мягкого и мощного слоя в основании жесткой толщи энергетически выгодным оказывается скольжение всей толщи по этому слою, а не деформирование ее в основании наклонной части, где горизонтальная составляющая сжимающего напряжения наибольшая. В этом случае первые складки или надвиги возникают во фронтальной части толщи, где слои выклиниваются на склоне фундамента.

Понятно, что это отличие легко проследить при моделировании; в реальной же обстановке, когда приходится иметь дело с окончательно сформированными складчатыми областями, частично денудированными, строение которых известно, как правило, по фрагментам и далеко не на всю глубину осадочного чехла, уловить его чрезвычайно трудно.

В то же время с общетектонической точки зрения очень важно знать, каким именно из двух упомянутых способов деформируются толщи пород. Если это происходит в результате соскальзывания их по наклоненному фундаменту, то скорее всего имели место вертикальные дифференцированные перемещения, если же под действием горизонтально перемещающегося жесткого штампа, то вероятны большие горизонтальные перемещения блоков консолидированной коры или всей литосферы. В пределах геосинклиналей вертикальные дифференцированные движения фундамента амплитудой в несколько километров — факт несомненный. Как показали описанные эксперименты, эти движения не только позволяют объяснить принципиальные особенности деформированного состояния осадочного чехла и значительные (десятки — сто километров) горизонтальные перемещения его отдельных элементов, но и обуславливают их. Таким образом, предположение о больших горизонтальных перемещениях литосферных блоков по крайней мере в этом случае оказывается излишним.

В приведенных моделях получены большинство морфологических типов складок и другие виды деформаций, характерные для слоистых толщ горных пород. Пожалуй, единственный тип складчатости, который не удалось получить, — это ритмичная изоклиальная складчатость, характерная для литологически однородных толщ значительной мощности, например глинистых пород с маломощными прослоями песчаников, либо ритмично-слоистых флишевых отложений. При масштабе моделей $1:10^6$ слой породы мощностью 1—10 м должен иметь аналог толщиной 10^{-3} — 10^{-2} мм, сохранять при этом текучесть и к тому же быть контрастным по окраске с соседними слоями, чтобы слоистость толщи можно было зафиксировать. Очевидно, что получить столь тонкослоистую среду невозможно. Для моделирования ритмичной изоклиальной складчатости необходимы, таким образом, модели, минимум в десять раз больше тех, которые можно построить с применением стандартных лабораторных центрифуг.

Результаты описанных экспериментов могут быть отнесены к сравнительно толстослоистым средам, в которых мощности отдельных слоев составляют 0,02—0,20 мощности всей толщи. По данным моделирования дефор-

мируемости таких толщ, обусловленной их гравитационным сползанием, наметились следующие закономерности.

Коробчатые складки образуются тогда, когда толща содержит резко отличающиеся жесткостью слои, причем мощность мягких слоев, особенно в нижней части разреза, в несколько раз превышает мощность жестких, составляющую не более 0,05 мощности всей деформированной толщи (модели ГС-51, ГС-45, ГС-59).

При наличии в нижней части деформирующейся толщи относительно мощного жесткого слоя (около 0,1 мощности всей толщи), подстилаемого мощным мягким слоем, в таких же контрастных по жесткости слоистых средах получаются крупные односторонние коробчатые (моноклиальные, зубчатые) складки (модель ГС-41).

При уменьшении контраста жесткости между слоями в сторону общего увеличения жесткости толщи развиваются односторонние коробчатые складки и чешуйчато-надвиговые дислокации (модели ГС-63, ГС-58, ГС-60). Этот эффект получается при снижении жесткости жестких слоев (в моделях это достигалось заменой порошка целлюлозы влажной глиной) с одновременным увеличением их мощности за счет сокращения мощности мягких слоев. К такому же результату приводит увеличение жесткости мягких слоев при уменьшающейся мощности их.

При уменьшении контраста жесткости между слоями в сторону общего уменьшения жесткости толщи образуются переходные от коробчатых к округлым и типично округлые складки (модели ГС-72, ГС-68, ГС-73, ГС-69). Уменьшение жесткости толщи может быть достигнуто путем уменьшения жесткости жестких слоев при постоянной мощности их или путем резкого сокращения последней. При наличии в основании малоконтрастной по жесткости толщи мощного мягкого слоя развиваются веерообразные складки (модель ГС-53).

Ширина умеренно сжатых округлых и двусторонних коробчатых складок, измеренная на поверхности, примерно равна мощности деформированной части толщи.

Наиболее сильно деформированы нижние горизонты толщи. Здесь, в частности, наблюдаются большая сжатость складок и более интенсивное нагнетание мягкого материала. Следовательно, это обстоятельство, как свидетельствующее против гравитационной природы складчатости [140, с. 103], рассматриваться не может. Несостоятельно также представление о необходимости строго определенного направления опрокидывания складок и падения их осей при гравитационном складкообразовании. В моделях ГС-51, ГС-69, ГС-72, ГС-73 можно найти примеры разнонаправленного падения осей складок. В последних двух моделях в некоторых складках отмечается изменение наклона осей с глубиной. В модели ГС-53 складки в основании толщи подворачиваются в противоположные стороны.

Из самого механизма "орогенической волны" следует, что после ее прохождения под геосинклинальным прогибом наибольшая дислоцированность материала может оказаться в любом месте: не только на относительно поло-

гом склоне, но и на горизонтальном участке или даже на обратном склоне фундамента. Начальные этапы большинства моделей гравитационной складчатости демонстрируют тот факт, что складки располагаются над горизонтально залегающим основанием, в то время как наклонная тыльная часть толщи остается недеформированной. Само возникновение "орогенической волны" можно объяснить последовательным, направленным от тыльной части геосинклинали к ее фронту, продвижением зон глубинных разломов, проводящих вверх к коре мантийные расплавы горных пород.

Соображение о том, что ширина современных горных сооружений меньше первоначальных геосинклинальных прогибов, несомненно, справедливо. Но этот факт можно интерпретировать не только как следствие значительного сокращения площади, занимаемой фундаментом, но и просто как сокращение площади, занимаемой осадочным чехлом определенного возраста. Описанные эксперименты не дают материала для понимания деталей тектоники фундамента, но о сжатии на отдельных его участках можно высказать соображение общего порядка — наличие таких признаков, в особенности более или менее локализованных, еще не может служить достаточным доказательством значительного горизонтального сдвигания или сокращения площади. Более того, если бы такое сокращение произошло, оно могло бы и не сопровождаться признаками сжатия в породах фундамента, если бы вызывалось, скажем, механизмом "ленты конвейера", предполагаемого по гипотезе тектоники плит. Признаки сжатия могут появиться, например, при проседании блока, ограниченного падающими под него разломами, вследствие физико-химических процессов, происходящих в породах фундамента, под влиянием интрузивов, и, наконец, вследствие гравитационного сползания отдельных чешуй кристаллических пород.

Задача моделирования конкретных областей голоморфной складчатости пока не ставилась. Для такого моделирования необходимы, с одной стороны, детальные сведения о мощностях, литологии и деформационных свойствах осадков области на всю глубину осадочного чехла и по всей площади осадочного бассейна, а с другой — возможность воспроизведения всех этих параметров в соответствующих эквивалентных материалах. Понятно, что такая задача чрезвычайно сложна и требует большой подготовительной работы. Отдельные же фрагменты природных складчатых областей вполне сопоставимы с картиной деформаций, полученных в моделях, иллюстрирующих механизм складкообразования. Пример такого сопоставления приведен на рис. 31.

СОЧЕТАНИЕ ГРАВИТАЦИОННОЙ ТЕКТОНИКИ СКОЛЬЖЕНИЯ И ТЕКТОНИКИ ИНВЕРСИИ ПЛОТНОСТЕЙ

Очень сложные структурные формы образуются в случае, когда в сползающей по склону основания толще залегает достаточно мощный мягкий слой, плотность материала которого ниже плотности лежащих выше отложений.

На рис. 32 и 34 показаны две модели в поэтапном развитии, а на рис. 33

и 35 — послойные продольные разрезы этих же моделей, сделанные после завершения экспериментов. На горизонтальной поверхности основания залегают мягкий мощный слой (глинистый гель, окрашенный в темный цвет порошком графита) и покрывающая его маломощная толща из более жесткого и плотного материала (смесь глинистого геля с тонким порошком мела; темные прослои — с добавлением порошкообразного свинцового сурика или графита). Центробежное ускорение — 320 g. В этих моделях при некотором различии в геометрии движений фундамента и свойствах слоев “осадочного чехла” воспроизводилась похожая ситуация: после отложения на ровное основание относительно мощного мягкого малоплотного слоя и маломощной более жесткой и плотной покрывки начиналось неравномерное по площади погружение фундамента при продолжающемся осадконакоплении. В выведенном из горизонтального залегания мягком слое начинается (после достижения некоторого минимального угла наклона) внутрислойное течение, в результате которого происходит разлинзование слоя. Материал слоя стремится стечь во впадины фундамента и тем самым препятствует образованию над ними впадин на “земной” поверхности. Таким образом, окончательная картина деформаций (или по крайней мере ее детали) будет зависеть от соотношения скоростей погружения фундамента, внутрислойного течения материала мягкого слоя и осадконакопления. Если скорость внутрислойного течения очень высока, материал мягкого слоя быстро стекает в образующиеся впадины фундамента, полностью их компенсируя, и вся покрывающая толща, включая вновь отлагающиеся слои, остается горизонтальной. Так будет продолжаться до тех пор, пока выступы фундамента не освободятся от материала мягкого слоя.

Если же скорость течения во много раз меньше скоростей погружения фундамента и осадконакопления, мягкий слой будет изгибаться конформно с поверхностью фундамента до тех пор, пока разность давлений на разных его участках не превысит веса и прочности покрывки в ее самом тонком месте, т.е. над выступами фундамента, где станут развиваться диапиры.

В реальных средах все три указанные скорости обычно соизмеримы, поэтому вероятны деформации, включающие в себя как формы течения материала мягких слоев во впадинах фундамента, так и диапироподобные явления над его выступами. Когда во впадинах фундамента скапливается много мягкого и малоплотного материала, диапиризм начинает развиваться и здесь. Вся картина деформаций может дополняться соскальзыванием покрывающей мягкий слой толщи по его наклонной поверхности с образованием складчатых форм на фронте движения и тектонических окон в тылу, в которые выдавливается материал мягкого слоя в виде мощных штоков.

Все типы отмеченных деформаций можно обнаружить на приведенных моделях РС-3 (рис. 32) и РС-5 (рис. 34). В последней более простой характер погружений фундамента и более мощные слои. Особенно хорошо они выражены на их продольных разрезах (рис. 33 и 35), сделанных по окончании экспериментов. На них, в частности, видно, что в условиях мягкой толщи, каковой является толща неконсолидированных осадков, широко

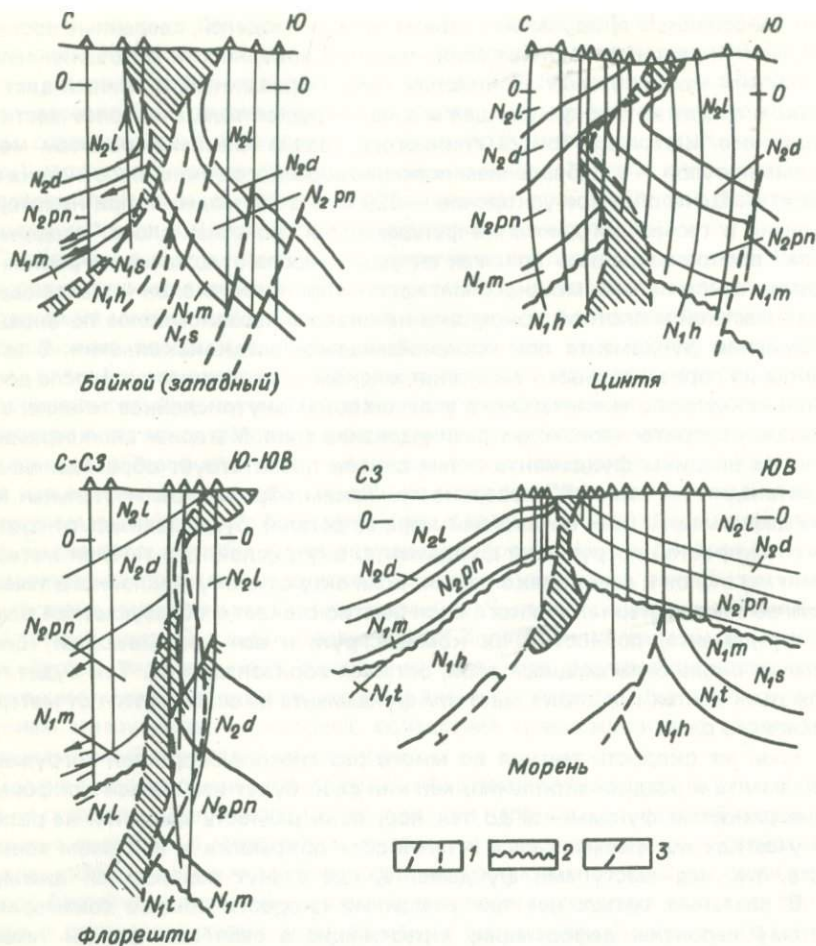


Рис. 36. Некоторые структуры Плоештинского периклинального прогиба Карпатского региона. Моренский ряд складок, по Н.Григорашу [47].

Отложения: N_1h — гельветские; N_1t — тортонские; N_1s — сарматские; N_1m — мезотические; N_1pn — понтийские; N_2d — дакийские; N_2l — левантинские; 1 — массивы каменной соли; 2 — линии стратиграфических несогласий; 3 — разрывы

развиты отрывы мягкого материала от питающего слоя с образованием диапиров причудливой формы.

Сложные формы соляных тел и вмещающих их пород наблюдаются, например, в Плоештинском периклинальном прогибе Карпатской геосинклинальной области. Здесь можно встретить структуры, похожие на те, которые получились в приведенных моделях (рис. 36).

Избирательность деформаций сползающей по склону основания толщи может проявляться не только в разрезе (как, например, в модели ГС-64, см. рис.20), но и в плане. Если наклоняется участок фундамента с впадиной, вытянутой в направлении, близком к направлению падения фундамента, и заполненной более мощным слоем осадков, чем прилегающие к ней участки, следует ожидать, что первыми начнут сползать как раз осадки, заполняющие впадину. Следовательно, они будут смещаться в горизонтальном направлении по отношению к чехлу обрамления. В результате образуются сдвиги. На рис.37 и 38 показано развитие таких нарушений. Отмечается характерная последовательность развития трещин в пластичной среде, предвещающих появление магистрального разлома.

Закономерности формирования сдвиговой зоны подробно описаны в работах [27, 28, 153, 190 и др.], где приведены результаты экспериментов и их анализ. Подчеркнем, что в этих экспериментах сдвиг в пластичной (или вязкой) толще создавался, как правило, относительным перемещением в горизонтальном направлении жестких пластин основания. Существование природных аналогов таких пластин проблематично. В моделях их торцы, как фронтальный, так и тыльный, свободны. Для природных же объектов "проблема торцов" требует специального решения. В тектонике плит она решается, как известно, на основании гипотез аккреции вещества на тыльном торце плиты и субдукции ее фронтального торца. Так можно объяснить предполагаемые весьма протяженные сдвиги (точнее, трансформные разломы), соизмеримые с характерными размерами гипотетических конвективных ячеек мантийного вещества, в то время как сравнительно короткие сдвиги длиной порядка десятка километров требуют другого объяснения. Возможное решение "проблемы торцов" в этом случае — пологие, субгоризонтальные внутрикоровые сколы, по которым и перемещается в горизонтальном направлении выколотый блок ("литопластина") [120, 121]. В таком случае на фронте сдвигающейся пластины должно наблюдаться надвигание кристаллического фундамента на осадочный чехол или хотя бы сдвигание разреза консолидированной коры. Такие явления достоверно документируются значительно реже, чем сдвиги.

Гравитационный механизм образования сдвигов снимает "проблему торцов", так как вообще не требует относительного перемещения блоков основания в горизонтальном направлении.

На рис. 37, / и 38, / показаны (со стороны тыльного торца) конструкция моделей и разрезы слоистых толщ. В модели С-9 — это чередование влажных глинистых слоев со слоями из 50 %-ной смеси глины и тонкого порошка мела. В модели С-33 толща более однородна: чередование светлых и темных слоев с равным содержанием глины и мела, причем темный цвет прослоев получался благодаря добавлению в смесь порошка графита. Слои осаждались из взвесей в воде.

Подготовленная модель устанавливалась в центрифуге так, чтобы при вращении ротора наклон модели к "центрифужному горизонту" составлял первые градусы. В модели С-9 он был постоянным, около 2° , а в модели С-33 увеличивался от 2° в начале эксперимента до 5° в конце. Модель С-9 центрифужировалась при скорости вращения ротора 500 об/мин ($\sim 5g$), а модель С-33 — при 1200 об/мин ($\sim 32g$). На поверхность модели С-33 были нанесены маркирующие бороздки, облегчающие прослеживание амплитуды сдвиговых перемещений. Характерными особенностями гравитационных сдвигов являются зоны раздвигов в тылу сползающих участков толщи и вало- или складкообразные поднятия на их фронте. На заключительной стадии моделирования в модели С-9 в центре сдвигающегося участка создан (путем удаления части слоя пластилинового фундамента снизу модели) грабен, вложенный в первоначальную центральную впадину. Основание нового грабена также имело наклон в $1-2^{\circ}$. В результате образовались еще две, внутренние зоны нарушений, по своей природе являющиеся сбросо-сдвигами (рис. 37, X). В модели С-33 сдвигалась лишь самая верхняя часть толщи. Объясняется это увеличивающейся сверху вниз жесткостью толщи в этой модели: из нижних прослоев выжато больше воды, чем из верхних. В модели С-9 благодаря наличию чисто глинистых слоев жесткость толщи примерно постоянна по всей ее мощности: глина хорошо удерживает воду даже при повышенных давлениях на слой. На поверхности обеих моделей картина деформаций в зонах сдвигов, несмотря на различную глубину проникновения нарушений, в основном одинакова.

Подведем итоги по этой главе. Исследованный механизм "гравитационной тектоники скольжения" показал значительно более широкие возможности в смысле создания наблюдаемых особенностей деформированного состояния слоистых сред, чем предполагалось ранее. Они, по-видимому, шире, чем возможности других механизмов. Например, очевидно, что, подвергая слоистую толщу давлению жесткого блока, нельзя получить типичную избирательную складчатость. Вряд ли она будет получена и с помощью остроумного механизма пододвигания основания под слоистую толщу [88].

Не исключая таких явлений, как растекание высоко поднятых блоков, перемещение материала осадочного чехла вследствие инверсии плотностей и др., следует, по-видимому, признать, что скорее всего главной причиной складчатости в геосинклинальных областях является "самодеформация" слоистых толщ, соскальзывающих под действием силы тяжести по склону основания. Гравитационное образование сдвигов также, по-видимому, широко развито в природе, однако с этой точки зрения сдвиги рассматривались очень редко. Результаты моделирования показали, что для гравитационных сдвигов характерно: 1) наличие раздвигов, тектонических окон в тылу сползающей толщи и валов, надвигов или складок на фронте; 2) чередование лево- и правосторонних нарушений при перемещении в направлении, перпендикулярном к сдвиговым зонам. Если сдвигающиеся участки представляли собой вложенные одна в другую полосы, то чередоваться должны две-три зоны одного направления сдвигания с двумя-тремя зонами другого.



Рис. 1. Лабораторная центрифуга S-70

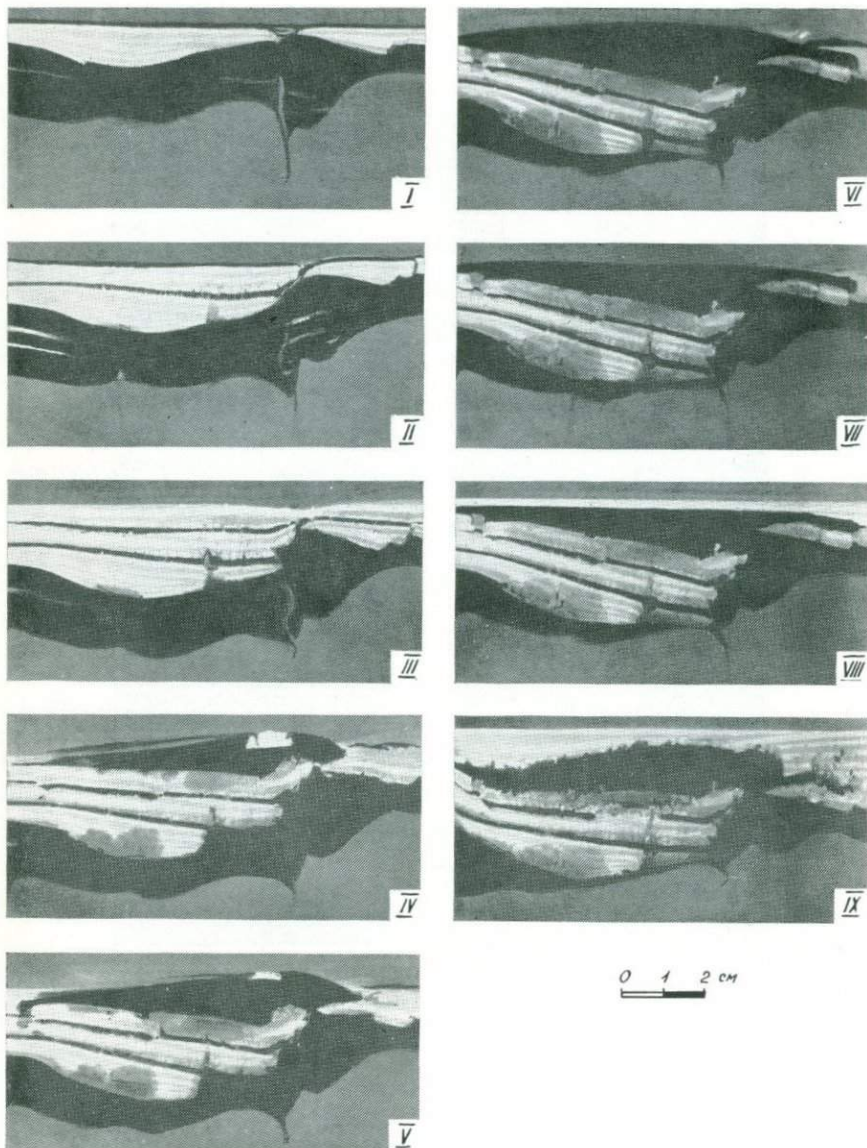
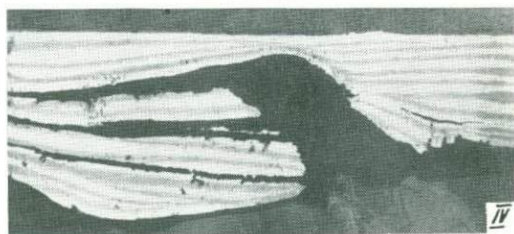
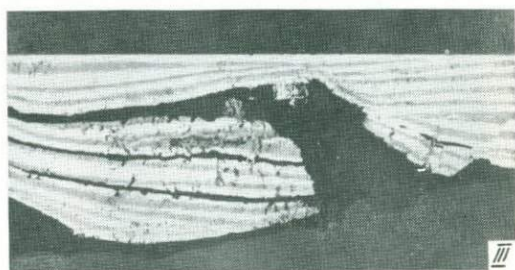
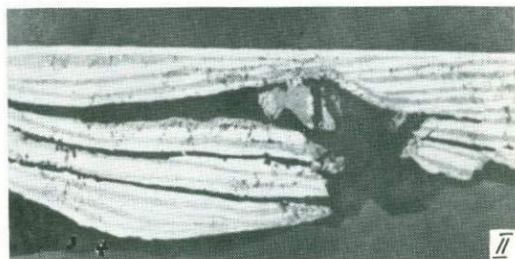
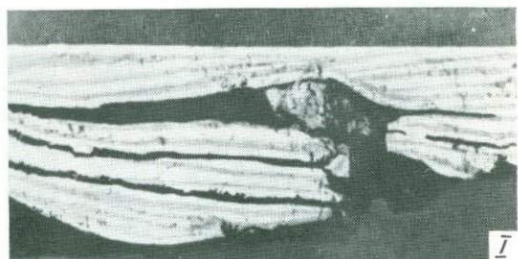


Рис. 4. Модель Ивангородской структуры.

Этапы моделирования, соответствующие: I — концу раннего карбона; II — среднему карбону; III — позднему карбону; IV—VII — ранней перми; VIII — поздней перми; IX — современной эпохе. Серая масса внизу модельной толщ имитирует кристаллический фундамент, темная мощная толща — соль, светлая слоистая толща — надсолевые отложения. Подсолевая толща девонских отложений в модели не воспроизводилась



0 1 2 см



Рис. 5. Разрезы модели Ивангородской структуры, демонстрирующие изменение ее строения по простиранию

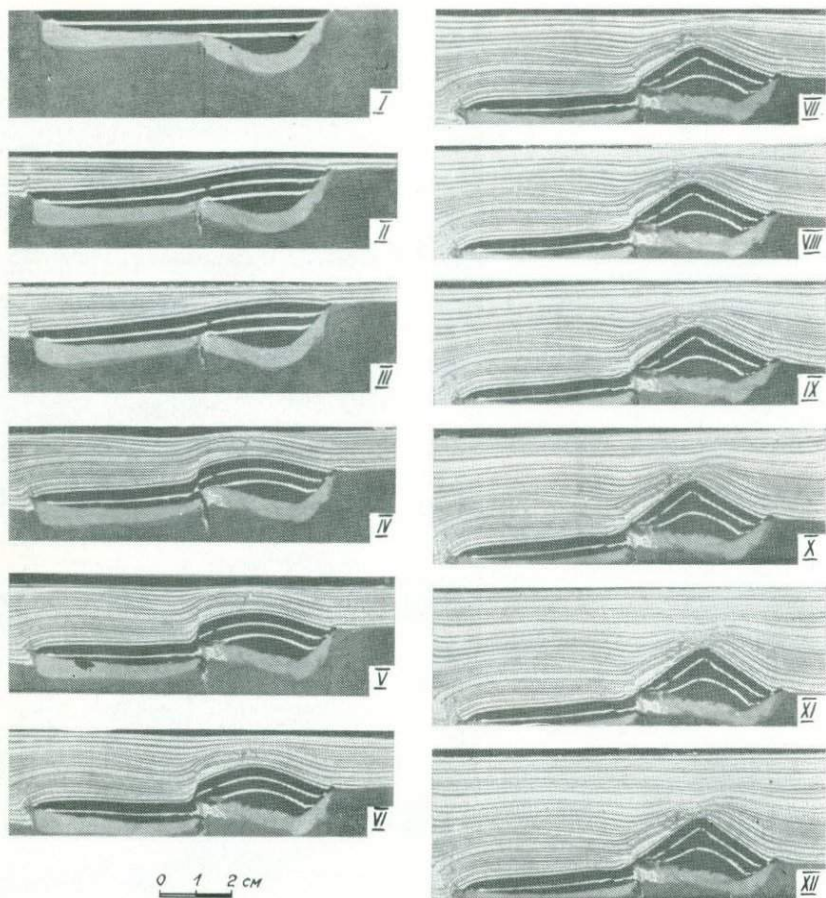


Рис. 7. Модель Погарщинской структуры:

I—XII см. на рис. 6. Серая масса в нижней части модельной толщи имитирует кристаллический фундамент, темная толща с белыми прослоями — соль, светлая тонкослоистая толща — надсолевые отложения

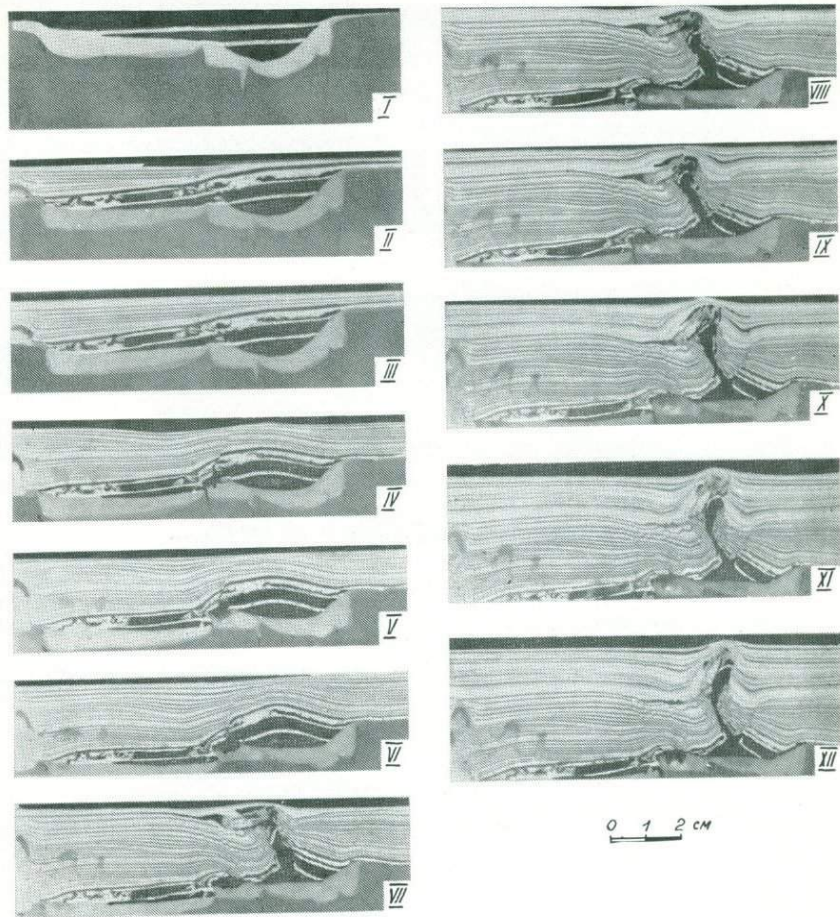
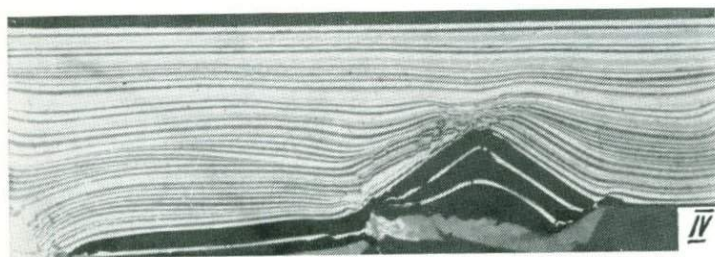
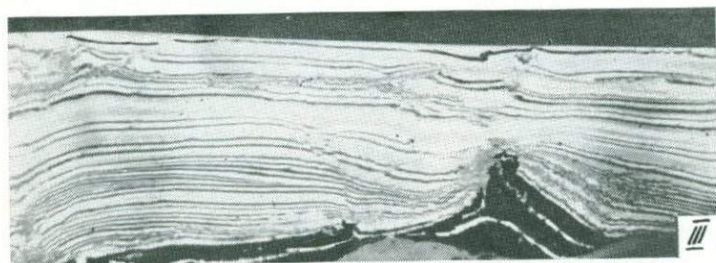
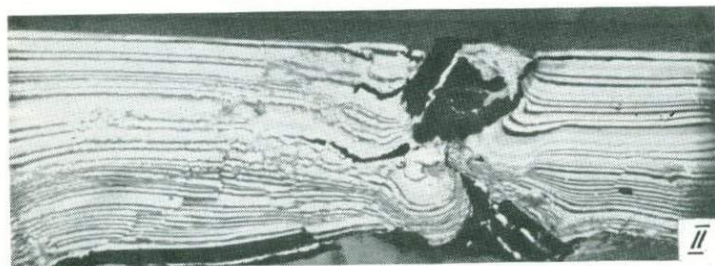
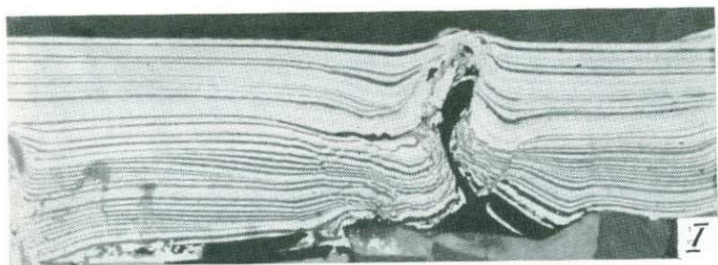


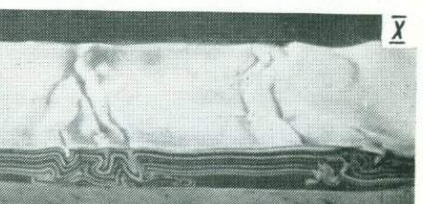
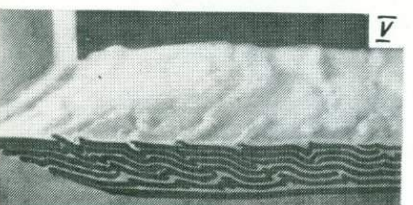
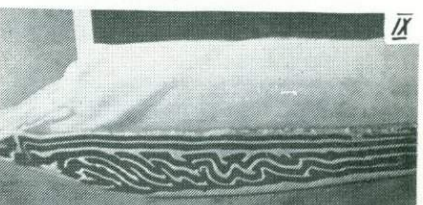
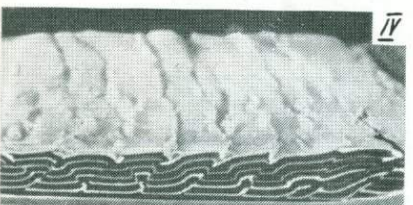
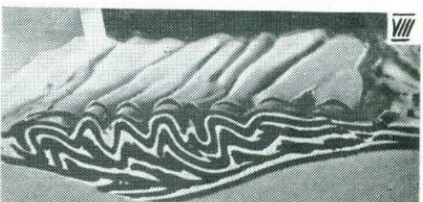
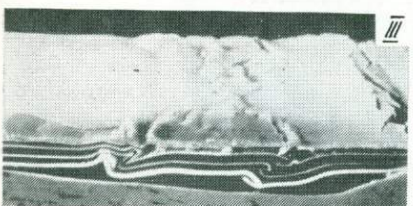
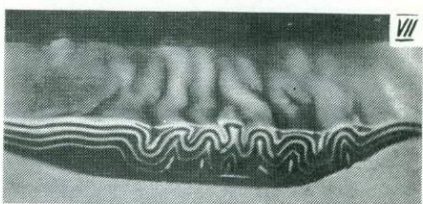
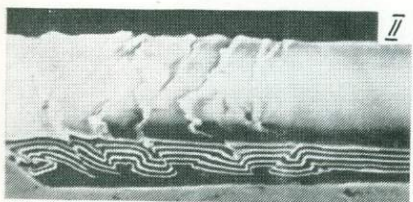
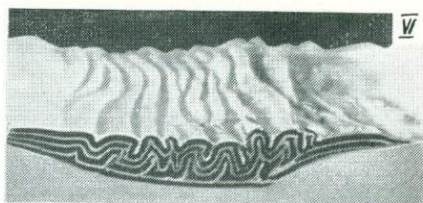
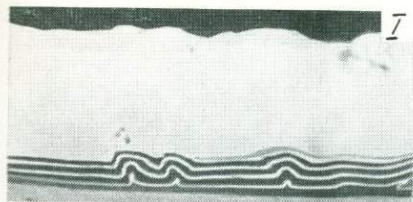
Рис. 8. Модель соляной структуры с диапиром в присводовой части антиклинали:
 I—XII — этапы развития модели



0 1 2 см

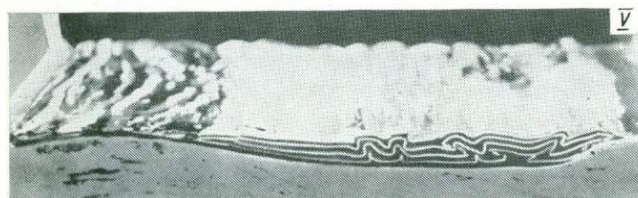
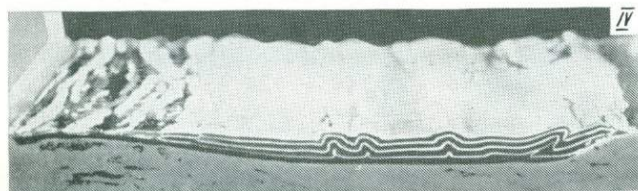
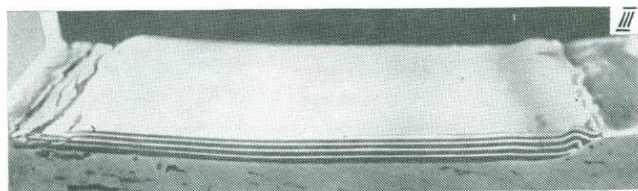
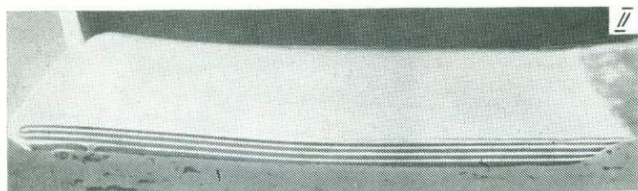
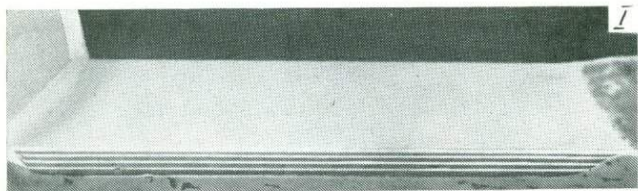
A horizontal scale bar with three segments. The first segment is labeled '0', the second '1', and the third '2 см'.

Рис. 9. Разрезы модели Погарщинской структуры, демонстрирующие переход от бездиапировой части разреза к разрезу с конседиментационно развивавшимся «соляным» штоком



0 1 2 CM

Рис. 11. Различные морфологические типы гравитационной складчатости. Номера моделей соответствуют номерам в табл. 2



0 1 2 см

Рис. 12. Модель ГС-51 в поэтапном развитии

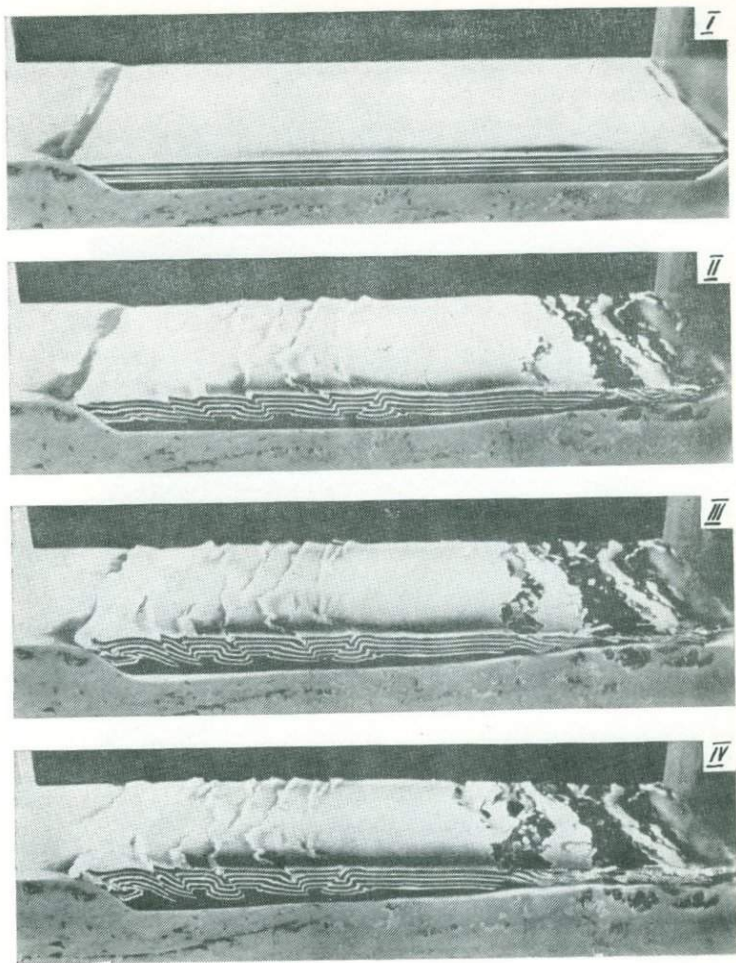
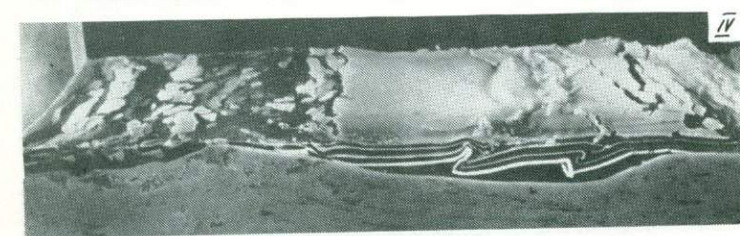
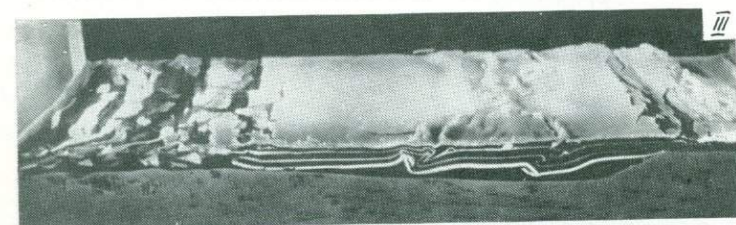
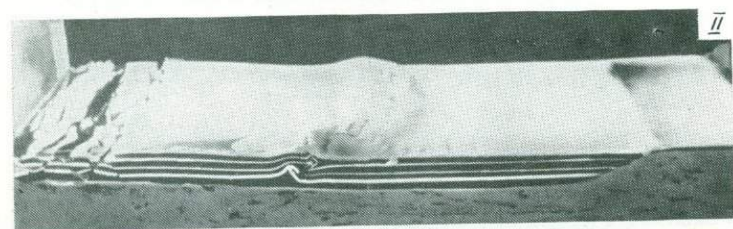
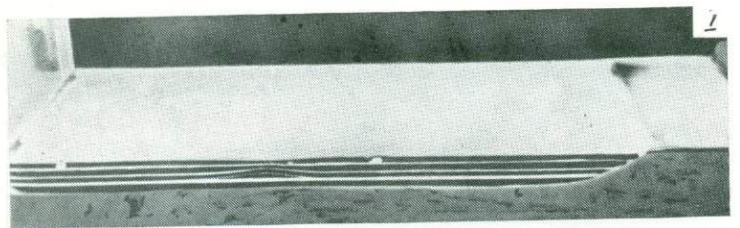
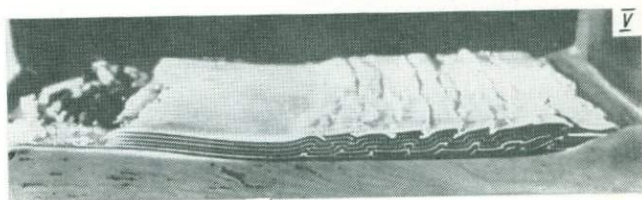
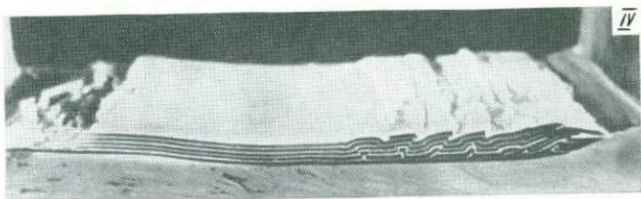
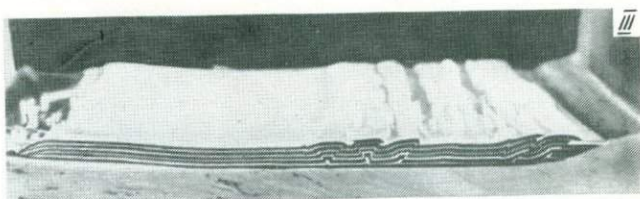
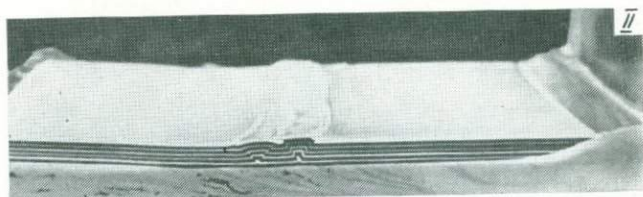
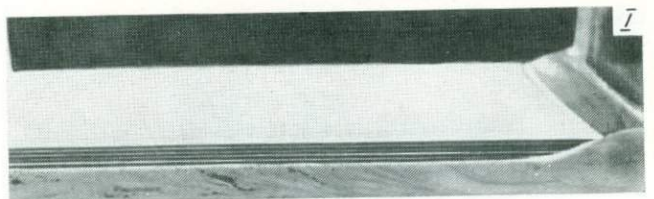


Рис. 13. Модель ГС-45 в поэтапном развитии



0 1 2 см

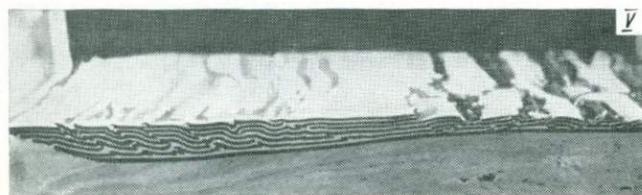
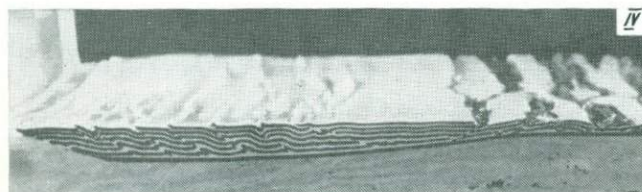
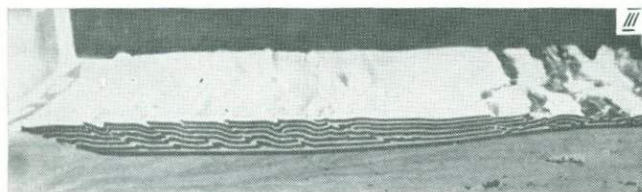
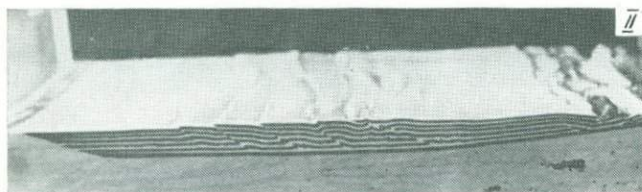
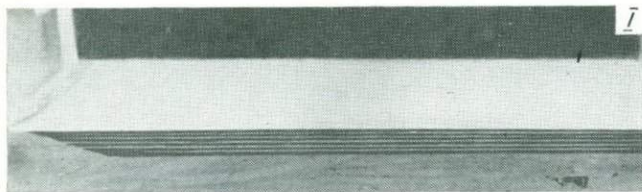
Рис. 14. Модель ГС-41 в поэтапном развитии



0 1 2 CM

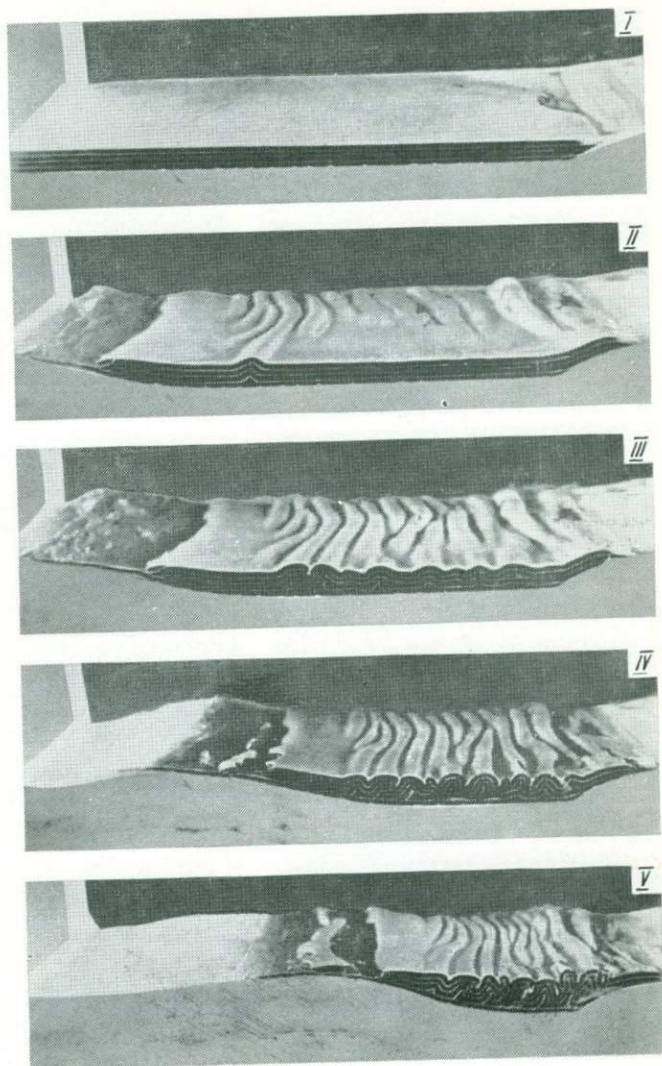


Рис. 15. Модель ГС-59 в поэтапном развитии



0 1 2 cm

Рис. 16. Модель ГС-63 в поэтапном развитии



0 1 2 см

Рис. 17. Модель ГС-72 в поэтапном развитии

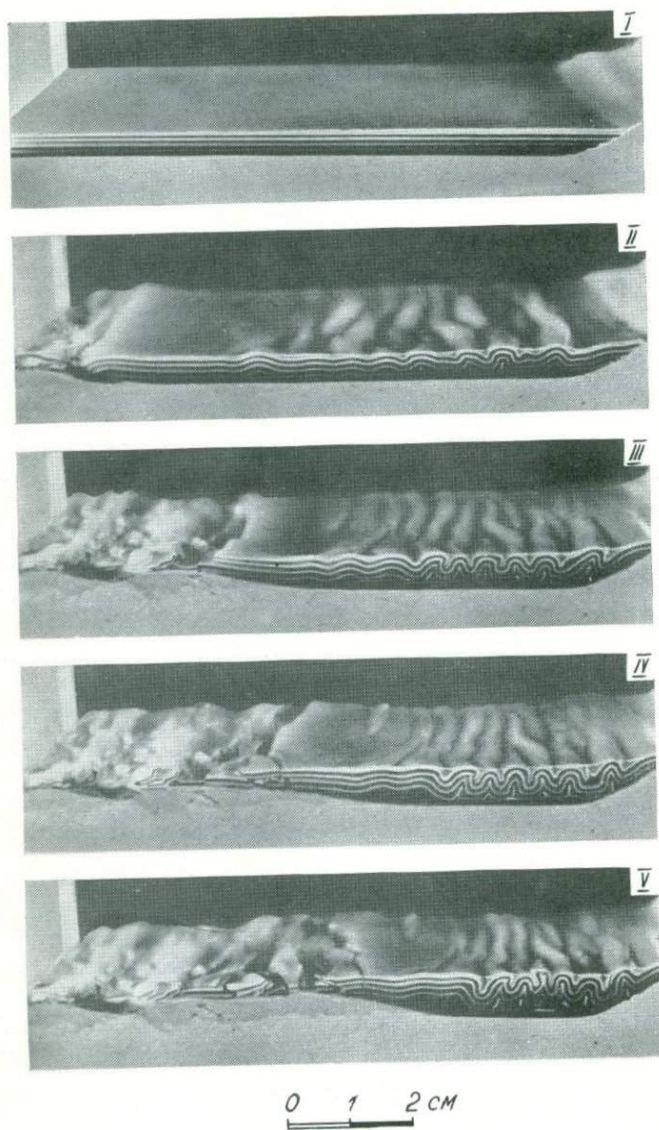


Рис. 18. Модель ГС-73 в поэтапном развитии

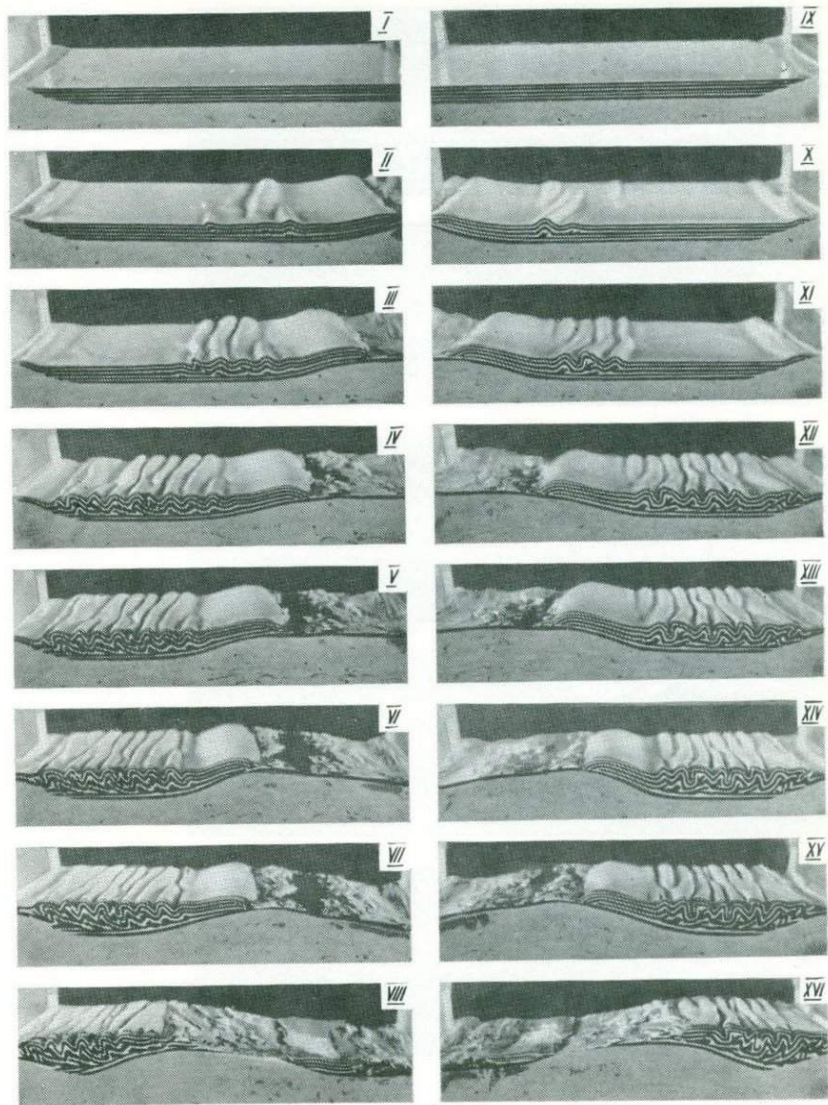
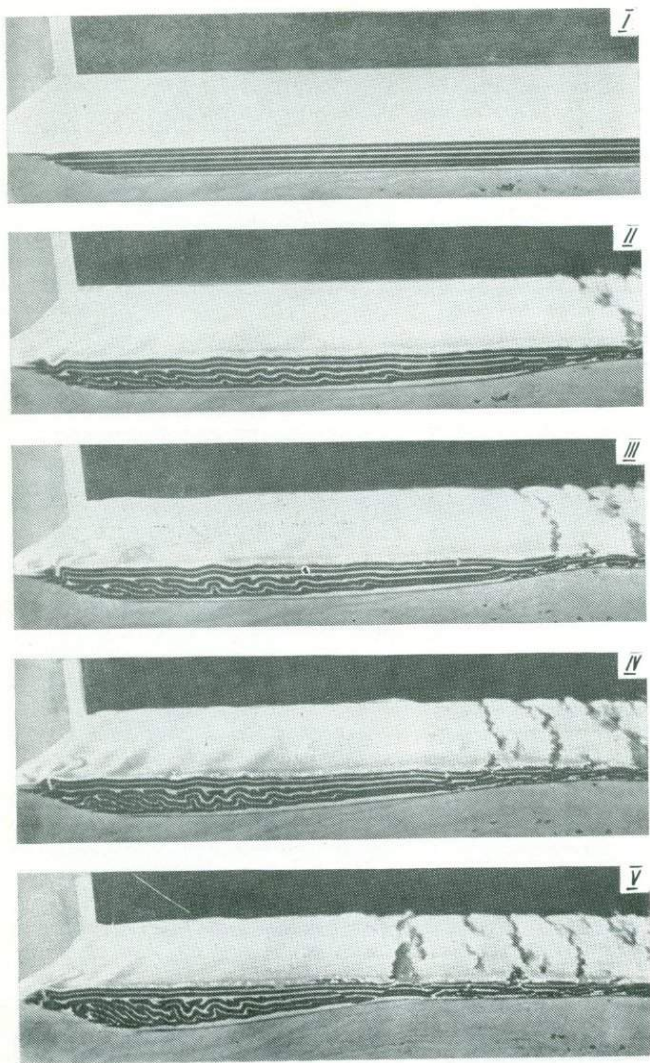
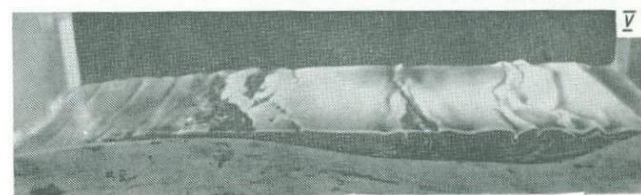
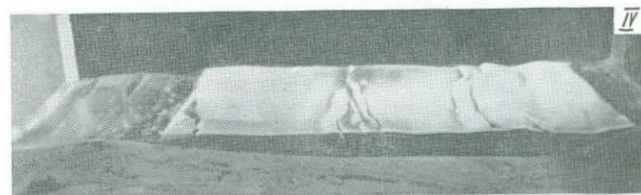
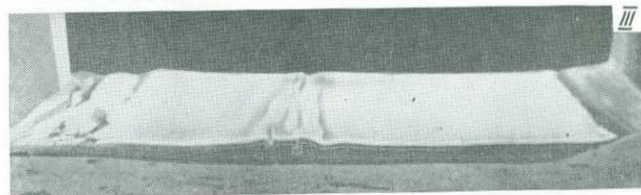
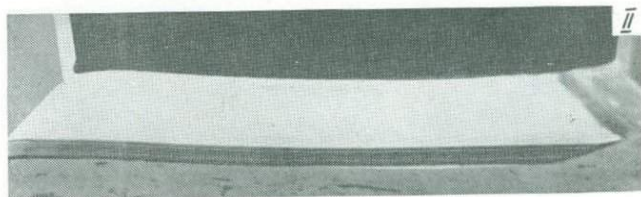
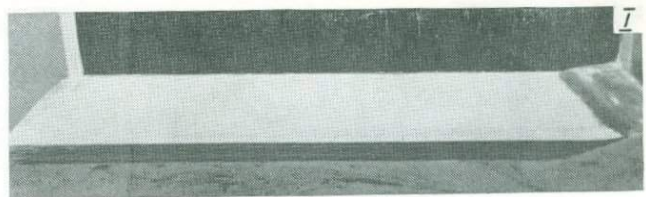


Рис. 19. Модель ГС-68 в поэтапном развитии



0 1 2 CM

Рис. 20. Модель ГС-64 в поэтапном развитии



0 1 2 см

Рис. 21. Модель ГС-53 в поэтапном развитии

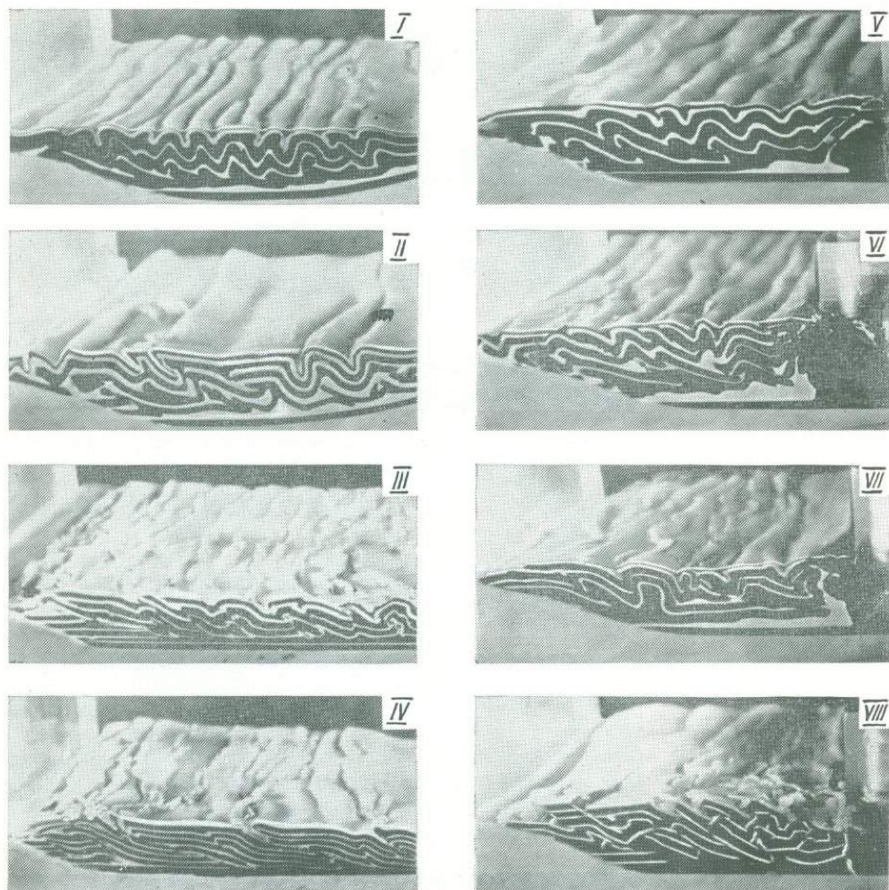
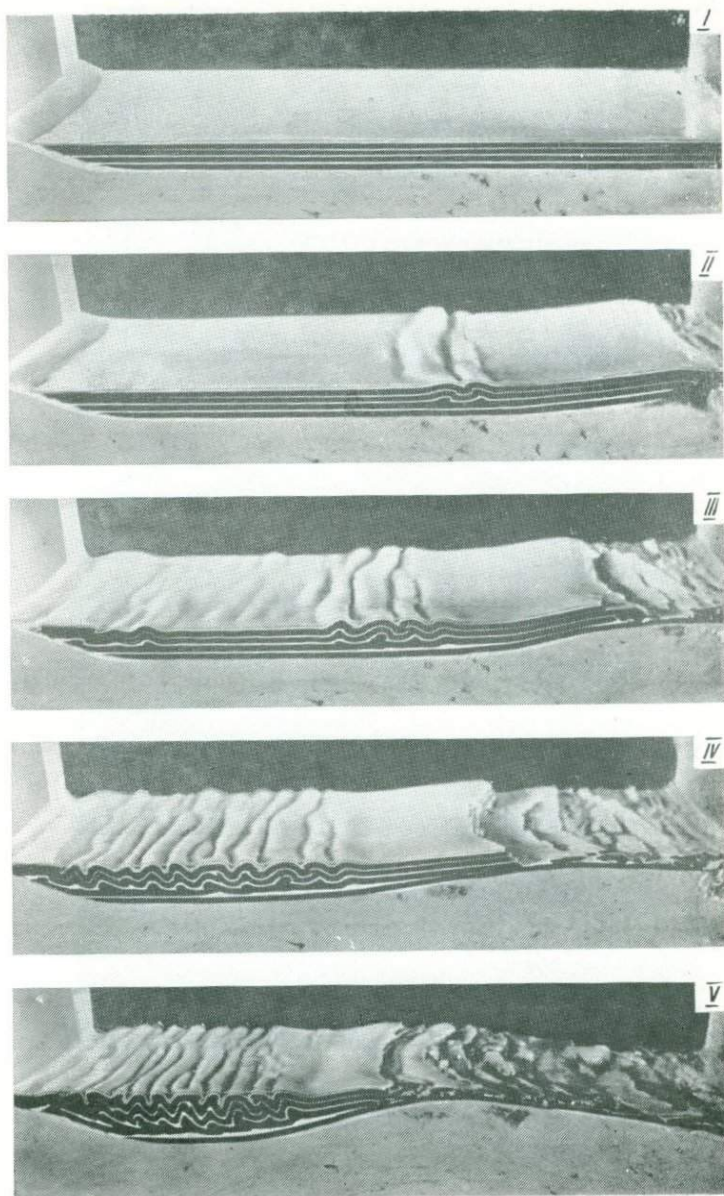
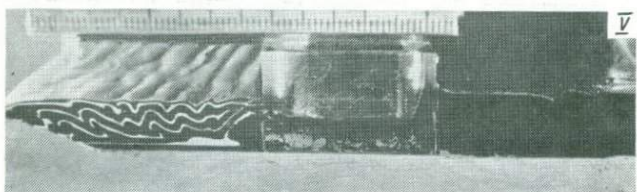
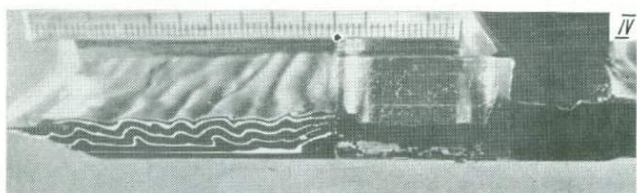
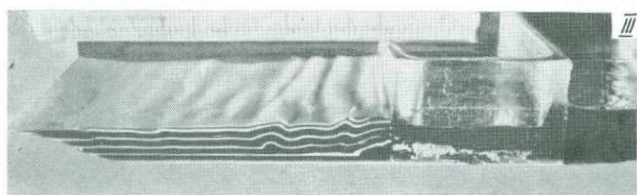
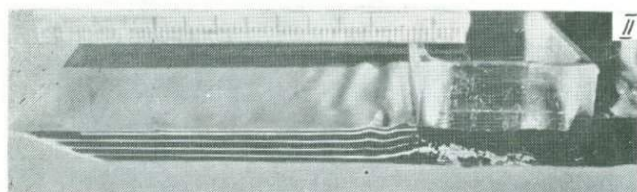
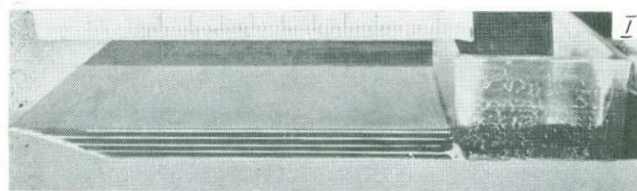


Рис. 22. Фрагменты гравитационной складчатости (I—IV) и складчатости бокового давления (V—VIII).
 Номера моделей соответствуют номерам в табл. 3



0 1 2 см

Рис. 23. Модель ГС-69 в поэтапном развитии



0 1 2 см

Рис. 24. Модель СБД-6 в поэтапном развитии

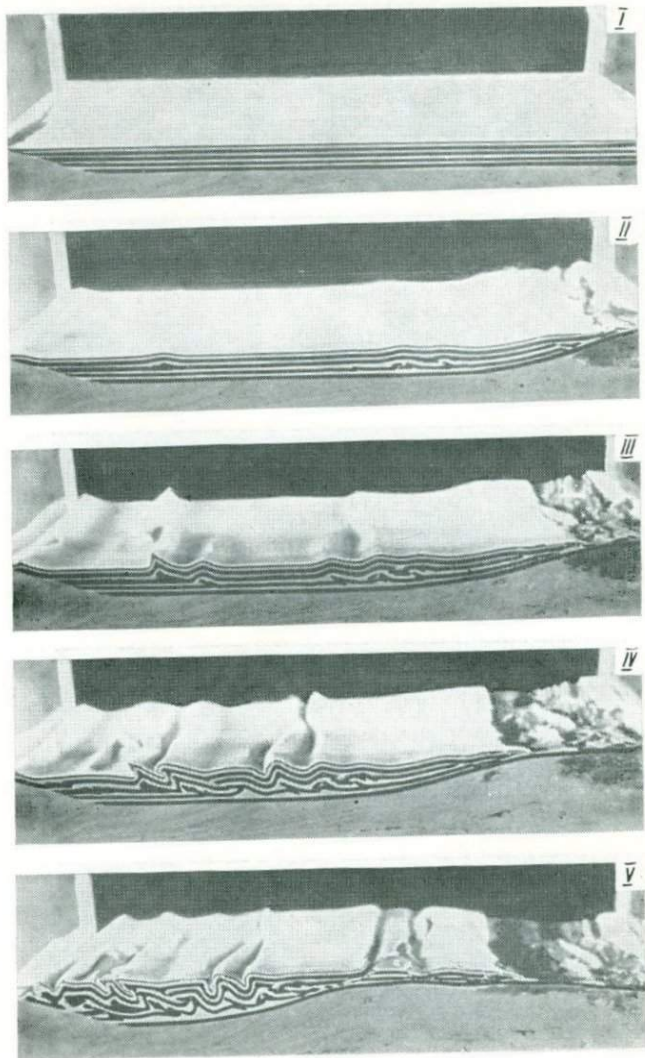


Рис. 25. Модель ГС-65 в поэтапном развитии

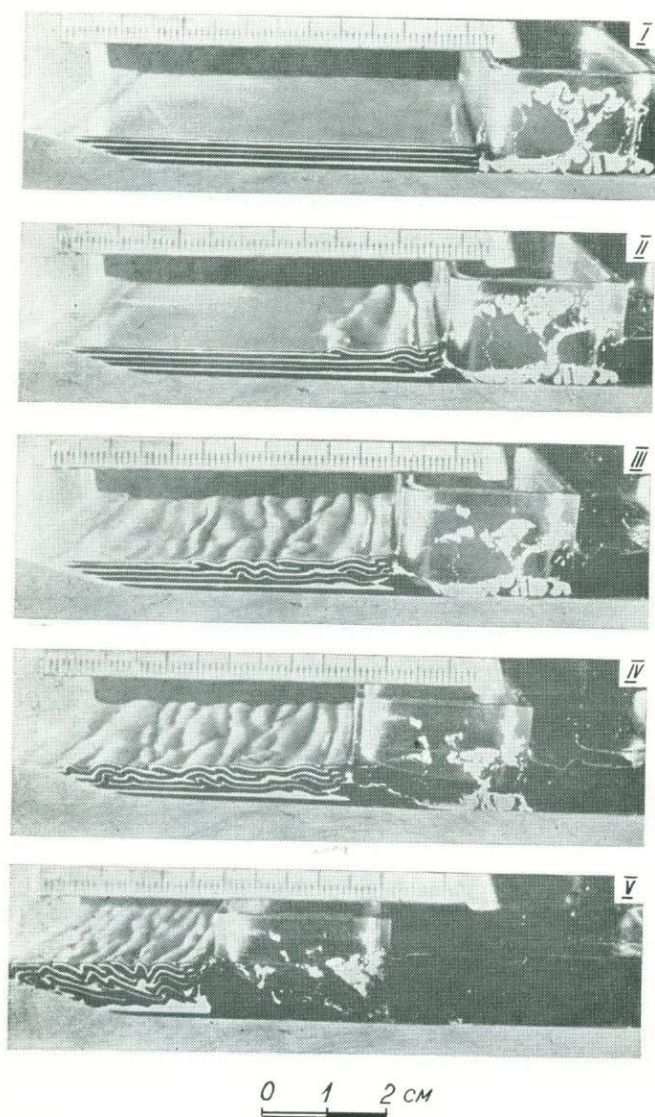


Рис. 26. Модель СБД-3 в поэтапном развитии

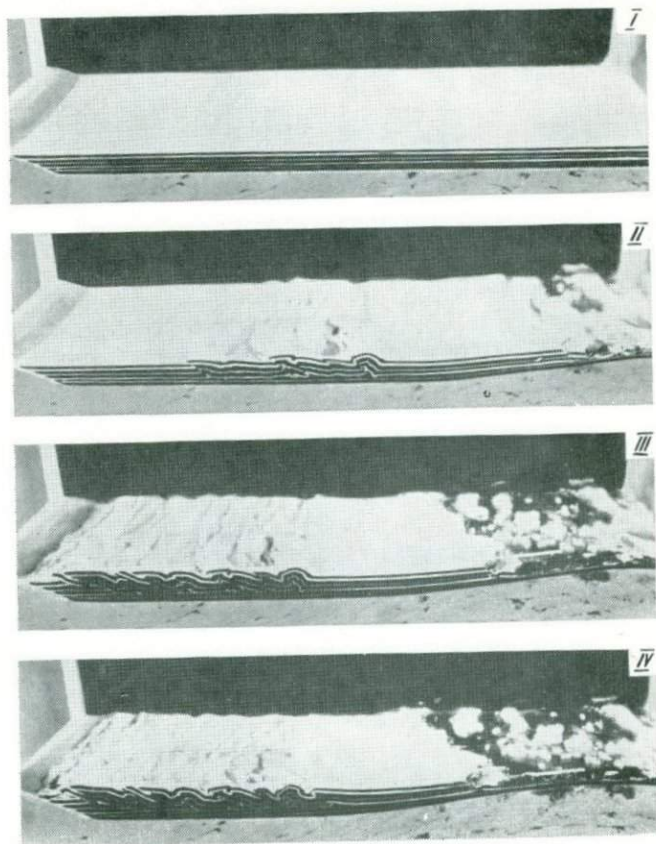
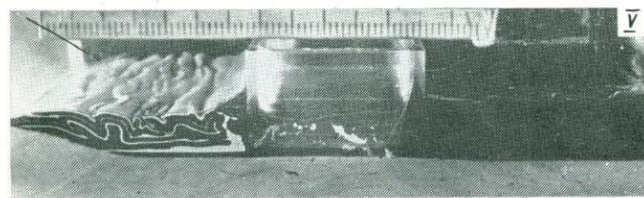
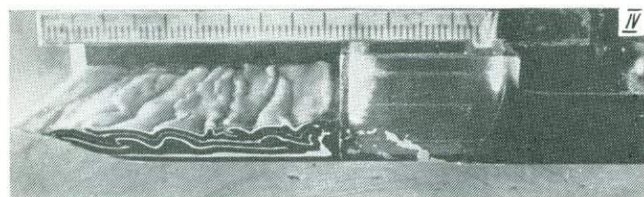
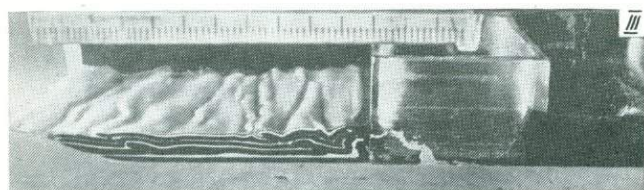
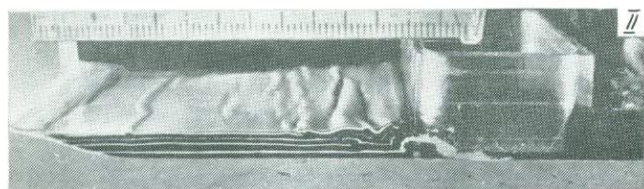
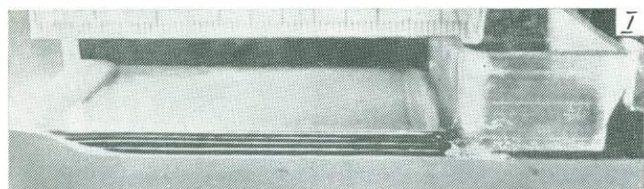
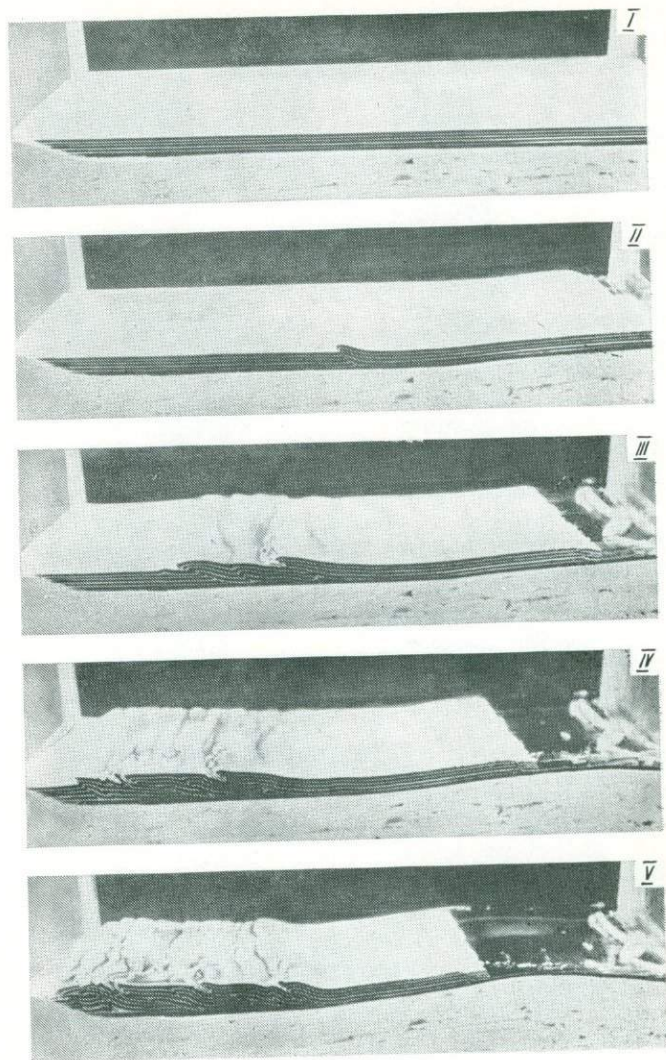


Рис. 27. Модель ГС-58 в поэтапном развитии



0 1 2 см

Рис. 28. Модель СБД-1 в поэтапном развитии



0 1 2 CM

Рис. 29. Модель ГС-60 в поэтапном развитии

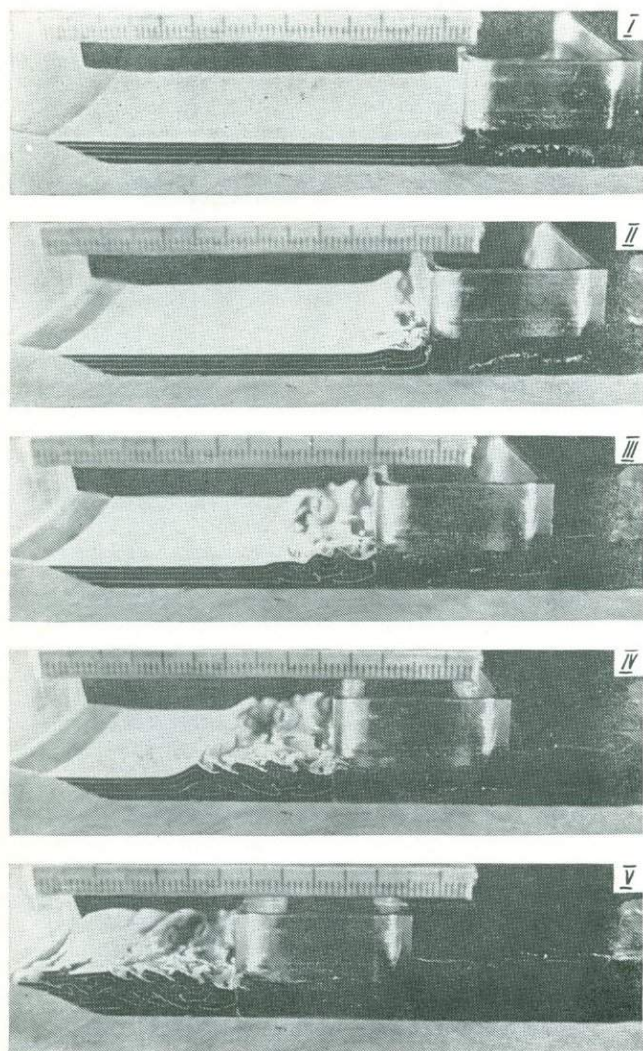
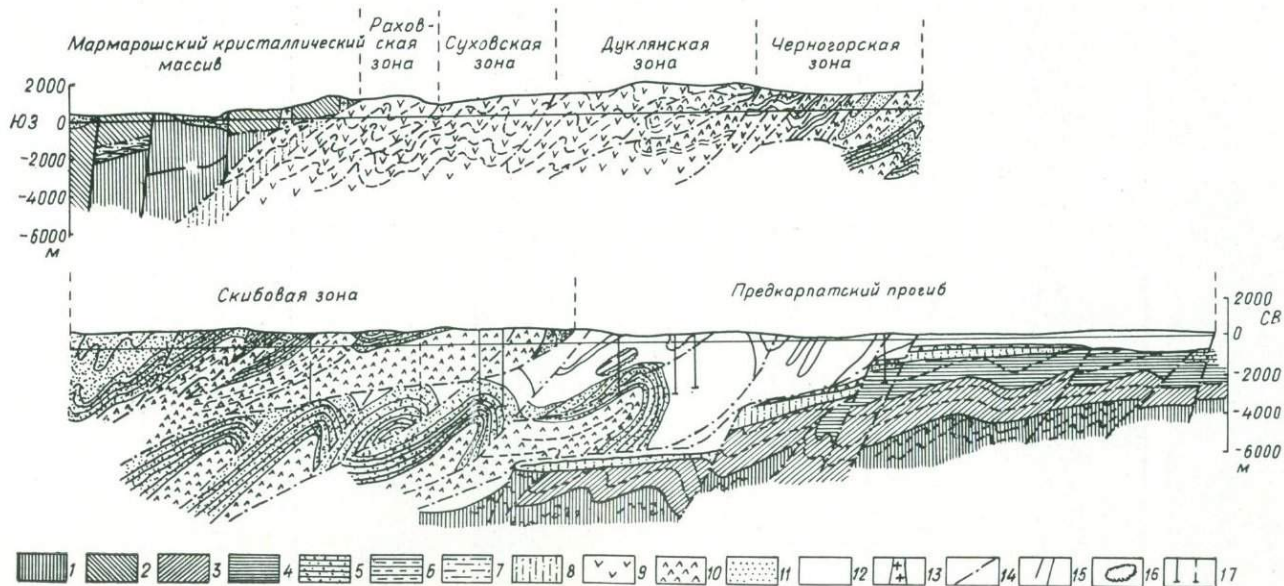
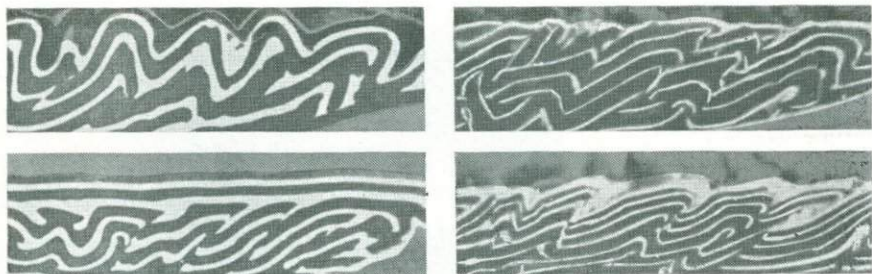


Рис. 30. Модель СБД-5 в поэтапном развитии





6

Рис. 31. Структурные формы, развитые в Карпатах (а) [40], и дислокации слоистых толщ, полученные в моделях (б).

Отложения: 1 — верхнепротерозойские, 2 — верхнепротерозойско-нижнепалеозойские, 3 — кембрийские, 4 — силурийско-нижнедевонские, 5 — нижнедевонские; 6 — верхнепалеозойские; 7 — триасово-юрские; 8 — юрские; 9 — нижнемеловые; 10 — верхнемеловые; 11 — палеогеновые; 12 — неогеновые; 13 — гранитоиды; 14 — надвиги; 15 — взбросы, сбросы; 16 — крупные олистолиты; 17 — буровые скважины

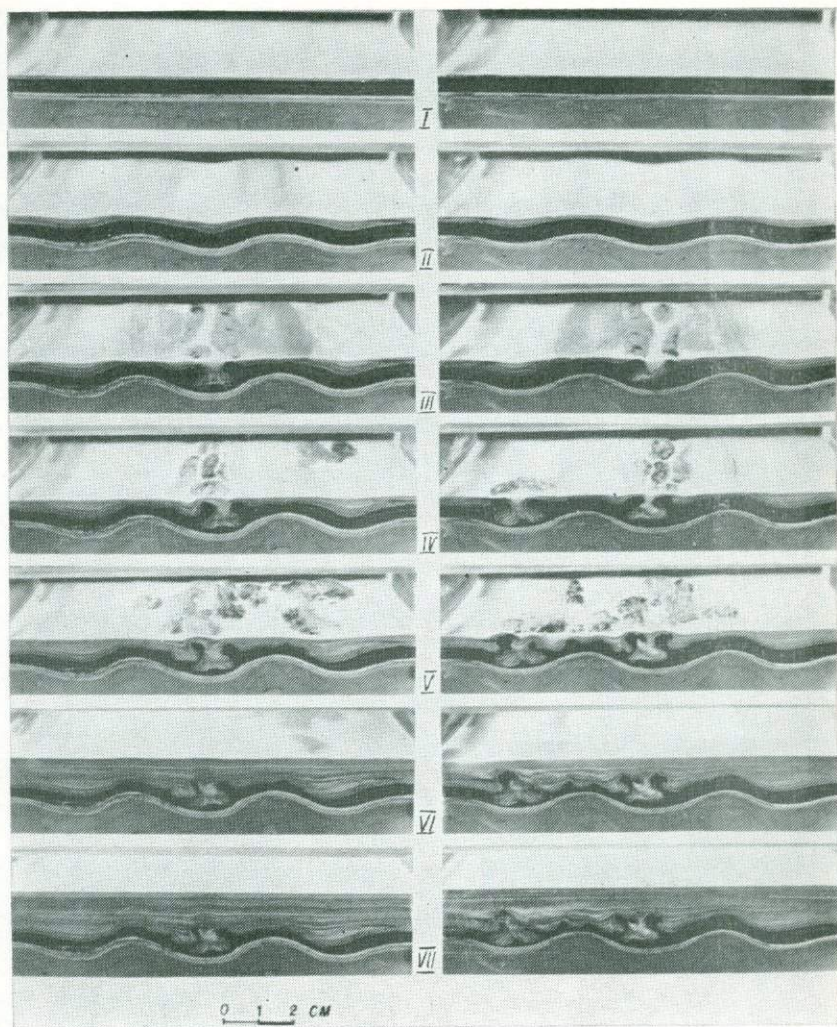


Рис. 32. Модель РС-3 сложных деформаций слоистой толщи с относительно мягким мощным слоем в основании:
 I — начальное состояние модели; II—VII — этапы моделирования, при котором задавались дифференцированные погружения поверхности фундамента и одновременно продолжалось наслаивание «осадков»

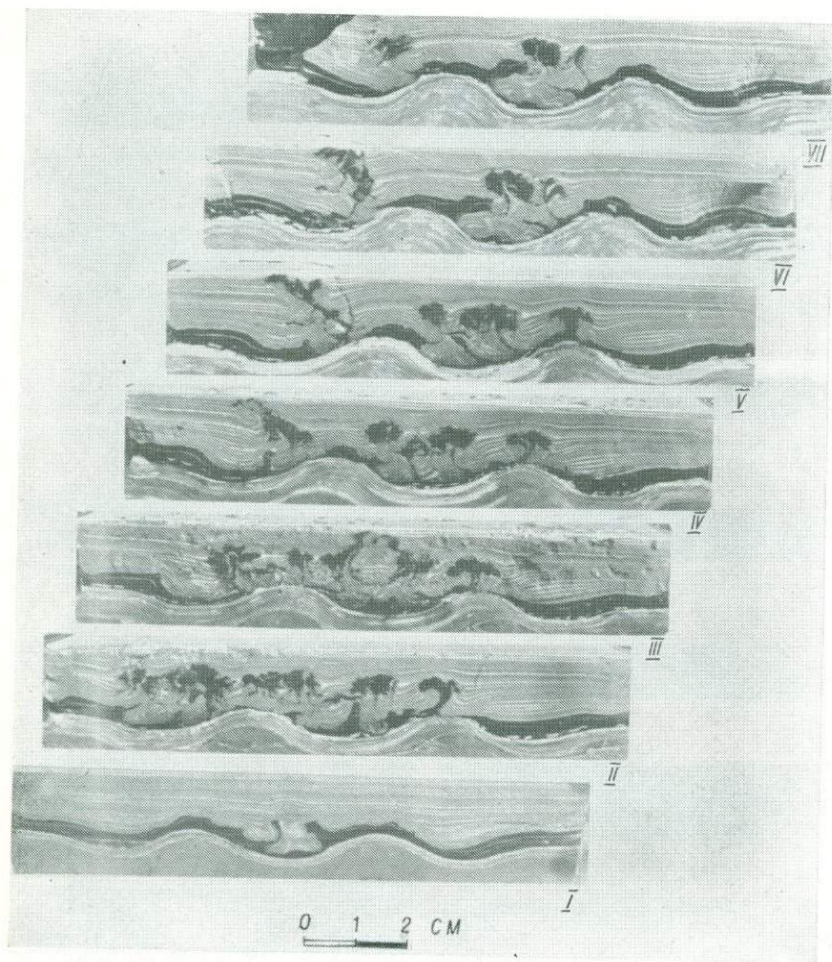


Рис. 33. Серия продольных разрезов модели РС-3, сделанных по достижении конечной стадии моделирования:
 I — развитие модели на заключительном этапе (как и фрагмент VII, рис. 32), вид через прозрачную боковую стенку обоймы; II—VII последовательные продольные разрезы с интервалом 5—7 мм

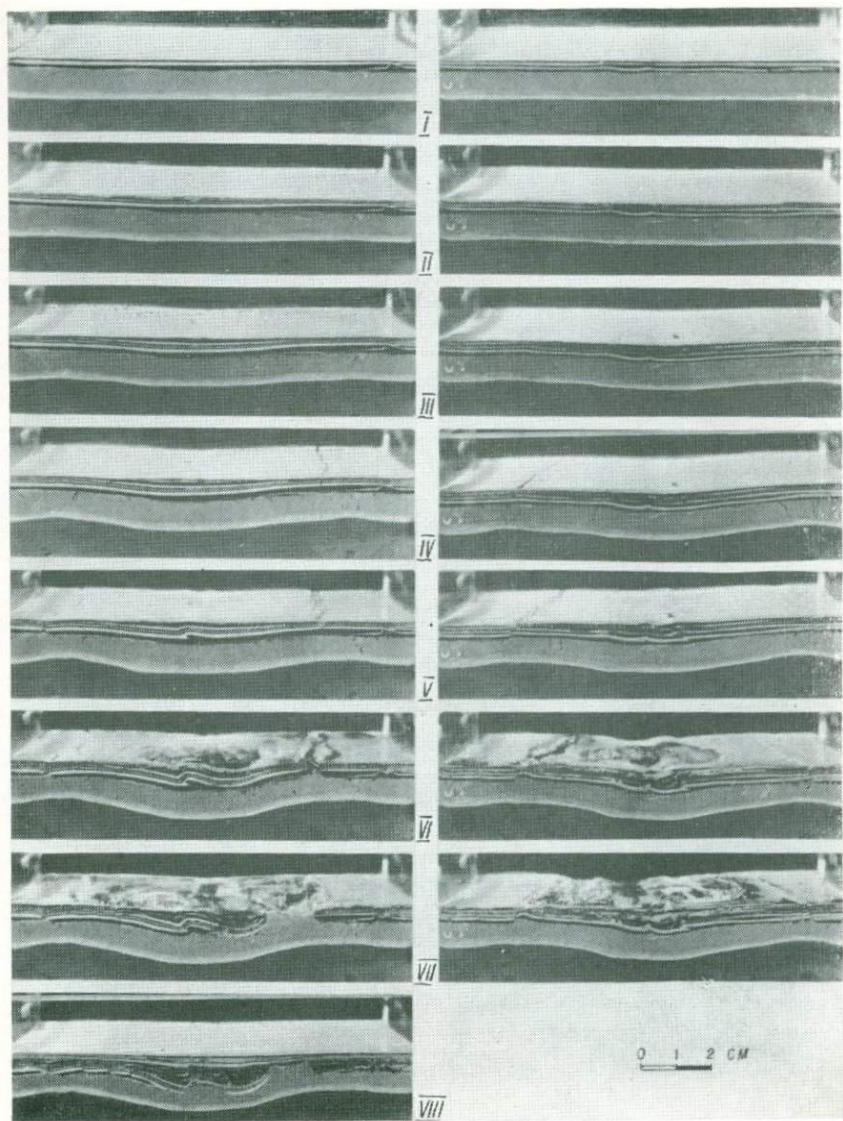


Рис. 34. Модель РС-5 сложных деформаций слоистой толщи

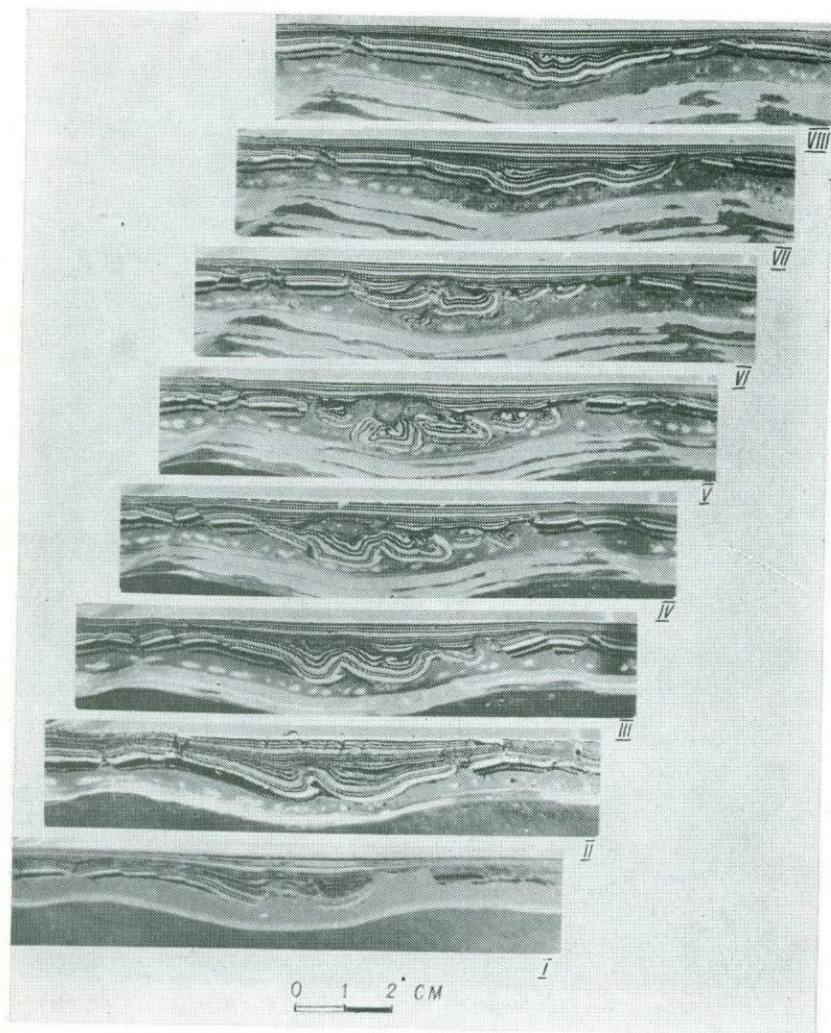


Рис. 35. Серия продольных разрезов модели РС-5:
 I — развитие модели на заключительном этапе (как и фрагмент VIII на рис. 34); вид через боковую прозрачную стенку обоймы; II—VIII — последовательные продольные разрезы с интервалом 5—7 мм

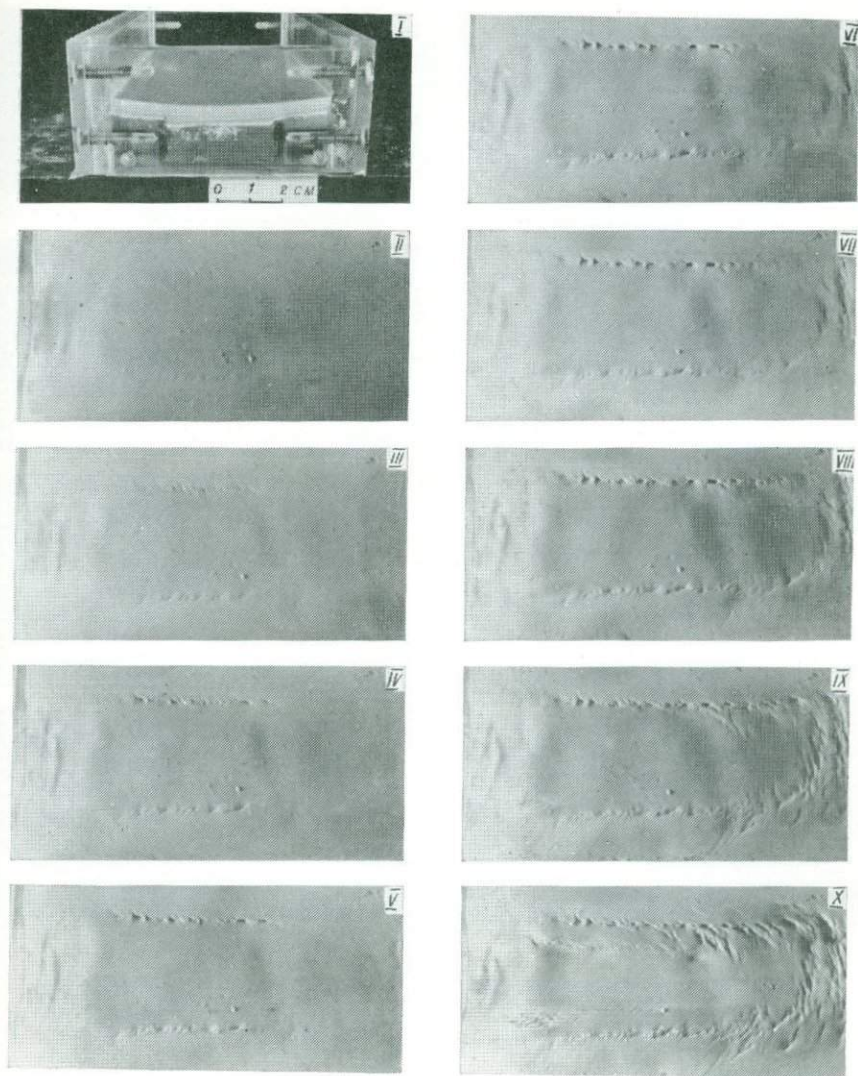


Рис. 37. Модель С-9 гравитационных сдвигов:
 I — конструкция модели (вид с торца); II—X — этапы моделирования (вид сверху)

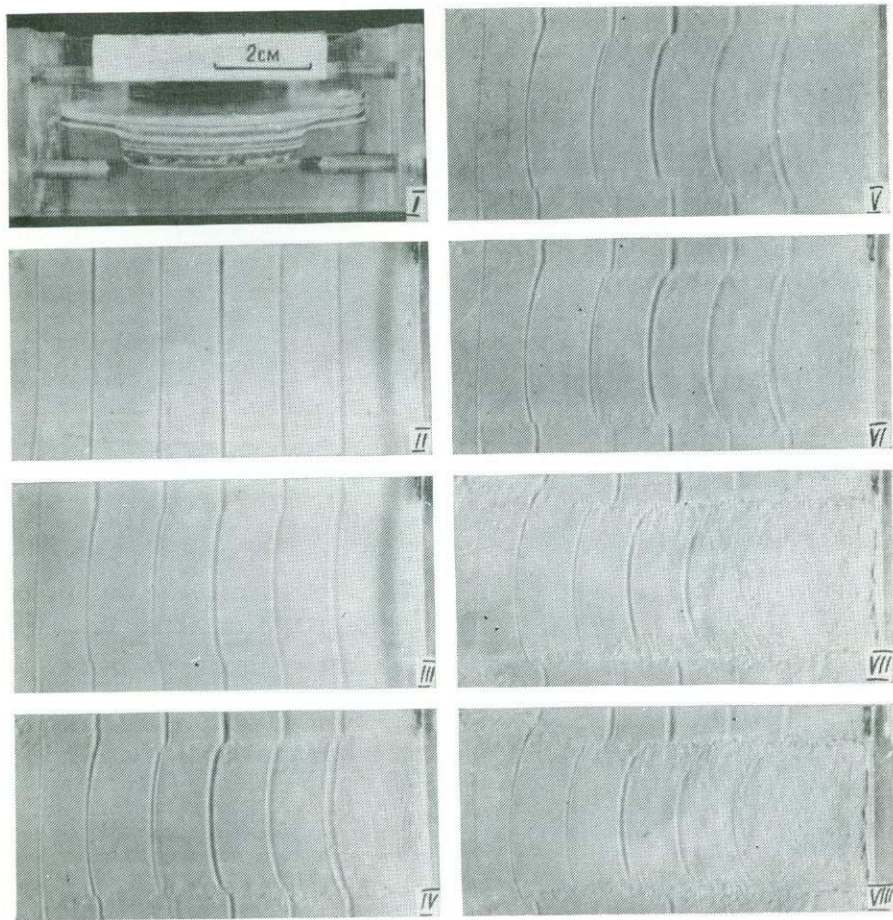


Рис. 38. Модель С-33 гравитационных сдвигов:
 I — конструкция модели (вид с торца); II—VIII — этапы моделирования (вид сверху)

Рис. 40. Заключительные этапы развития трех моделей с погружающимися участками хрупкой толщи.

Модель: 1 — КМ-46, 2 — КМ-47, 3 — КМ-37 (см. табл. 4)

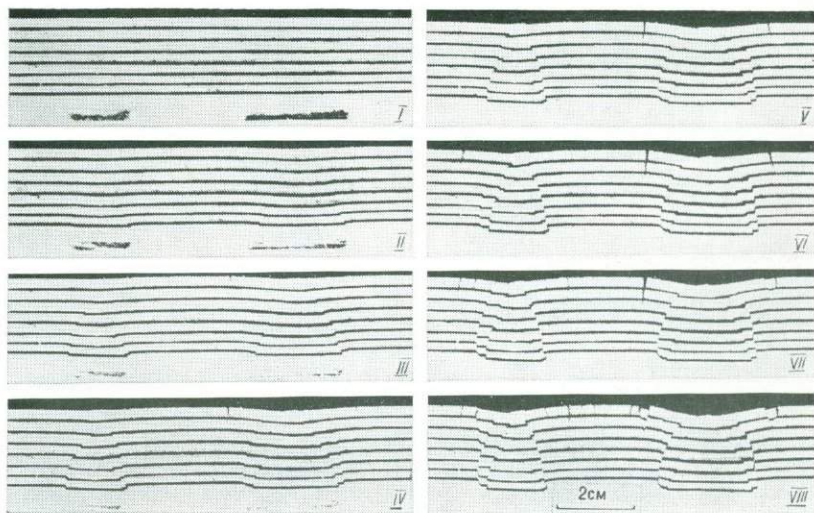
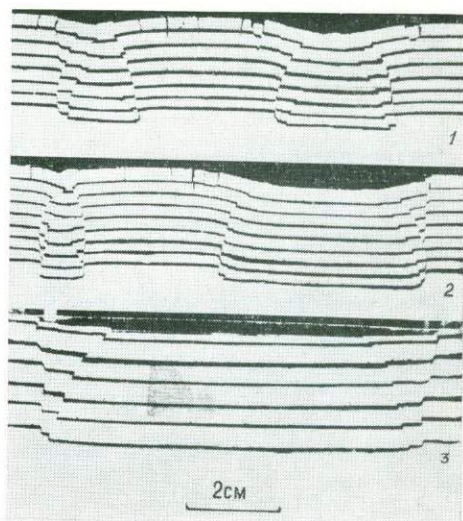


Рис. 41. Поэтапное развитие модели КМ-46.

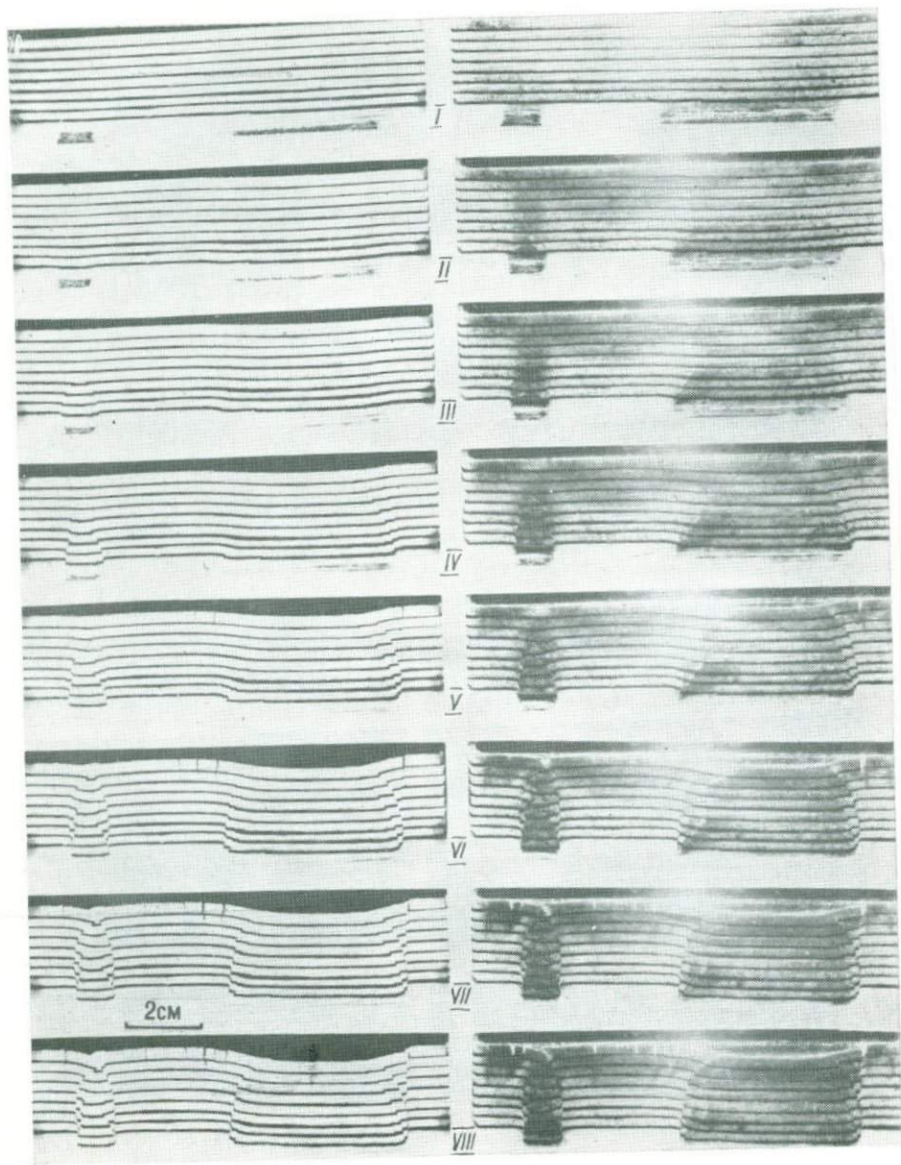


Рис. 42. Поэтапное развитие модели КМ-47.
 Левая колонка — фронтальное освещение модели; правая — «скользящее»
 (сверху) освещение

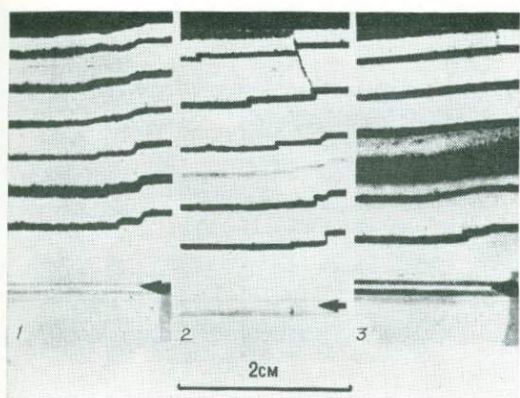


Рис. 43. Деформация в трех моделях с примерно одинаковыми геометрическими характеристиками, но с разными свойствами толщ.

Модель: 1 — КМ-31, 2 — КМ-34, 3 — КМ-33 (см. табл. 4). Стрелками показано положение уровня изменения объема

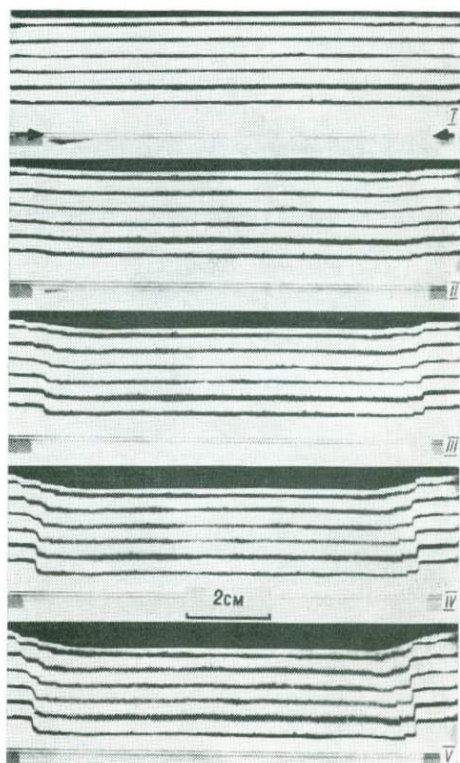


Рис. 44. Поэтапное развитие модели КМ-31.

Стрелками показано положение уровня уменьшения объема

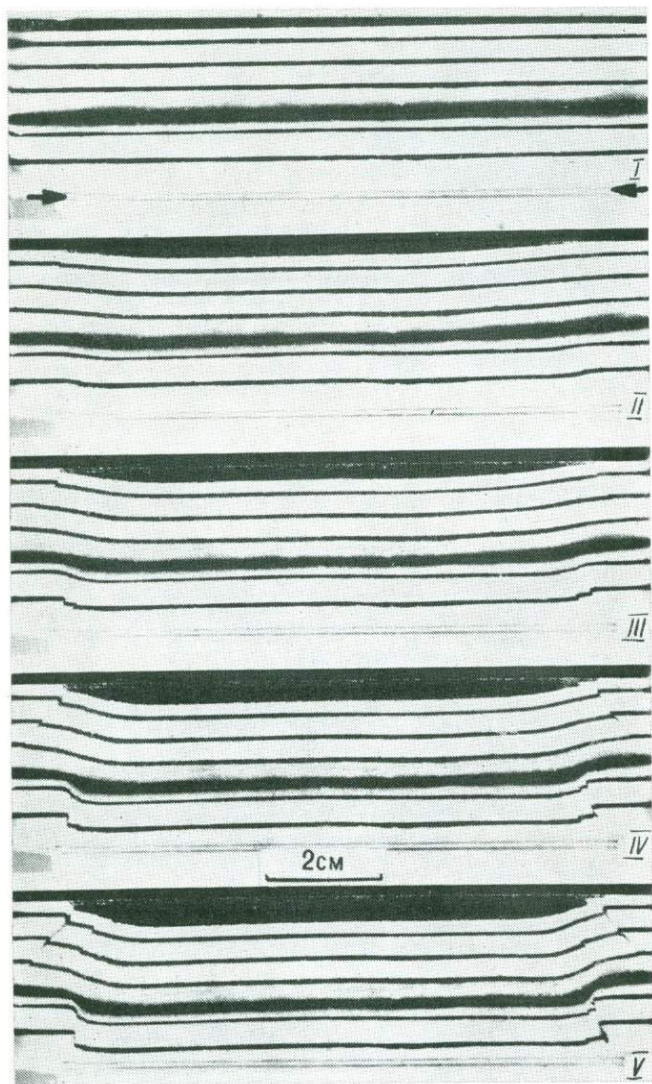


Рис. 45. Поэтапное развитие модели КМ-33

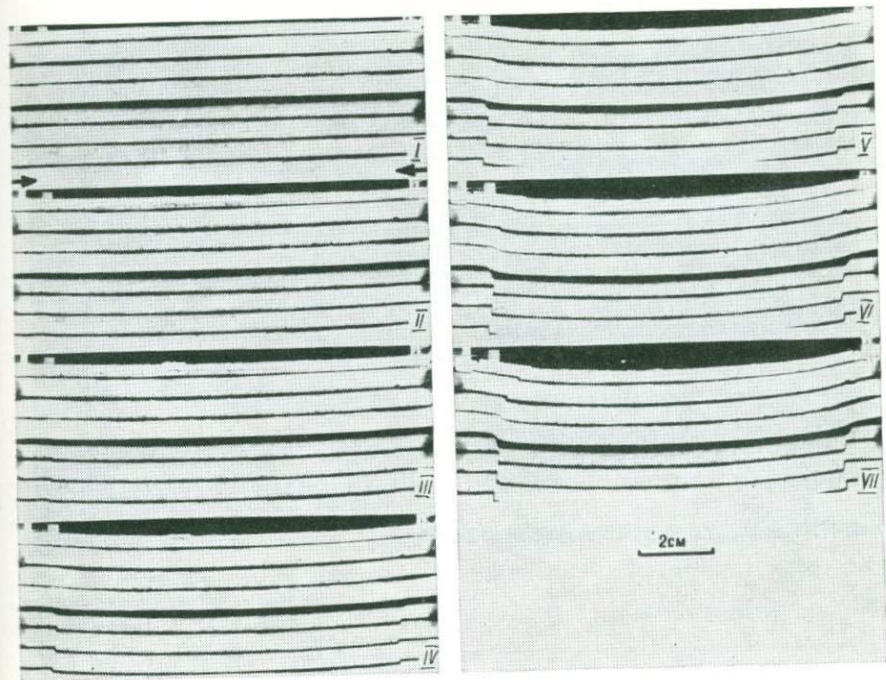


Рис. 46. Поэтапное развитие модели КМ-39

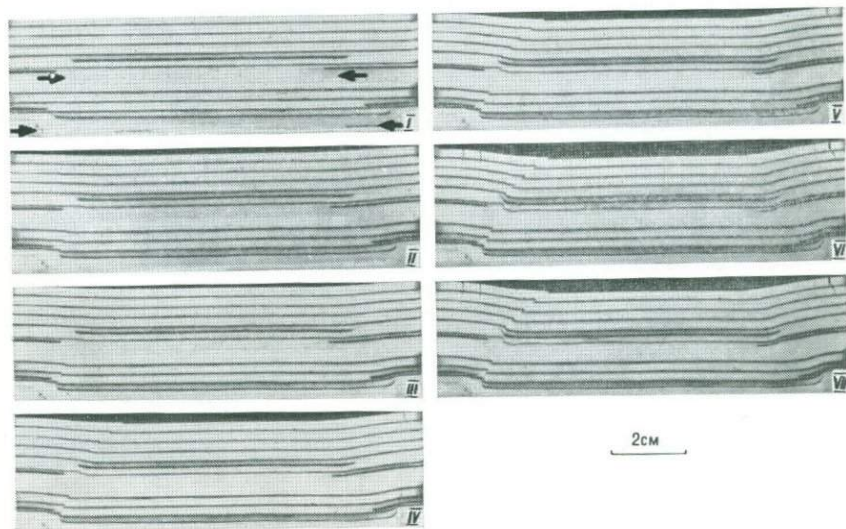


Рис. 47. Поэтапное развитие модели КМ-43

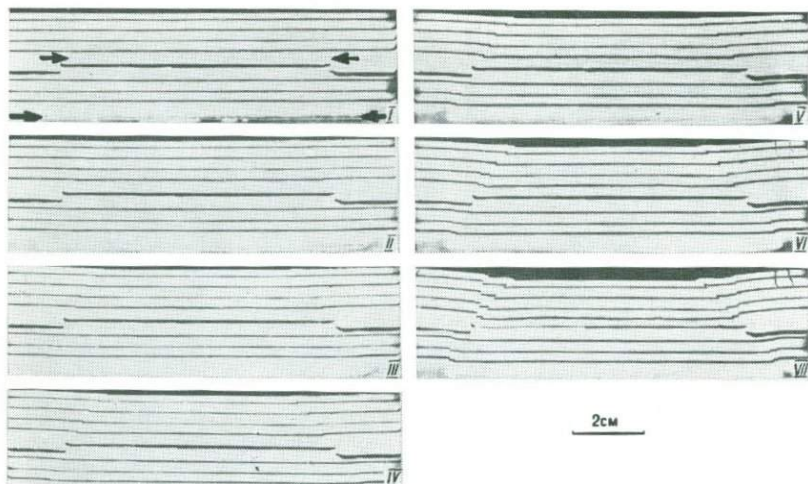


Рис. 48. Поэтапное развитие модели КМ-44

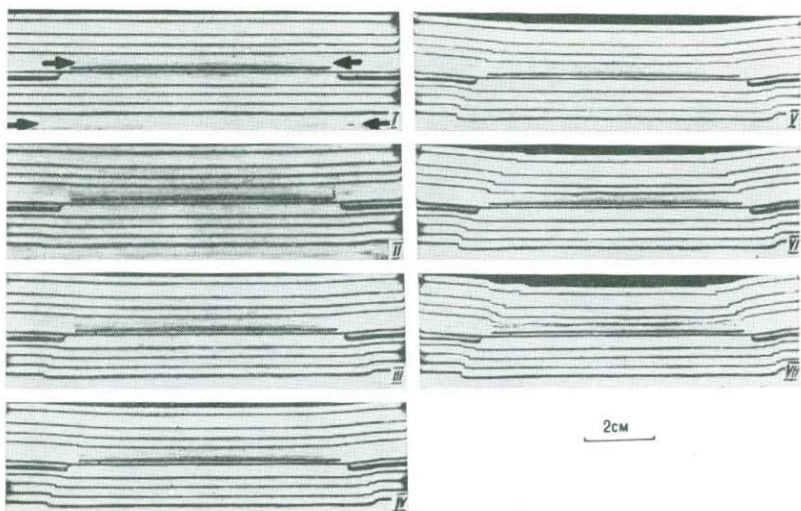


Рис. 49. Поэтапное развитие модели КМ-45

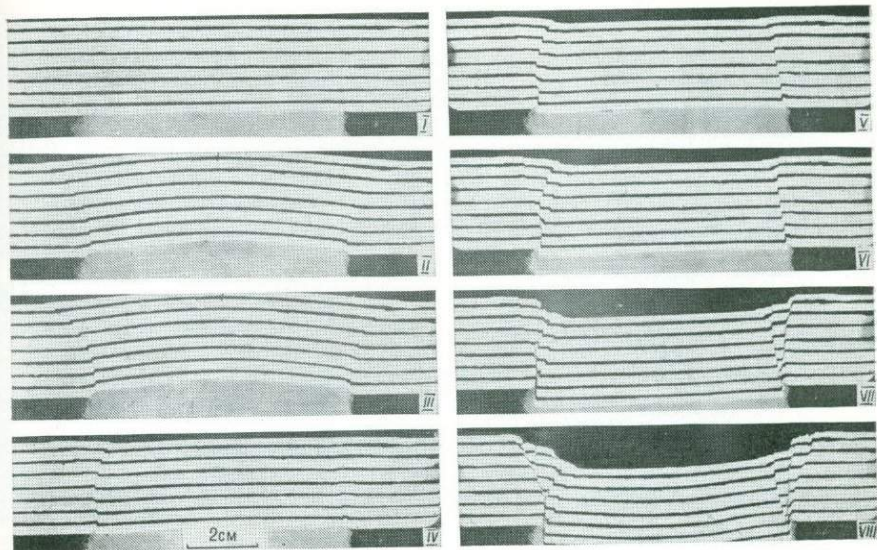


Рис. 50. Развитие систем нарушения в модели (КМ-57) грабена с предварительным сводообразованием:

I — начальное состояние модели; II, III — этапы поднятия участка хрупкой толщи; IV—VIII — этапы погружения

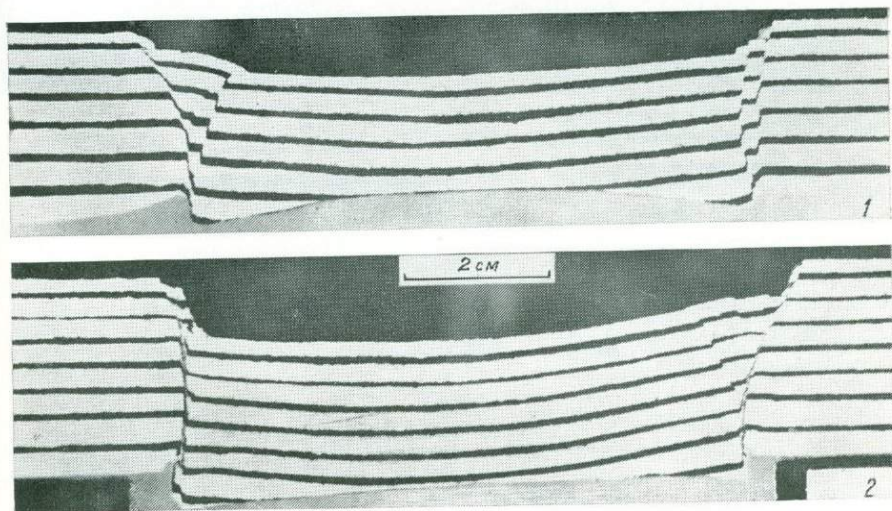


Рис. 51. Заключительные стадии развития двух моделей грабенов с предварительным сводообразованием.

Модель: 1 — КМ-58; 2 — КМ-59

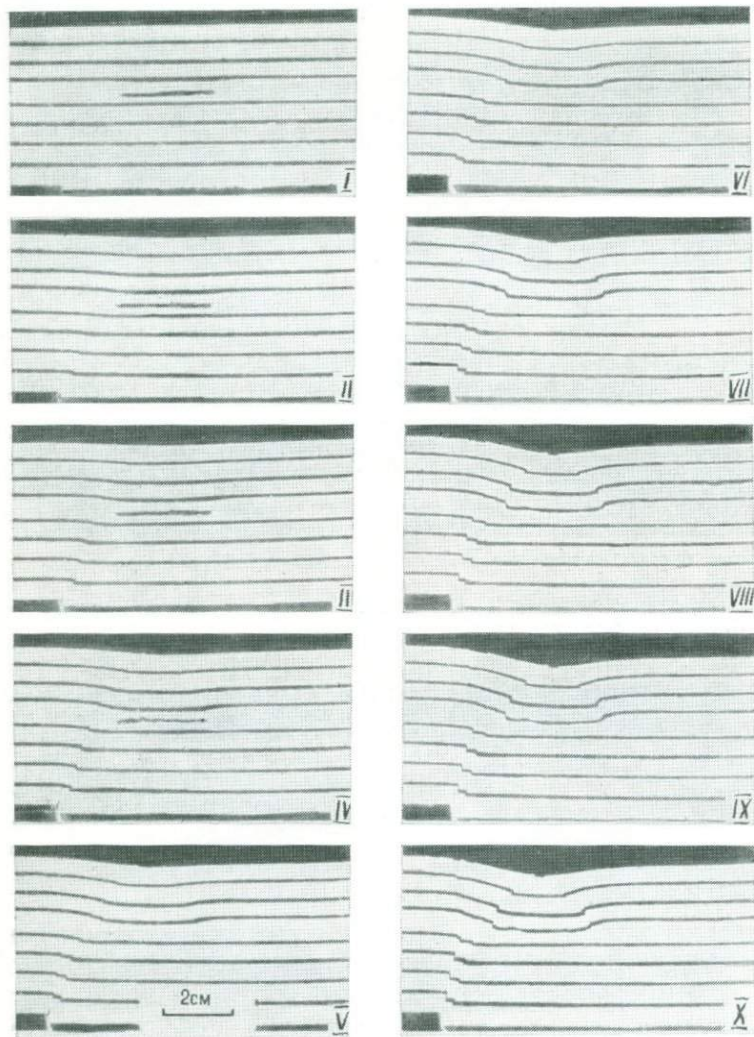


Рис. 56. Постепенное развитие модели КМ-88 с двумя разноглубинными очагами уменьшения объема:
 I — начальное состояние модели; II, III — этапы погружения толщи вследствие уменьшения объема только в нижнем очаге; IV—X — то же, в обоих очагах

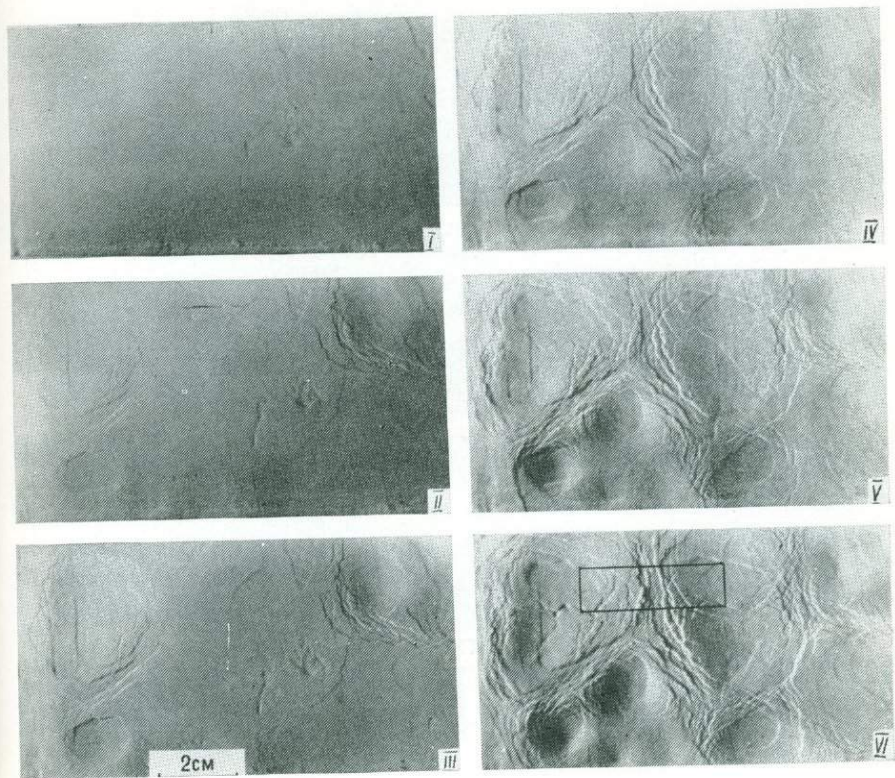


Рис. 59. Поэтапное развитие модели НП-2, иллюстрирующей формирование рельефа в случае произвольно заданных участков погружений хрупкой толщи. Прямоугольником показан участок остаточного хребта, подобный которому в более крупном масштабе воспроизводится в модели СХ-4 (см. рис. 61)

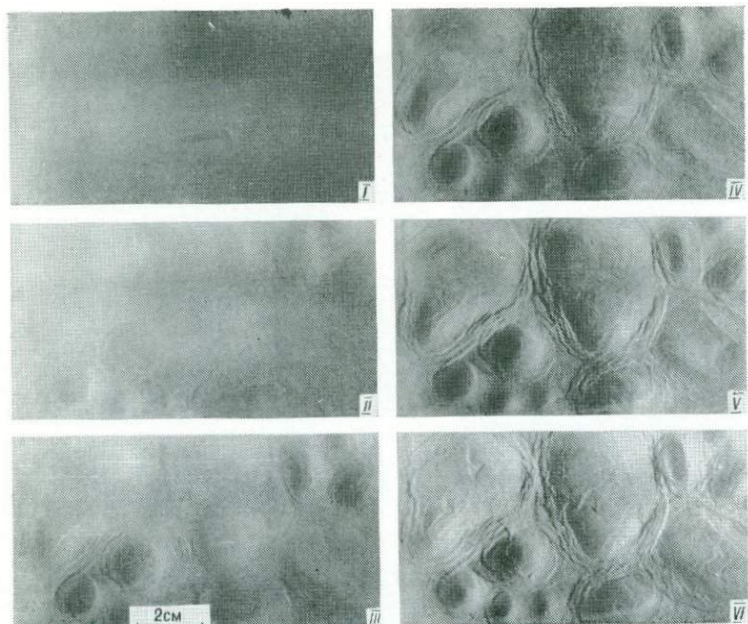


Рис. 60. Поэтапное развитие модели НП-3

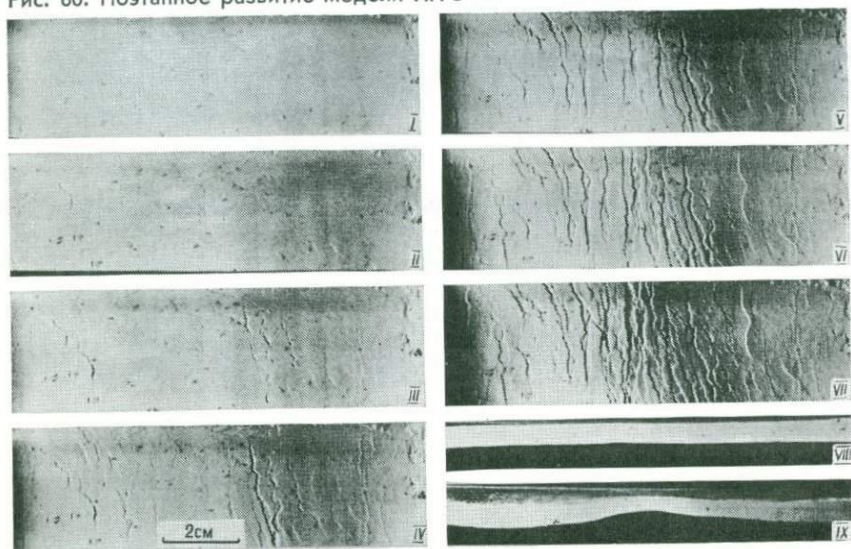


Рис. 61. Модель SX-4 развития морфологии остаточного хребта между двумя разрастающимися участками погружений:

I — начальное состояние модели (поверхность); II—VII — развитие в плане при углублении впадин и их разрастании от торцов обоймы к ее центру; VIII и IX — соответственно начальное и конечное состояния модели, вид через боковую прозрачную стенку обоймы («разрез»)

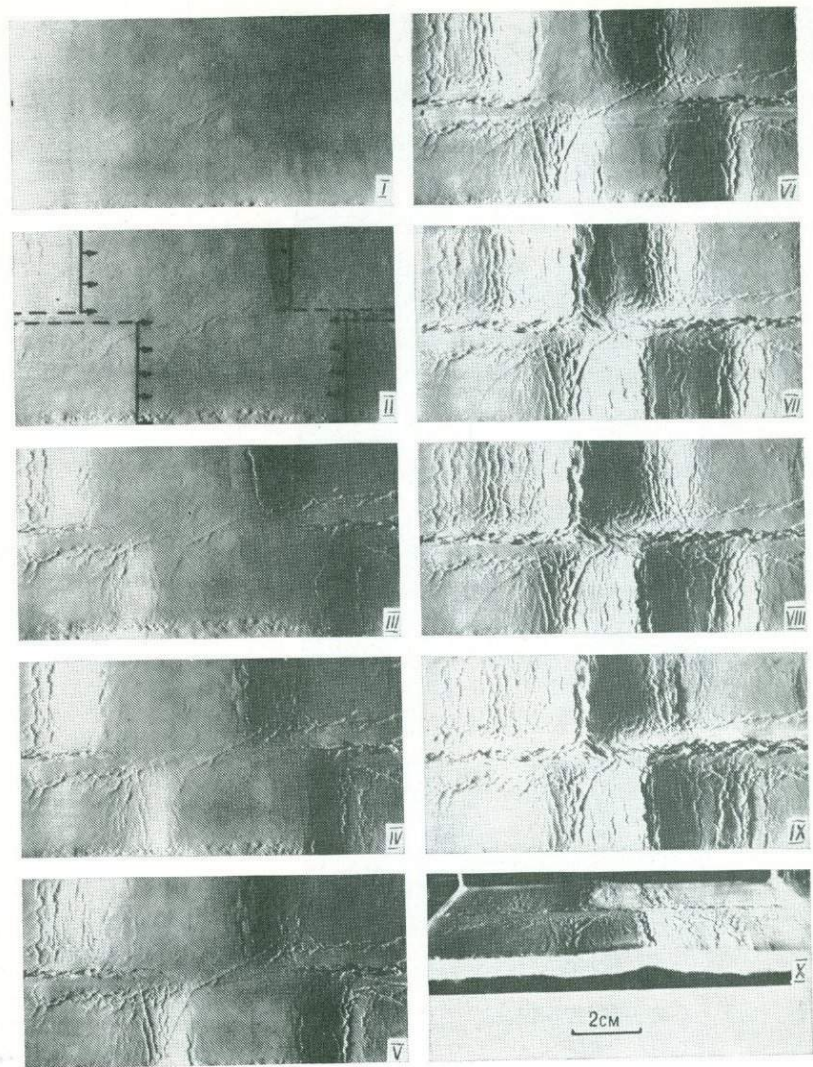
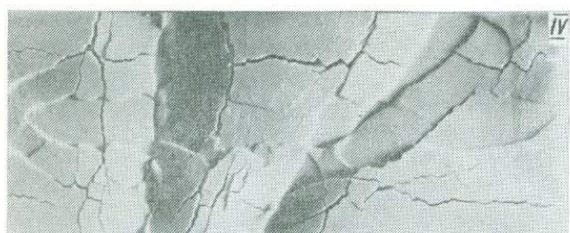
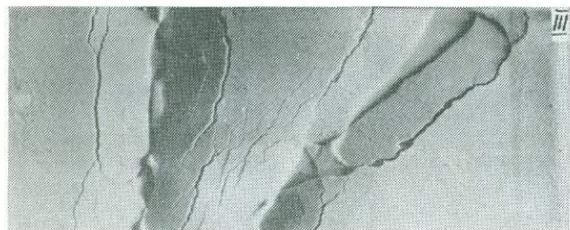
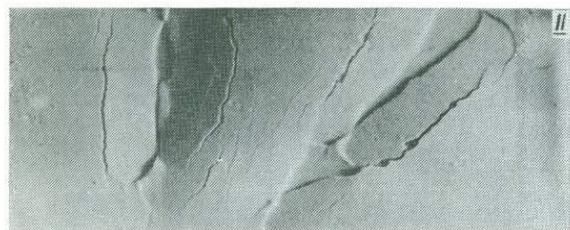
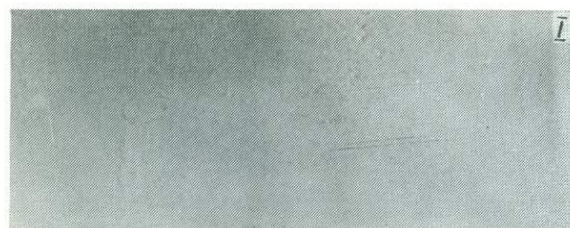


Рис. 63. Поэтапное развитие модели СХ-9 остаточного хребта с «трансформным» разломом:

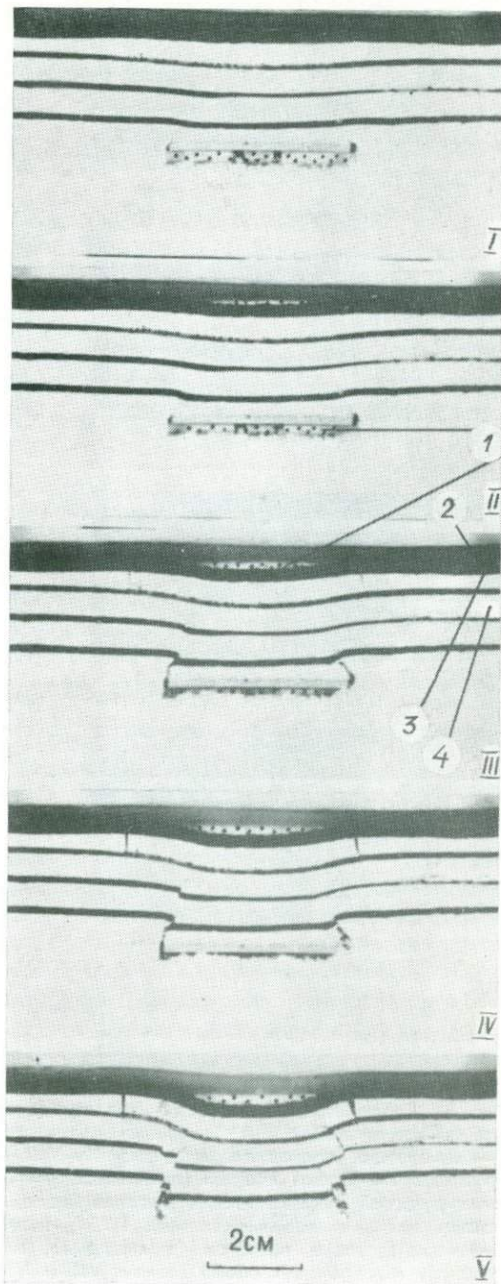
I — начальное состояние поверхности модели; II—IX — развитие рельефа при углублении и разрастании четырех впадин; X — заключительный этап развития модели, перспектива. На фрагменте II указаны положения фронтов (стрелки) и флангов (штрихи) разрастающихся участков погружений



0 1 2 CM

Рис. 68. Поэтапное развитие модели С-11 взаимно пересекающихся структур (грабенов): I — начальное состояние поверхности модельной толщи; II—III — этапы развития двух первичных грабенов; IV—V — то же, вторичного грабена

Рис. 72. Физическая модель КМ-9 формирования коровой магматической камеры и заполнения ее расплавом, поступающим из мантийной линзы: I—V — этапы погружения блока «литосферы». Цифры в кружках — элементы модели, имитирующие: 1 — расплавленный материал в мантийной линзе и коровой интрузии ($\rho = 1,15 \text{ г/см}^3$); 2 — верхний слой коры ($\rho = 0,9 \text{ г/см}^3$); 3 — нижний слой коры ($\rho = 1,2 \text{ г/см}^3$); 4 — литосферный слой верхней мантии ($\rho = 1,4 \text{ г/см}^3$)



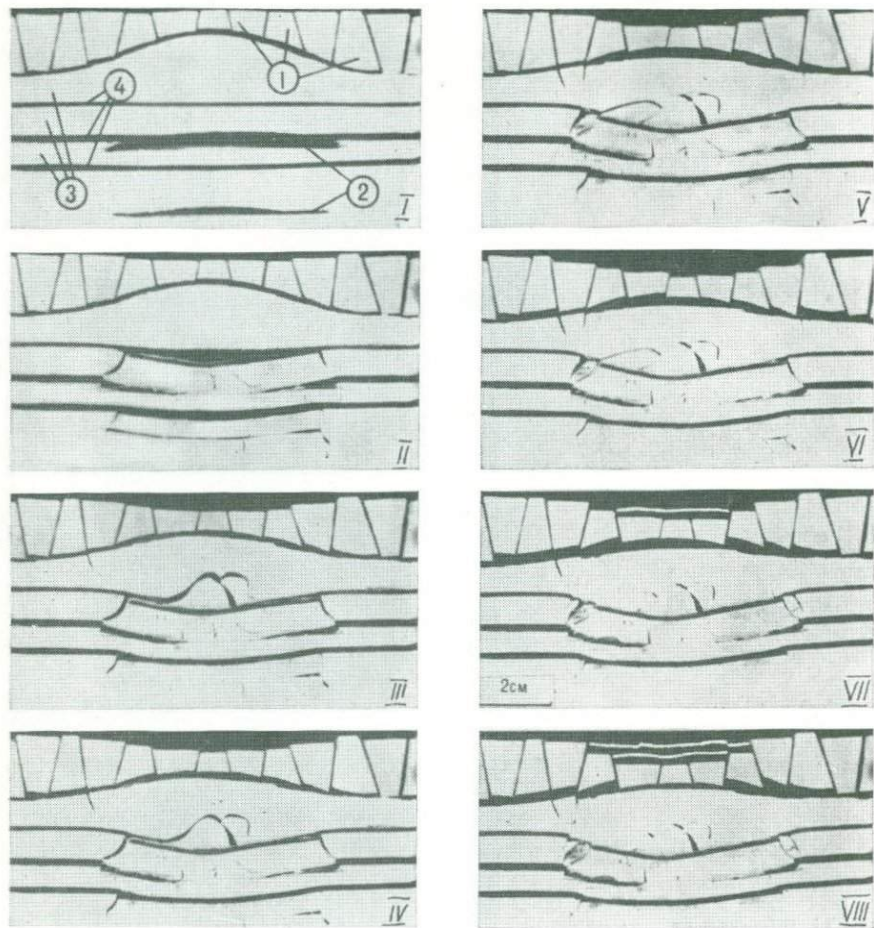


Рис. 81. Разломно-магматически-изостатическая модель образования рифтоподобной впадины:

I — начальное состояние модели; II—VIII — этапы моделирования. Цифры в кружках: 1 — блоки «коры» (пенопласт, $\rho=0,6 \text{ г/см}^3$); 2 — линзы с жидкостью, имитирующей магматический расплав (вода, $\rho=1 \text{ г/см}^3$); 3 — «литосфера» (порошок мела, сцементированный 0,75 %-ным агарозным гелем, $\rho=1,4 \text{ г/см}^3$); 4 — маркирующие прослои (в материал, имитирующий литосферу, добавлен графит). «Осадочный слой» (этапы VII и VIII) — тонкие пластинки пенопласта, окрашенные в белый и черный цвета

ГЛАВА 6. РАЗЛОМЫ И СТРУКТУРЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ ПОГРУЖЕНИИ УЧАСТКОВ ХРУПКОЙ ТОЛЩИ ВСЛЕДСТВИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОБЪЕМА НА ОПРЕДЕЛЕННЫХ ГЛУБИННЫХ УРОВНЯХ

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАБЕНОВ (РИФТОВ) И СЕЙСМОФОКАЛЬНЫХ ЗОН

Тектонические погружения — явления, широко и хорошо известные. В результате погружения образуются, например, мульды, синеклизы, авлакогены, грабены, рифты⁹ и даже такие крупные геотектонические области, как океанические впадины. Правда, в свете новой глобальной тектоники рифты и океанические впадины связываются не столько с погружением некоторой толщи, сколько с раздвиганием блоков литосферы. Однако это вопрос спорный и, в частности, потому, что еще недостаточно изучены тектонофизическая обстановка и закономерности развития нарушений в зонах погружения.

Одна из первых попыток тектонофизического анализа грабенообразования с применением физического моделирования принадлежит Г.Клоосу. Его эксперименты с глиняными моделями показали, что простое погружения участка толщи действительно приводит к формированию грабена на поверхности, но характер образующихся при этом разломов (взбросы) не соответствует нарушениям, наблюдаемым в реальных грабеноподобных структурах, в том числе в Рейнском грабене. Реальные грабены ограничены, как правило, не взбросами, падающими под обрамление впадины, а сбросами с падением под впадину. Это обстоятельство вынудило искать другие объяснения образованию грабенов.

Приуроченность многих грабеноподобных впадин к широким сводовым поднятиям натолкнула на мысль, что они образовались вследствие обрушения замка свода, где господствуют условия растяжения. Эксперименты Г.Клооса [214], а позже И.В.Лучицкого и П.М.Бондаренко [95] показали, что таким способом действительно могут быть получены грабены, качественно подобные природным. Особенно выразительно проявлено подобие в плане модели: на периклиналях свода происходит расширение грабена или его расщепление на веерообразно расходящиеся ветви. Такая геометрия характерна для Рейнского грабена, Красного моря и других структур [95, 214]. Однако

⁹ Подчеркнем, что грабен — это чисто структурное понятие: протяженная впадина, ограниченная разрывными нарушениями (любого типа). В понятие же "рифт" обычно вкладывается и генетический смысл. Предполагается, что рифт — это грабен, образовавшийся в условиях регионального растяжения или даже вследствие раздвигания литосферных плит. Ограничениями рифта являются сбросы. Здесь в оба эти понятия вкладывается лишь структурный смысл, поэтому предпочтение отдается "грабену", а "рифту" употребляется при цитировании и в устоявшихся словосочетаниях.

признанию достаточной эффективности и универсальности этого механизма препятствовали главным образом два обстоятельства: 1) существование грабенов, формированию которых не предшествовало заметное сводообразование ("щелевые" рифты, по Е.Е.Милановскому [103]); 2) растяжение в своде не настолько велико, чтобы обеспечить реально наблюдаемые амплитуды погружений в грабенах даже с привлечением дополнительных механизмов, усиливающих этот эффект [7, 201].

Предлагались схемы формирования грабенов, включающие региональное растяжение, не связанное со сводообразованием или дополнительное к нему [7, 201, 261, 265]. В одних из этих схем такое растяжение просто постулируется, в других оно объясняется гипотетическими перемещениями вещества мантии, в частности конвективными. В тех случаях, когда предлагается конкретный механизм регионального растяжения, его трудно согласовать со строением и историей формирования рифтов сводово-вулканических или щелевых [103, с. 199]. Известны также схемы, в которых образование грабенов связывается с региональным сжатием [209, 232]. Несмотря на то что эти схемы удовлетворительно объясняют некоторые особенности строения грабенов, причем иногда даже лучше, чем схемы с растяжением, они не пользуются широким признанием. Более распространены схемы образования грабенов, в которых не используются "внешние" региональные поля напряжений [20, 234], а дополнительное (к "сводовому") растяжение обусловлено растеканием в стороны подкоровой "подушки" и сползанием по ней вышележащей толщи. Предполагается, что "подушка" представляет собой разогретый или даже расплавленный материал, выделившийся из мантии. Эти схемы многое объясняют в строении сводово-вулканических рифтовых зон; в особенности привлекательна в них прямая и тесная связь тектоники и магматизма, однако образование щелевых рифтов они объяснить, по мнению некоторых исследователей, не могут [103, с. 204]. Действительно, без рельефной "подушки" нет и рельефного свода, без него нет, по устоявшемуся убеждению, достаточного растяжения, которое только и может обеспечить одновременно значительное погружение дна грабена и образование встречно падающих сбросов.

Однако Г.Г.Вундерлих [267] показал, что и при простом погружении, без предварительного сводообразования, можно получить впадину, ограниченную сбросами. Учитывая наблюдения Э.Велька (E.Wölk) над обрушениями пород в старых горных выработках, Г.Г.Вундерлих проанализировал условия подобию лабораторных моделей реальным массивам горных пород и пришел к выводу, что крупные массивы необходимо моделировать с использованием хрупких, сыпучих материалов. Применяв в качестве модельного материала не глину, а песок, он получил в модели тектонического уступа сбросы. Некоторая фрагментарность экспериментов Г.Г.Вундерлиха была, вероятно, причиной того, что на полученный им результат не обратили должного внимания. В самом деле, если земная кора и основная масса тектоносферы в процессе тектонических деформаций ведут себя как сыпучие

тела, отпадает надобность в сложных конструкциях для объяснения грабено-, или рифтообразования с реально наблюдаемыми особенностями этих структур, и схемы, подобные заложенным в работах [20, 234], приобретают большую универсальность, так как могут работать и при нерельефной "подушке", а следовательно, объяснить и щелевые рифты.

Представление о хрупкости земной коры (а возможно, и более глубоких недр) хорошо согласуется с фактом их сейсмичности, существованием очагов землетрясений в зонах Беньофа вплоть до глубин 700–750 км. Наиболее популярное в настоящее время объяснение происхождения этих зон — субдукция литосферных плит — при критическом его рассмотрении вызывает серьезные возражения [22, с. 50–58]. Нет пока и убедительных экспериментов, в которых была бы показана физическая возможность возникновения и осуществления субдукции¹⁰. Таким образом, проблему происхождения зон Беньофа пока нельзя считать решенной, и если хрупкая модель среды оказывается эффективной при объяснении тектонических границ сравнительно узких зон погружений — грабенов, то можно надеяться на ее эффективность при объяснении границ погружений значительно большего масштаба — океанов.

В настоящей главе приведены результаты экспериментов по изучению разрывов и структур, образующихся вследствие погружения участка хрупкой толщи при разных соотношениях ее мощности и горизонтальных размеров погружения при разной хрупкости материала. (Этой же теме посвящены статьи [46, 60, 61]). Исследованы влияние мягких прослоев на характер деформаций толщи и особенности геометрии зон нарушений при одном и двух глубинных уровнях уменьшения объема, занимаемого материалом толщи ("уровнях проседания"). Применительно к проблеме образования тектонических структур результаты этих экспериментов могут отражать лишь одну из главных компонент процесса, но зато в более или менее чистом виде, не затушеванном предварительными тектоническими процессами, в частности сводообразованием и предварительным или синхронным магматизмом.

СХЕМА МОДЕЛИРОВАНИЯ. УСЛОВИЯ ПОДОБИЯ. МАТЕРИАЛЫ

В соответствии с моделью многофазной мантии первопричиной погружений считалась кристаллизация остаточных мантийных расплавов, которая происходит поочередно или одновременно на двух глубинных уровнях: в кровле

¹⁰ В одной из немногих попыток физического моделирования зоны субдукции с заявкой на соблюдение условий подобия [187] погружение плиты фактически было задано, а не получено в результате эксперимента. Модель плиты из очень мягкого материала приводилась в движение жестким поршнем, давящим на ее тыльный торец, а фронт плиты направлялся под заданным углом вниз жестким упором-отражателем.

и подошве астеносферы (см. гл. 7). Соответствующая толща будет опускаться, причем значительно быстрее, чем при кристаллизации, и в моменты перемещений расплавов по разломам с одного, более глубокого, уровня их залегания на другой. При поступлении расплавов из мантии в верхнюю часть литосферы могут появиться и дополнительные уровни кристаллизации.

Внутренние размеры обойм для модельных толщ в первой группе экспериментов, в которых разрывы наблюдались в вертикальных разрезах, составляли 122x6x53 мм ("узкая" обойма) или 126x19x82 мм ("широкая" обойма) — длина, ширина и высота соответственно. Одна или обе боковые стенки обоймы были прозрачными (из оргстекла), и все стадии деформирования модельной толщи можно было наблюдать и фотографировать через эту стенку (рис. 39).

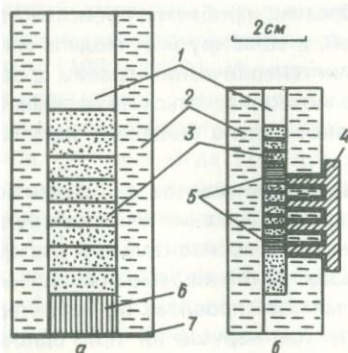


Рис. 39. Конструкции моделей хрупких толщ (поперечные разрезы):

a — с широкой обоймой; *b* — с узкой обоймой; 1 — торцевая стенка обоймы; 2 — боковая стенка; 3 — модельная толща с темными маркирующими прослойками; 4 — четырехгребневая заглушка; 5 — пакеты пластин; 6 — пластилин; 7 — полиэтиленовая пленка

Изменение объема имитировалось либо удалением тонких слоев материала модели на соответствующем уровне по всей ширине обоймы, либо поочередным удалением тонких металлических пластинок из пакетов, вмонтированных в модельную толщу

при подготовке модели. Большинство экспериментов выполнено с использованием узкой обоймы. С помощью широкой обоймы, в которой обе боковые стенки были прозрачными и свободными от вспомогательных элементов, можно получить деформации толщи лишь при одном уровне проседания (внизу), но зато наблюдать их можно одновременно в двух "разрезах". Кроме того, использование широкой обоймы показало, что при определенной минимальной скорости вращения ротора центрифуги обеспечивается такая массовая сила, которая заведомо превышает трение модельной толщи о боковые стенки, и, следовательно, они не влияют сколько-нибудь заметно на результат эксперимента.

В задней боковой стенке узкой обоймы на всю ее длину были выфрезерованы четыре сквозных паза шириной по 3 мм с такой же ширины перемычками между ними. Через эти пазы удалялись пластинки из пакетов, вмонтированных в модельную толщу на разных уровнях, или просто процарапывались полости. Перед установкой модели в центрифугу пазы закрывались четырехгребневой заглушкой.

Для обеспечения подобия моделей реальным толщам пород требовалось, чтобы в модельной толще разрывные нарушения, фиксируемые в основном по резкому смещению маркирующих горизонтов, возникали при тех же де-

формациях, что и в природных объектах. Таким образом, имеется в виду критерий прочности по деформациям. В данном случае он выгодно отличается от критерия прочности по напряжениям тем, что могут быть использованы значения, характеризующие не лабораторные образцы пород (прочность которых заведомо отличается от прочности крупных массивов), а сами природные толщи. Кроме того, о тектонических напряжениях в большинстве случаев можно судить лишь по косвенным данным, а некоторые виды деформаций достаточно надежно фиксируются непосредственно в результате полевых геолого-геофизических исследований.

Очевидно, что при медленном проседании участка толщи грабеноподобная структура на ее поверхности образуется не сразу, а лишь после того, как проседание достигнет некоторой амплитуды a_f . Появлению первых разрывов будет предшествовать образование склонов — участков моноклиального, негоризонтального залегания поверхности. Будем считать критической деформацией грабенообразования, или “прочностью толщи на грабенообразование”, отношение

$$\xi = a_f / l,$$

где l — ширина склона.

Среди реальных структур, конечно, трудно найти такую, которая остановилась бы в своем развитии на стадии образования первых разломов, ограничивающих область погружения. Обычно развитие идет дальше, сопровождается поверхностным и (или) глубинным магматизмом, часто столь интенсивным, что вместо склонов появляются краевые поднятия (“плечи” грабена). Таким образом, точно определить момент появления первых разломов, а следовательно, и прочность “на грабенообразование” реальных толщ, по-видимому, нельзя, но можно попытаться оценить порядок ее величины, основываясь на данных о строении впадин, в которых a_f и l хотя бы приблизительно известны.

Примером такой структуры может служить Днепровско-Донецкая впадина, хорошо изученная с помощью геофизических методов и бурения. Краевые нарушения, ограничивающие грабен, образовались не позднее среднедевонской эпохи [38, с. 63]. Суммарная мощность нижне- и среднедевонских отложений не превышает 1 км [38, с. 58]. Полагая, что впадина развивалась неизменно по одной и той же схеме: непрерывно-прерывистого погружения участка земной коры, считаем, что ширина древних склонов существенно не отличалась от ширины современных, равной 50–100 км¹¹. Отсюда получаем, что в случае Днепровско-Донецкой впадины $\xi = 0,01 - 0,02$.

В качестве второго примера приведем рифт Грегори, воспользовавшись данными из работы [237]. Первые разломы, ограничивающие рифт северо-восточнее оз. Виктория, датируются плиоценом, а в позднем миоцене здесь,

¹¹ Отсутствие ниже- и среднедевонских отложений на склонах объясняется региональным размывом в конце живетского века [38, с. 59].

на Кенийском своде, образовалось обширное поле фонолитов и фонолитовых трахитов. Характер изменения мощности фонолитового щита (максимальная, около 1 км, в осевой зоне и постепенно уменьшающаяся к краям) указывает на то, что магматический материал заполнял формирующуюся впадину. Учитывая, что средняя ширина фонолитового поля составляет примерно 200 км, а ширина наложенного грабена — 60 км, получаем ширину склонов, равную 70 км. Отсюда $\xi = 0,014$.

Дополнительные эксперименты показали, что такой низкой прочностью (точнее, несколько большей, 0,02—0,05) из всех доступных модельных материалов обладают только порошки, сухие или слабо "сцементированные" какой-нибудь жидкостью. Основным модельным материалом в описываемых ниже экспериментах служил крахмал с 5—16 % (по массе) минерального масла. Использовался и сухой крахмал. Чтобы разрывные нарушения четко проявлялись в разрезе, модельная толща изготовлялась с темными маркирующими прослоями, для чего к крахмалу добавлялся порошок графита. Мягкие, нехрупкие прослои, применявшиеся в некоторых моделях, представляли собой смесь технического вазелина с моторным маслом (20 или 40 и 80 или 60 % соответственно).

Выполнены две группы экспериментов. В одной из них изучалась картина разрывных нарушений, как она предстает в вертикальных разрезах, в другой — на поверхности, в плане. Схема экспериментов первой группы дана выше. Конструкции моделей, некоторые особенности экспериментов второй группы, как и их тектонические приложения, будут описаны в соответствующем разделе этой главы. Условия же подобия в обеих группах экспериментов одинаковы.

РАЗРЫВЫ, ОГРАНИЧИВАЮЩИЕ УЧАСТКИ ПОГРУЖЕНИЙ. КАРТИНА В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ

Рассмотрим результаты экспериментов по сериям, в каждой из которых решались свои основные задачи.

Один уровень уменьшения объема, примерно одинаковые свойства толщ, различные размеры участков погружения. Основными задачами этой серии экспериментов были: установление последовательности развития трещин, их геометрии, а также некоторых особенностей структур, образующихся на поверхности, в зависимости от относительной ширины участка проседания:

$$w_r = w/h,$$

где w — абсолютная ширина участка проседания; h — мощность погружающейся толщи, или глубина уровня уменьшения объема.

На рис. 40 показаны заключительные этапы развития трех моделей, в которых представлены пять вариантов w_r (табл. 4). На рис. 41 и 42 две из этих моделей показаны в поэтапном развитии (I — начальное состояние моде-

Т а б л и ц а 4. Основные параметры моделей хрупких толщ с "глубинными" нарушениями, наблюдавшимися в разрезе

Шифр модели	Ширина модельной толщи, мм	Количество участков погружения объема	Количество уровней изменения	Мощность погружающегося участка, мм	w_r , мм	Шаг погружения, мм	Количество минерального масла в крахмале, %	C_g	Вязкость мягких прослоев, Па·с	ξ
КИ-46	6	2	1	24	0,8 и 1,2	0,2	10	600	—	0,05
КМ-47	6	2	1	25	0,5 и 2,0	0,2	10	600	—	0,05
КМ-37	19	1	1	34	3	0,5	5	320	—	0,02
КМ-31	6	1	1	29	3,45	0,5	0	320	—	0,02
КМ-34	6	1	1	32	3,1	0,5	5	320	—	0,05
КМ-33	6	1	1	29	3,45	0,5	5	220	20	> 0,25
КМ-39	19	1	1	44	2,27	0,5	0 (верхняя пачка) 5 (нижняя пачка)	220	75	0,2 > 0,25
КМ-43	6	2	2	13 и 33	6 и 3	0,2	10	600	75	0,03
КМ-44	6	2	2	14 и 34	5,7 и 2,9	0,2	10	600	75	0,03
КМ-45	6	2	2	16 и 30	5,0 и 3,3	0,2	10	600	80	0,06 и 0,14
КМ-57	6	1	1	23	3	0,5—1,0	10	600	—	0,05
КМ-58	6	1	1	14—23	2,5	0,5—1,0	10	600	—	0,05
КМ-59	6	1	1	18—25	2,5	0,5—1,0	10	600	—	0,05
КМ-88	6	2	2	20 и 45	1,25 и 2,2	0,2	10	600	—	0,05

Примечания: 1. В моделях с двумя участками погружения w_r приводится для каждого участка. 2. В модели КМ-33 и в правой части модели КМ-39 "глубинные" трещины поверхности не достигли. 3. В модели КМ-45 ξ приведена для левой и правой частей модельной толщи. 4. В моделях КМ-57, КМ-58, КМ-59 погружениям предшествовали поднятия тех же участков. 5. В моделях КМ-58 и КМ-59 минимальные значения мощности соответствуют центрам погружающихся участков, максимальные — их краям. 6. В моделях КМ-57, КМ-58, КМ-59, КМ-88 ξ оценена косвенно.

ли, II—VIII — последовательные стадии погружения двух участков хрупкой толщи). Общее для данных моделей — это то, что первые разрывы, появляющиеся в толще при проседании ее участка, представляют собой взбросы, зарождающиеся у концов зоны (очага) уменьшения объема. Постепенно, по мере увеличения проседания эти нарушения распространяются вверх по разрезу, причем угол их наклона к горизонту снизу вверх прогрессивно уменьшается. Когда горизонтальные размеры очага меньше мощности проседающей толщи или соизмеримы с ней ($w_r \leq 1$), происходит замыкание этих трещин, в результате чего образуется куполовидный (в сечении) выколотый блок. Почти одновременно с этой системой трещин возникает и вторая, внешняя по отношению к первой и ответвляющаяся от нее несколько выше уровня очага. Вторая система — также взбросы, но их начальные, наиболее глубокие участки круче, чем соответствующие участки первой системы. При $w_r < 1$ нарушения второй системы также замыкаются. В результате дальнейшего погружения образуется третья система трещин, ответвляющихся от нарушений второй системы еще выше над уровнем проседания. Угол между нарушениями третьей системы и горизонтом еще больше или даже меняет знак, т.е. в начальной своей части эти нарушения представляют собой сбросы. Далее вверх они снова переходят в сравнительно пологие взбросы, а при $w_r \leq 1$ могут сомкнуться, как и предшествующие две системы (рис. 42, VI, левый фрагмент).

Следующая, четвертая система нарушений, ответвляющаяся от третьей в еще более высокой точке, представляет собой уже четко выраженные сбросы на всем их протяжении до поверхности, где они, как правило, соединяются с одной из приповерхностных трещин отрыва (см. рис. 41, VIII, левые стороны обоих участков; рис. 42, VI—VIII, правая сторона правого фрагмента).

Нужно сказать, что количество систем нарушений или по крайней мере их выраженность зависит от скорости погружения. В моделях КМ-46 и КМ-47 (см. рис. 40) шаг погружений был равен 0,2 мм (на рис. 41 и 42 приведены не все этапы, с пропусками через 1—2 этапа), а в модели КМ-37 (см. рис. 40) этот шаг равнялся 0,5 мм. Поэтому в модели КМ-37 четко проявились лишь первая система нарушений (взбросы), нижняя часть предпоследней (субвертикальные взбросы) и последняя, представленная уже сбросами. Это связано, очевидно, с особенностью кинематики зон нарушений, при которых в каждый конкретный момент движение происходит в основном по последней, внешней системе "глубинных разломов". На рис. 41 и 42 можно заметить, что с появлением каждой последующей системы нарушений амплитуды смещений по трещинам ранее возникших систем практически перестают возрастать. Другими словами, размеры и форма блока, погружающегося как целое (без больших неупругих деформаций), дискретно изменяются. В конечном итоге этот блок должен иметь ограничения в виде субвертикальных разломов, находящихся один от другого на расстоянии, равном горизонтальным размерам очага уменьшения объема.

Отметим еще одну важную закономерность, проявившуюся в рассмот-

ренных моделях: при $w_r > 1$ и $h = \text{const}$ размеры склонов, образующихся на поверхности грабенов, не зависят от размеров области изменения объема и всегда примерно равны мощности h погружающейся толщи:

$$l \approx h.$$

В случае $w_r \leq 1$ склоны накладываются один на другой, и в центре впадины возникает относительное поднятие, тем большее, чем меньше w_r (см. рис. 40).

Наряду с глубинными разломами типа взбросов и сбросов в рассмотренных моделях образовались и трещины отрыва, раздвиги. В отличие от первых все они — приповерхностные и развиваются сверху вниз. Максимальная видимая глубина таких трещин не превышает $0,3 h$ при погружении дна впадины на $a = 0,12$ (см. рис. 41, VII, VIII). Трещины отрыва приурочены к склонам впадины и относительным сводовым поднятиям между двумя впадинами. Суммарная величина раздвига на поверхности по всем таким трещинам, связанным с одной грабеноподобной впадиной, составляет $0,3-0,5 a$ при $w_r = 1-2$. Две близко расположенные трещины отрыва могут послужить ограничениями небольших грабенов (см. рис. 41, VIII), генетически подобных тем, которые описаны в работах [95, 214].

Модельный материал в виде тонкого порошка, пропитанного небольшим количеством жидкости, дает возможность получить в моделируемых структурах не только картину смещений, но и некоторую качественную характеристику напряженного состояния, а именно поле всестороннего растяжения — сжатия. Плотное утрамбованный при подготовке модели порошок в зонах растяжения несколько разрыхляется. При обычном косфронтальном освещении модельной толщи этого не видно, а при строго боковом, когда узкий световой пучок направлен в верхний торец прозрачной стенки обоймы, зоны разрыхления выглядят относительно темными. Эффект потемнения усиливается, вероятно, тем, что в зонах растяжения повышается концентрация жидкости.

Что касается зон сжатия, то здесь проявляются такие особенности. Первичное сжатие, возникающее на предварительно недеформированном материале, выражено слабо, а вторичное, появляющееся после того, как этот же участок толщи предварительно претерпел растяжение, а следовательно, и потемнение, фиксируется уже довольно хорошо как зона осветления материала.

На рис. 42 приведены одни и те же этапы развития модели КМ-47, сфотографированные при фронтальном и "скользящем" освещении. По фрагментам правой колонки можно проследить эволюцию зон растяжения и сжатия при погружении участков однородной хрупкой толщи. Уже слабое погружение (II) вызывает заметное потемнение в верхнем слое толщи на склонах впадин и на относительном поднятии между ними, причем здесь оно проникает на значительно большую глубину, равную примерно $0,5 h$. Вначале растяжение в поверхностной зоне носит "рассеянный" характер, а затем по мере возрастания погружений и появления

трещин отрыва¹² оно "поджимается" к поверхности и концентрируется преимущественно вблизи раздвигов и на их продолжении вниз.

С началом погружений темнеют и проседающие участки толщи, причем на узком участке погружения потемнение, наибольшее внизу, простирается почти до поверхности, а на широком оно концентрируется только в нижней части толщи, особенно вблизи концов очага уменьшения объема. Клиновидные блоки, образованные последовательными системами трещин грабена, светлеют, если соответствующий участок толщи на предыдущих этапах погружения испытывал потемнение. Особенно интенсивное осветление наблюдается у поверхности в центре впадины над узким очагом, где, как уже отмечалось, происходит перекрытие оснований противоположных склонов с образованием относительного поднятия. Нет сомнений, что в этом месте проявляется довольно сильное сжатие.

На поверхности широкого участка погружения сжатие в основаниях склонов осветлением материала не выражено, но, судя по небольшим симметричным вздутиям на дне впадины, оно здесь также имеет место, но расщеплено, вероятно, по большей площади. За исключением этих локальных участков, вблизи свободной поверхности в зонах погружений постоянно действует либо дополнительное тектоническое растяжение, особенно сильное вблизи вершин склонов, либо очень слабое сжатие (в центре широких грабеноподобных впадин). Если впадина очень широка ($w_r \gg 1$), в центре ее вблизи свободной поверхности будет нормальное напряженное состояние.

В глубинной зоне погружающейся толщи картина напряженного состояния в определенном смысле обратная: во внешней части ограничивающей ее зоны разломов действует дополнительное сжатие, а во внутренней — растяжение, убывающее к центру блока.

Таким образом, в случае больших горизонтальных размеров области равномерного по площади погружения все аномалии напряженного и деформированного состояния концентрируются у боковых ограничений погружающейся толщи. На расстоянии $1-1,5h$ от них внутренняя часть толщи погружается как целое недеформированное тело. Если горизонтальные размеры такой толщи очень велики, наблюдатель может воспринять каждую из ее крайних зон как совершенно независимые явления и будет пытаться соответствующим образом их интерпретировать.

Один уровень уменьшения объема, постоянный размер участка погружения, различные свойства толщ. Основная задача этой серии экспериментов — сравнение особенностей деформаций в толщах с различными свойствами при одних и тех же геометрических характеристиках моделей.

На рис. 43 показаны фрагменты трех моделей, в которых участки толщ опустились примерно на одну и ту же величину. Из сопоставления этих фрагментов можно заключить, что степень и характер нарушенности толщ суще-

¹² При освещении сверху трещины отрыва выглядят светлыми, так как свет падает прямо в раздвиги и отражается от белых стенок разрывов.

ственно различаются. В толще из сухого крахмала (модель КМ-31) при таком погружении наметились все отмеченные выше системы трещин грабена, включая последнюю, сбросовую. В толще из крахмала, увлажненного моторным маслом (модель КМ-34), последняя, сбросовая система нарушений не появилась. Заметим, что толща этой модели содержит слой, пропитанный густой смазкой (серый горизонт ниже третьего сверху маркирующего слоя). Очевидно, что он не оказал заметного влияния на характер деформаций всей толщи. Наличие же в разрезе слоя чистой смазки (мощный темный слой в модели КМ-33) резко изменяет деформационные свойства всей толщи. "Глубинные" нарушения не проникают сквозь него в верхнюю часть разреза, которая оказывается нарушенной лишь неглубоко проникающей сверху трещиной отрыва.

Поэтапное развитие двух из трех моделей, фрагменты которых изображены на рис. 43, представлено на рис. 44 и 45 (I – начальное состояние; II–V – последовательные стадии погружения участка толщи). На заключительных этапах развития модели КМ-31 (рис. 44) формируется хорошо различимая, особенно в левой части, система ступенчатых сбросов, в то время как взбросовые системы, кроме последней, внешней, выражены слабо.

Выше отмечено, что "глубинные" трещины развиваются снизу вверх и в верхней части толщи взаимодействуют с приповерхностными трещинами отрыва, развивающимися сверху вниз. Напряженное состояние верхней части толщи влияет на геометрию и характер смещений растущих снизу вверх трещин и в том случае, когда приповерхностные трещины отрыва явно не выражены. На рис. 43 (модель КМ-34) можно заметить, как сложно изменяется амплитуда смещений в плоскости внешнего сброса: снизу вверх она сначала убывает, а примерно от середины толщи начинает снова возрастать. В верхней части толщи по этому нарушению наблюдается не только взбросовая, но и раздвиговая компонента. Заключительные этапы развития хрупкой толщи, содержащей вязкий слой (рис. 45), четко разделяющий глубинную и поверхностную системы трещин, показывают, что амплитуды смещений маркирующих горизонтов в верхней части толщи убывают сверху вниз, а в нижней – снизу вверх. "Глубинные" разломы, появляющиеся только при весьма значительном проседании толщи, так и не достигают поверхности. Это наблюдается лишь тогда, когда в результате погружения произойдет разрыв мягкого слоя (рис. 46, левая зона трещин). Таким образом, мягкие слои, залегающие в хрупкой толще, служат своеобразным демпфером, препятствующим концентрации напряжений в краевых зонах погружающегося участка.

Два уровня уменьшения объема, постоянные размеры участков погружения, различные свойства толщ и последовательность уменьшения объема на нижнем и верхнем уровнях. В задачу этой серии экспериментов входило изучение особенностей геометрии нарушений при погружении участков толщи вследствие уменьшения объема одновременно или последовательно на двух уровнях. Возможность осуществления такого процесса в природе определяется наличием верхней и нижней границ астеносферы. С этими же границами

связывается и повышенная концентрация мантийных расплавов (см. гл. 7), поэтому в моделях вблизи одного (верхнего) или обоих уровней уменьшения объема размещались мягкие слои.

В модели КМ-43 (рис. 47) мягкий пропласток делит толщу на два слоя с отношением мощностей, примерно равным 1:1,5. В пределах центрального, погружающегося участка толщи этот пропласток расположен несколько выше, чем на краях. Окончания мягких пропластков находятся на одной вертикальной линии, не перекрываются и не образуют заметного горизонтального пробела. Более высокое положение мягкого слоя в пределах погружающегося участка имитирует более мелкое залегание кровли астеносферы, вследствие чего кристаллизация расплавов, сопровождающаяся уменьшением объема, должна идти здесь быстрее. Ширина области изменения объема на нижнем уровне — 100 мм, на верхнем — 80 мм. В рассматриваемой модели уменьшение объема задавалось одновременно на обоих уровнях.

Развитие нарушений, ограничивающих область погружения, как видно на рис. 47, подчиняется тем же закономерностям, что и в случае одного уровня изменения объема. Вначале формируется система относительно пологих взбросов, затем начинается образование второго эшелона таких же нарушений, но несколько более крутых, особенно в нижней их части, и в заключение образуются субвертикальные трещины. Наличие двух независимых уровней уменьшения объема и мягких слоев, разделяющих толщу на две части, обуславливает определенную независимость деформаций в краевых зонах этих областей. В частности, субвертикальные нарушения нижней части толщи экранируются мягким слоем и не проникают в верхнюю часть. В результате в каждой из зон обрамления области погружения получается картина из двух клиньев, расположенных один над другим и несколько смещенных в плане.

Модель КМ-44 (рис. 48) в общем аналогична модели КМ-43, но имеет некоторые отличия. Между концами участков мягких пропластков есть небольшие интервалы. Введен дополнительный маркирующий слой, проходящий между мягкими пропластками центральной и краевых частей модельной толщи. Главное отличие — в последовательности погружений. В этой модели вначале имитируется уменьшение объема на нижнем уровне, и только после образования полного набора нарушений в краевых зонах нижней части толщи (рис. 48, V) начинается погружение ее верхней части. Окончательные картины деформаций в этих последних двух моделях вполне идентичны. Очевидно, что если бы последовательность изменений объема была обратной (вначале на верхнем уровне), то нижняя часть толщи не деформировалась бы до тех пор, пока не началось бы уменьшение объема в ее подошве.

Все описанные выше модели строились так, чтобы зоны обрамления погружающихся участков толщ получались симметричными. Наблюдавшиеся отклонения от зеркальной симметрии определялись незапланированными незначительными различиями либо в свойствах модельных толщ, либо в скорости погружения отдельных их точек. В природных объектах большая или

меньшая асимметрия грабеноподобных структур — скорее правило, чем исключение [103]. Особенно вероятна неидентичность свойств толщ и условий опусканий, если погружаются обширные области. Как показали проведенные эксперименты, наиболее сильно на характер деформаций хрупких толщ влияет включение в них вязких прослоев. Наличие в разрезе даже единичных таких слоев небольшой относительной мощности делает всю толщу эффективно нехрупкой: нужны значительные амплитуды погружений, чтобы в ней развились разрывные нарушения.

Модель КМ-45 (рис. 49) похожа на две предыдущие, но над каждым из двух уровней уменьшения объема залегают мягкие слои, причем в левой части модели между центральным и боковым участками этих слоев есть разрыв, а в правой они перекрываются. Вначале последовательно удалялись пластинки из нижнего пакета (рис. 49, II—IV), а затем из верхнего (V и VI). На заключительном этапе пластинки были удалены из обоих пакетов одновременно.

Хорошо видны отличия левой и правой зон обрамления области погружений. В левой зоне уже на ранних этапах погружений возникли разрывы, пересекающие всю толщу. На заключительных этапах в верхней части толщи наметились и субвертикальные трещины. В нижней части вертикальные нарушения не появились вследствие экранирующего влияния нижнего мягкого слоя, однако под ним такая трещина, хотя и очень короткая, все же есть. Она обнаруживается по осветлению материала и по смещению самого нижнего маркирующего горизонта.

Совершенно иная картина деформаций справа. В нижней части толщи разрывные нарушения так и не образовались, за исключением коротких трещин под нижним мягким слоем. В верхней части лишь на заключительных этапах, когда погружение достигло примерно 0,1 мощности всей опускающейся толщи, наметился криволинейный взброс. На развитие этого нарушения сильно влияет приповерхностная зона аномального напряженного состояния: амплитуды смещений сверху вниз быстро убывают.

Следует отметить, что центральные участки мягких слоев фактически не сказываются на характере деформаций толщи. Важно отличие или отсутствие такого слоя в краевых зонах погружений, “на пути” развивающихся трещин. Заметим также, что, несмотря на существенные различия в строении краевых зон в этой последней модели, впадина на поверхности представляет собой вполне симметричную структуру.

Один уровень изменения объема, постоянные свойства толщ и размеры участков, перемещающихся по вертикали. Погружению участка предшествует его поднятие. В этой серии экспериментов, представленной здесь тремя моделями: КМ-57, КМ-58 и КМ-59 (см. табл. 4), ставилась задача выяснить степень влияния трещин, образующихся при восходящих перемещениях толщи, на окончательную картину разрывных нарушений после инверсии движения. Природным аналогом такой ситуации могут служить грабены, образованию которых предшествовали так называемые сводовые поднятия [103].

В модели КМ-57 (рис. 50) мощность толщ постоянна по всей ее длине.

В результате подъема центрального участка формируется сравнительно простая система нарушений (рис. 50, II): в краевых частях свода — одиночные криволинейные “глубинные” разрывы, имеющие почти на всем своем протяжении падение к центру поднятия, а в приповерхностной части свода — несколько трещин растяжения. В самой нижней своей части “глубинные” нарушения имеют обратное падение, т.е. здесь они являются сбросами, но на очень коротком интервале переходят во взбросы. При максимальном поднятии (фрагмент III) в правой краевой зоне внизу можно заметить еще одно “глубинное” нарушение типа сброса, обязанное своим происхождением “повисанию” краевого клина вследствие более высокой скорости поднятия в центре.

После погружения участка до его первоначального положения (фрагмент IV) картина нарушений становится заметно сложнее. Амплитуды смещений маркирующих горизонтов в зоне левого первичного взброса резко уменьшились, а в зоне правого разлома почти полностью исчезли. Закрылись и все раздвиги в приповерхностной части толщи. Образовались новые нарушения, из которых наиболее четко проявился глубинный крутой взброс слева с характерным уменьшением угла наклона снизу вверх. При дальнейшем погружении участка система “взбросов погружения” продолжает развиваться, а “взбросы воздымания” вначале практически полностью исчезают (правый — на фрагменте V, левый — на фрагментах VI и VII), а затем снова возобножаются, но уже как сбросы (фрагмент VIII).

В результате суммарного движения вверх — вниз на поверхности модельной толщи образовалась характерная грабеноподобная структура со ступенчатым погружением “фундамента”, четкими краевыми разломами, причем внешние нарушения — ярко выраженные сбросы. Можно отметить одну деталь, не встречающуюся в моделях с простым погружением: в левой части впадины самый внутренний взброс образовался позже, чем соседний с ним более внешний. Это, надо полагать, одно из проявлений влияния предварительной нарушенности среды. На промежуточных стадиях погружения (фрагменты VI и V) можно заметить и слабо выраженные “плечи” грабена.

Таким образом, предварительный подъем участка хрупкой толщи перед последующим его погружением усиливает “рифтоподобие” отрицательной структуры благодаря лучшей (по сравнению со случаем простого погружения) выраженности системы краевых сбросов.

Модели КМ-58 и КМ-59 (рис. 51) отличаются от только что описанной главным образом тем, что мощность толщи в них была переменной по длине обоймы: минимальная в центре и постепенно увеличивающаяся к торцам (в модели КМ-58) или к краям участка, испытывавшего вертикальные движения (в модели КМ-59). В начальном состоянии в обеих моделях поверхность толщи была горизонтальной, а подошва представляла собой выпуклую вверх кривую поверхность. Последовательность развития нарушений в каждом из этих экспериментов была в общем такой же, как в модели КМ-57. Принципиально не отличаются и образовавшиеся грабеноподобные структуры. Относительно малая мощность толщи в пределах впадины иллюстрирует

возможность того, что наблюдающаяся уменьшенная мощность коры под грабеноподобными структурами и отсутствие под ними "корня" связаны не с утонением ее в процессе образования структуры, а с изначальной небольшой толщиной.

Сопоставимые особенности рассмотренных моделей и тектонических объектов. Грабены (рифты). Применительно к проблеме грабено- или рифтообразования результаты выполненных экспериментов можно рассматривать как подтверждение сделанного ранее Г.Г.Вундерлихом [267] вывода о том, что наблюдаемые в природе структуры этого типа с характерным для них сбросово-разрывным обрамлением могут образовываться вследствие простого погружения участка хрупкой толщи. Правда, перед появлением сбросов развиваются нарушения типа глубинных взбросов, однако обнаружить их в реальных структурах довольно трудно. Даже в моделях они не всегда хорошо различимы ([267, рис. 3]; рис. 44, первые взбросы), в природных же объектах это сделать еще труднее. Взбросы выходят на поверхность фундамента значительно ближе к центру впадины, чем сбросы. Следовательно, их выходы перекрыты мощной осадочной толщей. В последней они проявляются слабо, так как после образования сбросовой (внешней) системы нарушений грабена дальнейшее погружение блока земной коры происходит именно по этим разломам. Разломно-магматические процессы (в рассмотренных моделях не воспроизводились), развивающиеся после "вскрытия" глубинными нарушениями мантийных магматических камер, создают в конце концов мелкую блокировку кристаллического дна впадины, на фоне которой обычными геологическими или среднечастотными сейсмическими методами надежно выделить первичные глубинные взбросы практически невозможно. Трассирование глубинных разломов по данным низкочастотной сейсмометрии, в частности глубинных сейсмических зондирований, представляет собой самостоятельную проблему. Маркирующих сейсмических горизонтов в коре не так много, а выдержанные по большой площади вообще чрезвычайно редки. Однако в некоторых случаях сами плоскости, точнее зоны нарушений, являются сейсмическими горизонтами. При достаточно детальной сети наблюдений с определенной степенью уверенности удается проследить фрагменты наклонных глубинных нарушений, падающих под обрамление впадины [29].

Напряженное состояние толщ в областях формирующихся грабеноподобных впадин — довольно сложное. В верхних частях краевых зон моделей грабена и на склонах впадины действует растяжение. Когда развивающиеся снизу вверх "глубинные" нарушения подходят к поверхности, эта обстановка растяжения заметно влияет на геометрию их верхних окончаний. Особенно сильно на общую морфологию нарушений краевых зон грабенов влияет система нарушений стадии сводообразования, если толща проходила эту стадию в своей эволюции. При этом наблюдается своеобразная инверсия нарушений: плоскости образующихся при поднятиях взбросов при последующем погружении становятся плоскостями сбросов. Эти явления находятся в хорошем согласии с фактом наследования планового рисунка трещин, воз-

никающего при сводообразовании, с глубинными нарушениями, образующимися в результате кристаллизации подкорковых расплавов или разгрузки "магматической подушки".

На основании изученных моделей нельзя, конечно, указать точные направления осей главных напряжений, но, судя по характеру трещин, ось максимального растяжения субгоризонтальна и перпендикулярна к простиранию структуры. Такой же характер напряженного состояния краевых частей реальных грабеноподобных структур устанавливается по данным наблюдений волн землетрясений [11, 106]. В моделях для краевых зон погружений характерны не только участки растяжения, но и уходящие в глубину узкие полосы сжатия. В реальных грабеноподобных структурах они обычно не проявляются или проявляются слабо. Гипоцентры землетрясений здесь мелкие, преимущественно внутрикоровые. Это связано, вероятно, с тем, что современные сейсмически активные грабены (рифты) — области, находящиеся на той стадии развития, когда глубинный уровень изменения объема ликвидировался вследствие поступления расплавов вверх, непосредственно в подкорковую область, в результате чего сформировалась та "подушка", которая определяет высокие тепловые потоки, тектоно-магматическую активность и другие известные особенности этих структур. О том, что глубинный уровень уменьшения объема должен был существовать на начальных стадиях развития грабеноподобных структур, говорит наличие у некоторых из них довольно широких склонов.

Таким образом, результаты описанных экспериментов, как можно надеяться, снимают основные возражения к способу образования грабено- или рифтоподобных структур вертикальным погружением участка, блока коры или литосферы: сбросы в системе краевых разломов образующихся таким способом впадин — вполне закономерное явление, если правильно подобраны деформационные свойства модельных толщ и режимы движений. В обширной литературе, посвященной грабенам (рифтам), рассматриваемый механизм их образования (с соотношением его с конкретными структурами) обсуждался неоднократно. Это делает, вероятно, излишним более подробное его изложение в настоящей работе.

З о н ы Б е н ь о ф а. О зонах Беньофа как о зонах субдукции написано очень много. С этой точки зрения рассматривались и конкретные сейсмофокальные зоны, в том числе и те, которые приводятся в качестве примеров ниже. Упоминание, а тем более обсуждение альтернативных механизмов образования зон Беньофа в современной литературе встречается сравнительно редко [10, 22, 180]. Поэтому попытаемся хотя бы кратко привести (с целью последующего сопоставления с результатами моделирования) основные особенности сейсмофокальных зон так, как они предстают в свете имеющихся фактических данных, не преломляя их вначале через какую-либо "геотектоническую призму".

Особенности геометрии таковы. В вертикальных сечениях вкрест простирания сейсмических поясов гипоцентры землетрясений группируются обычно

в наклонные зоны шириной в десятки километров. Углы наклона от 30–40° (иногда и меньше) до 60–70°. Наблюдаются и субвертикальные зоны (Карпаты, Гиндукуш [193, 244]). В направлении падения сейсмофокальные зоны часто не прямолинейны: либо более или менее плавно искривлены, либо имеют излом на глубинах 150–200 км, причем в обоих случаях в глубокой своей части они круче, чем в мелкой. Встречаются также такие особенности распределения гипоцентров по глубине, как сочетание двух наклоненных в противоположные стороны относительно длинной (падающей под островную дугу) и короткой (падающей под глубоководный желоб) ветвей сейсмофокальной зоны [156] и зоны с большими или меньшими промежутками “сейсмического молчания” [155, 226].

В последние годы в результате детальных сейсмологических наблюдений, позволивших повысить точность определения координат гипоцентров до первых километров, обнаружены двойные сейсмофокальные зоны, образованные четко разделенными субпараллельными ветвями [219, 227, 254, 255, 257].

По простиранию глубина сейсмофокальных зон может варьировать в широких пределах [156, 226], а в плане большинство их дугообразно искривлено. Однако можно указать как практически прямолинейную зону — Тогна — Кермадек, так и зону весьма сложной конфигурации — Новогвинейско-Новобританско-Соломонову [249] (рис. 52, 53).

О напряженном состоянии среды в сейсмофокальных зонах судят по механизмам очагов землетрясений, которые, в свою очередь, определяют в результате анализа направлений смещений частиц в различных точках более или менее обширной территории, включающей эпицентр исследуемого очага [33, 142]. По этим фактическим данным можно определить характер смещений в очаге (расширение, сжатие, сдвигание) каждого отдельного землетрясения, т.е. в конкретном, сравнительно небольшом объеме и в конкретный момент. Характеристики напряженного состояния среды (в том же объеме и в тот же момент) получают в результате решения довольно сложной задачи, задаваясь некоторыми предположениями о свойствах среды и физической (механической) модели очага [33–35, 107, 125]. Таким образом, для того чтобы судить о поле напряжений в пределах всей сейсмофокальной зоны, необходимо иметь достаточно много определений механизмов очагов, а для вывода о наличии регулярного, закономерного поля нужно, чтобы все эти механизмы были подобными. По разным причинам (недостаточно густая сеть станций наблюдения, несовершенство регистрирующей аппаратуры, наличие помех, применение различных подходов при обработке данных и т.д.) далеко не для всех сейсмических событий определяется механизм очага, а определения разных авторов не всегда совпадают [1, 10, 11].

Преимущественная ориентация тех или иных осей напряжений в глубоких частях сейсмофокальной зоны часто отличается от ориентации этих же осей в верхах литосферы; для одних и тех же глубин наблюдаются различные направления однотипных осей при перемещении по простиранию зоны, и да-

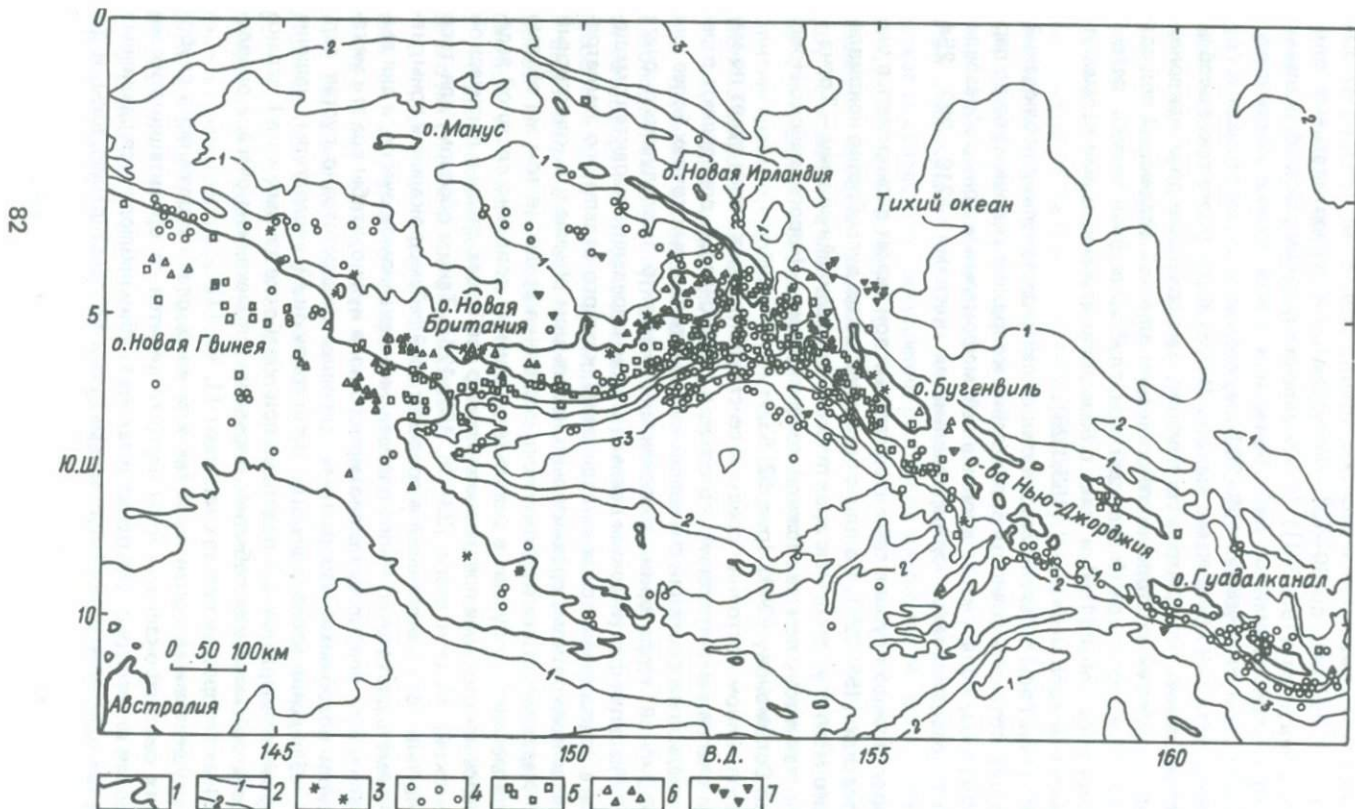


Рис. 52. Распределение гипоцентров землетрясений в районе Новой Гвинеи — Новой Британии — Соломоновых о-вов, по Ж.Паскалю [249]:

1 — контуры суши; 2 — изобаты, в км; 3 — современные вулканы. Эпицентры землетрясений с глубиной очага, в км: 4 — 0–49; 5 — 50–99; 6 — 100–350; 7 — 350–600

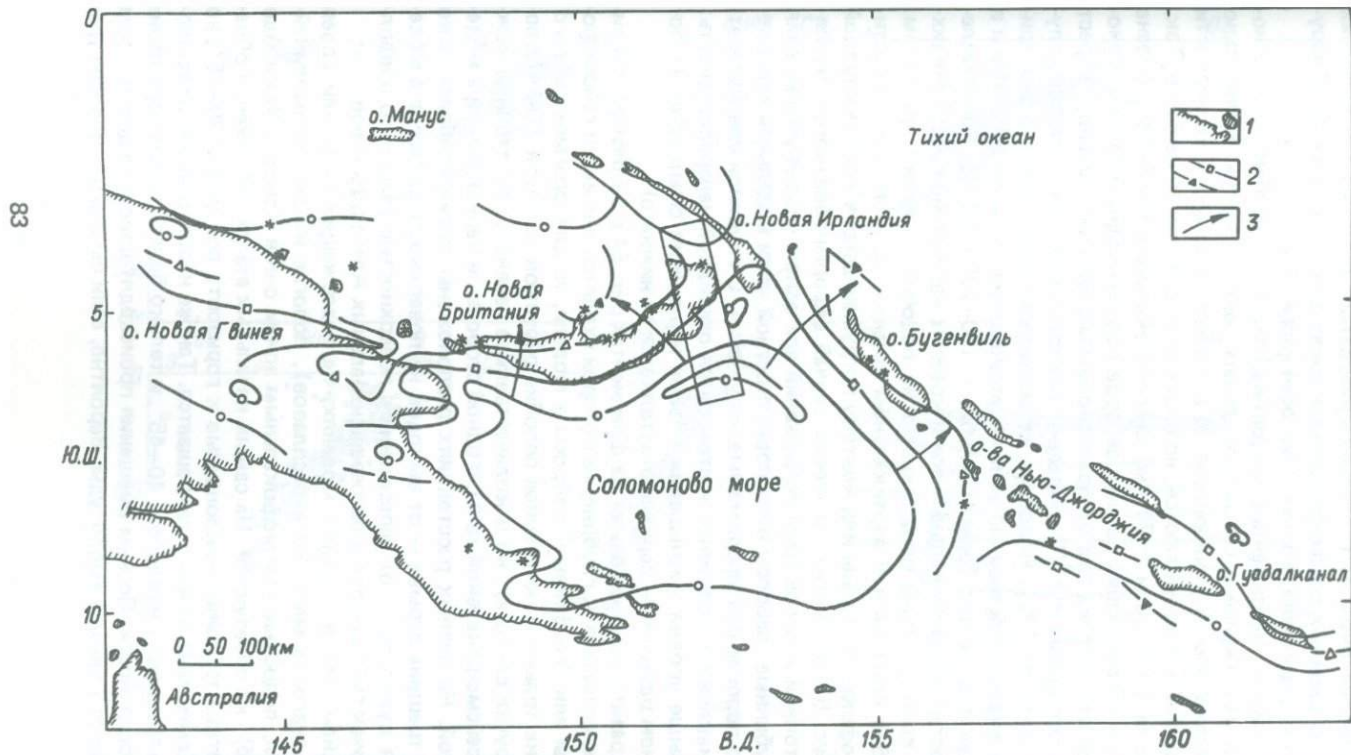


Рис. 53. Схема сейсмофокальных поверхностей района Новой Гвинеи — Новой Британии — Соломоновых о-вов, по данным Ж.Паскаля [249]:

1 — контуры суши; 2 — линии, соединяющие эпицентры землетрясений с равными диапозонами глубин событий; 3 — направление падения сейсмофокальной поверхности. Вытянутым прямоугольником примерно отмечена область, гипоцентры которой показаны на разрезе (рис. 55, а). Условные значки на схеме соответствуют рис. 52.

же весьма близкие очаги могут характеризоваться разными механизмами [9–11, 249]. В двойных сейсмофокальных зонах для каждой ветви обнаружена своя преимущественная ориентация осей напряжений.

Таким образом, напряженное состояние среды и в особенности региональные поля напряжений в сейсмофокальных зонах известны значительно менее достоверно, чем их морфология. И все же некоторые закономерности полей напряжений устанавливаются, по-видимому, достаточно надежно. Так, в верхней части (до глубин ~ 70 км) сейсмофокальных зон Тихого океана по результатам исследований разных авторов получена одна и та же закономерность: оси напряжений сжатия ориентированы субгоризонтально и вкрест простирания островных дуг. Преобладают наклоны этих осей в сторону глубоководных желобов [10]. Подобная же ориентация осей сжатия — субгоризонтальная и вкрест простирания зоны — установлена разными авторами и в районе Гиндукуша, но для больших глубин — 150–200 км [11]. Сопоставление особенностей сейсмофокальных зон и краевых нарушений погружающихся участков хрупких толщ обнаруживает их подобие по таким признакам.

1. Подобие геометрии в вертикальном сечении, нормальном к простиранию сейсмофокальной зоны или контуру погружающегося участка хрупкой толщи. На рис. 54, *д* показан типичный случай деформированного и напряженного состояния краевой зоны погружений при одном уровне уменьшения объема. "Глубинные" взбросы в приповерхностной части модельной толщи — относительно пологие субпараллельные нарушения. С глубиной увеличивается угол их наклона к горизонту и становится очевидной непараллельность: несколько выше уровня уменьшения объема нарушения смыкаются (в последовательном развитии — верхнее ответвляется от нижнего).

Если выразить все расстояния на фрагментах рис. 54 в безразмерном виде, отнеся их, например, к глубине, на которой сходятся две ветви сейсмофокальной зоны или "глубинные" взбросы в модели, то для фрагментов *г* и *д* обнаружим не только качественное подобие рисунков разрезов (наблюдающееся и в других случаях), но и количественное равенство расстояний между ветвями сейсмофокальной зоны, с одной стороны, и нарушениями в модели — с другой. На равных расстояниях расположены также наиболее ярко выраженная трещина отрыва — от выходов на поверхность взбросов в модели и линия вулканов — от пересечения с поверхностью мысленно продолженных цепочек гипоцентров в разрезе центральных Алеутских о-вов.

Подчеркнем, что в "сухих" моделях, не содержащих линз или слоев жидкости (аналогов мантийных расплавов), пологие и почти прямолинейные трещины, подобные сейсмофокальным зонам о-вов Хонсю и Хоккайдо (рис. 54, *а*, *б*), не образуются. На самых начальных этапах погружения образуются короткие трещины, наклоненные к горизонту под углом $30\text{--}35^\circ$, но очень скоро смещение по ним прекращается. Так же недолго живут появляющиеся затем трещины с наклоном $40\text{--}45^\circ$, и только более крутые нарушения достигают поверхности. По ним смещения происходят довольно долго, о чем свидетельствуют большие амплитуды. Вероятно, если бы первые пологие тре-

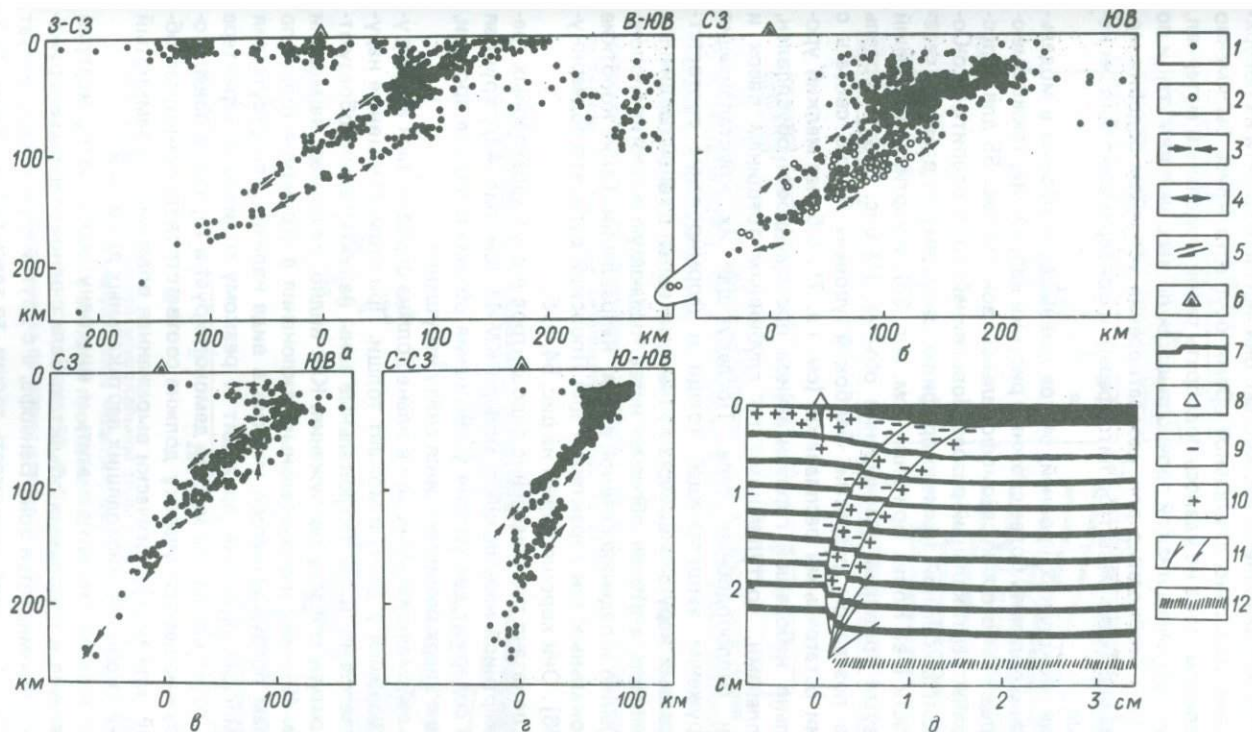


Рис. 54. Двойные сейсмофокальные зоны и разрывные нарушения на границе погружающегося участка хрупкой толщи. Проекция на вертикальную плоскость гипоцентров землетрясений: а — 1976—1977 гг., северо-восточная часть о-ва Хоккайдо [227]; б — 1976—1980 и 1964—1978 гг., центральная часть о-ва Хоккайдо [257]; в — 1978—1979 гг., район о-вов Шумагина [254]; г — 1974—1977 гг. (магнитуда не менее 3), район центральных Алеутских о-вов [219]; д — модель краевой зоны погружающейся хрупкой толщи; 1 — микроземлетрясения; 2 — сильные землетрясения; 3 — сжатие; 4 — растяжение; 5 — сдвигание; 6 — положения линий вулканов; 7 — маркирующие прослои; 8 — наиболее интенсивная трещина отрыва; 9 — условия всестороннего сжатия; 10 — то же, растяжения; 11 — "глубинные" разрывные нарушения; 12 — уровень, протяженный очаг уменьшения объема, занимаемого материалом модели

щины были постоянно заполнены жидкостью, они могли бы выйти на поверхность, и смещения довольно длительное время осуществлялись бы именно по ним. К сожалению, пока не удалось подобрать такой модельный материал, который обладал бы очень низкой прочностью как по напряжениям, так и по деформациям (что необходимо для удовлетворения условиям подобия моделей реальным массивам масштаба литосферы) и одновременно был бы негигроскопичным.

При наличии нескольких уровней, очагов уменьшения объема в модельной толще, можно получить более сложные рисунки нарушений, также имеющие аналоги среди некоторых сейсмофокальных зон. На рис. 55 для сопоставления показаны вертикальный разрез Новогвинейско-Новобританско-Соломоновой сейсмофокальной зоны по профилю, секущему ее в районе северо-восточной части о-ва Новая Британия (см. рис. 53), и картина нарушений в модели с двумя уровнями уменьшения объема. На рис. 56 эта модель представлена в поэтапном развитии. Глубокий уровень можно связать с астеносферными остаточными расплавами (см. гл. 7), а более мелкий уровень сравнительно небольшой горизонтальной протяженности обусловлен, вероятно, расплавами, поступившими по глубинным трещинам вверх и образовавшими силлоподобные тела. Последующая их кристаллизация вызывает погружение вышележащей толщи и формирование соответствующих зон краевых нарушений. Одна из них смыкается с зоной первичных глубинных разломов, а вторая образует ветвь, падающую в противоположном (по отношению к падению главной ветви) направлении. Такие короткие ветви сейсмофокальных зон характерны для Японской дуги, что подчеркнуто в работе [156]. Они хорошо видны на рис. 54, а, б.

На рис. 57 показано распределение гипоцентров в виде характерных треугольников с картиной нарушений в модели КМ-44 (см. рис. 48), хрупкая толща которой содержит два уровня уменьшения объема и вязкие прослои, не пропускающие вверх развивающиеся снизу нарушения.

Геометрия сейсмофокальных зон в плане должна определяться конфигурацией погружающейся в данный момент толщи. При этом разрывные нарушения, а следовательно, и сейсмофокальные зоны не обязательно образуются по всему контуру области погружения. Как видно, например, на модели КМ-45 (см. рис. 49), уже незначительные отклонения в структуре толщи по разным сторонам погружающегося участка в виде наличия или отсутствия маломощных мягких прослоев приводят к резкому отличию в характере деформаций. В то же время эта модель демонстрирует и то, что на поверхности всему погружающемуся участку должна соответствовать замкнутая область опусканий: или морфологически выраженная впадина, или замкнутый контур изолиний скоростей нисходящих вертикальных движений.

На этой же модели можно заметить и еще одну особенность, которая может реализоваться в природных объектах. Если с одной стороны погружающегося участка формируется зона Беньюфа, а с другой этому препятствует недостаточная "интегральная" хрупкость толщи, то здесь все же могут образоваться неглубоко проникающие трещины отрыва (растяжения). Вероятно,

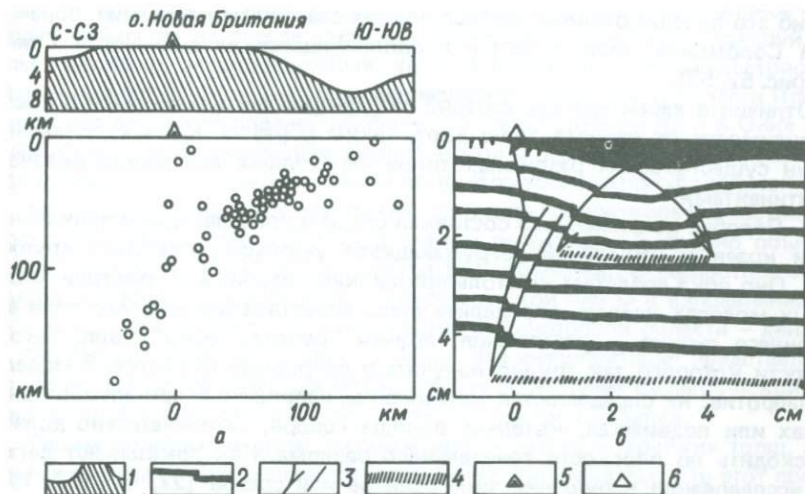


Рис. 55. Морфология сейсмофокальной зоны в районе о-ва Новая Британия, по Ж.Паскалю [249], (а) и нарушения в модели с двумя разноглубинными очагами уменьшения объема (б) :

1 — рельеф дна по соответствующему профилю; 2 — маркирующие прослои; 3 — “глубинные” разрывные нарушения; 4 — уровень, протяженный очаг уменьшения объема, занимаемого материалом модели; 5 — положения линии вулканов; 6 — наиболее интенсивная трещина отрыва

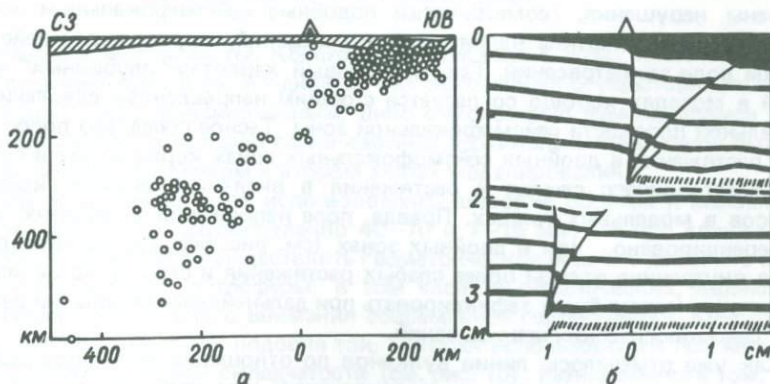


Рис. 57. Морфология сейсмофокальной зоны в районе Южных Курильских о-вов [155] (а) и нарушения в модели с двумя разноглубинными очагами уменьшения объема и вязкими прослоями (б)

Условные обозначения см. на рис. 55, б. Заштрихована область земной коры; штриховыми линиями показаны вязкие прослои

именно это явление отражает полоса мелких очагов землетрясений, обрамляющая Соломоново море с юга и продолжающаяся на о-ве Новая Гвинея (см. рис. 52, 53).

Отличия в характере деформаций на границах погружающихся областей в зависимости от свойств толщ дают, таким образом, ключ к пониманию причин существования различных типов переходных зон между океанами и континентами.

2. Подобие напряженного состояния среды в пределах сейсмофокальных зон и краевых нарушений погружающихся участков модельных хрупких толщ. Оно пока предстает не столь ярким, как подобие их геометрии. В описанных моделях удалось определить лишь качественную картину поля всестороннего сжатия — растяжения, причем "регионального" поля, закономерности которого так трудно получить в природных объектах. В моделях же, напротив, не определяются компоненты напряжений при элементарных срывах или подвижках, которые, вообще говоря, не обязательно должны происходить по плоскости генерального разлома. Как показывают детальные исследования нарушений типа сдвигов или срезов [27, 44, 153, 190], образованию генерального, или магистрального, разлома предшествует появление сложной системы закономерно ориентированных сколов и трещин отрыва. В мелкомасштабных моделях эти детали зоны разлома практически не различимы. Все это затрудняет сопоставление напряженного состояния реальных сейсмофокальных зон и модельных толщ.

Тем не менее можно утверждать, что напряженное и деформированное состояние моделей с погружающимися участками хрупких толщ, в которых получены нарушения, геометрически подобные сейсмофокальным зонам, не противоречит картине напряжений и смещений, вырисовывающейся по данным волн землетрясений. Так, взбросовый характер "глубинных" нарушений в моделях хорошо согласуется с общим направлением сдвигания по генеральной плоскости сейсмофокальной зоны. Тесное соседство полос сжатия и растяжения в двойных сейсмофокальных зонах коррелируется с полосами всестороннего сжатия и растяжения в висячих и лежащих крыльях взбросов в модельных толщах. Правда, поле напряжений в моделях более дифференцировано, чем в двойных зонах (см. рис. 54), где не проявляются две внутренние полосы более слабых растяжения и сжатия, но не исключено, что их можно будет зафиксировать при дальнейшем повышении детальности сейсмологических исследований.

Как уже отмечалось, линии вулканов по отношению к выходу сейсмофокальной зоны на поверхность расположены, как правило, так же, как в моделях приповерхностная зона максимального растяжения по отношению к выходу на поверхность "глубинных" взбросов. Если учесть, что на трещины отрыва этой зоны растяжения обычно замыкаются поздние субвертикальные нарушения краевых зон погружений, место выхода глубинных расправ на поверхность находит естественное объяснение.

Примечательны мелкофокусные землетрясения, протягивающиеся обыч-

но от глубоководного желоба на островную дугу и далее в окраинное море. К сожалению, им не всегда уделяется достаточное внимание. Пожалуй, наиболее детально мелкофокусные землетрясения и микроземлетрясения, "перекрывающие" зону Беньофа, исследованы в юго-западной части Японии. Результаты этих исследований обобщены в статье Е.Кисимото и К.Оике [82]. Преобладающим направлением сжатия в этой области является направление, совпадающее с простиранием южной ветви Японской сейсмофокальной зоны, т.е. перпендикулярно к ней в верхней части коры ориентировано растяжение. Этот факт хорошо согласуется со схемой погружения и трудно объясним схемой субдукции. Так, авторы работы [82] объясняют субширотное сжатие в верхней части коры движением Тихоокеанской плиты в направлении восток — запад, а субмеридиональное сжатие в подкоревой области — движением Филиппинской плиты с юга на север. Эта интерпретация представляется несколько искусственной, тем более что для объяснения филиппинской зоны Беньофа требуется движение той же плиты с востока на запад.

Таким образом, модели погружающихся участков хрупких толщ, однородных и содержащих маломощные вязкие слои, показали, что этот простой механизм приводит к образованию разломов и структур, имеющих хорошо известные аналоги в природе, причем в моделях находят отражение такие детали строения, которые получить каким-нибудь другим способом весьма затруднительно.

РАЗРЫВЫ И СТРУКТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ХРУПКОЙ ТОЛЩИ

Постановка эксперимента. Конструкция моделей. В этой группе экспериментов выделим две серии: в одной из них погружение осуществлялось в соответствии либо с фиксированным, либо с монотонно изменяющимся плановым рисунком; во второй серии картины вертикальных движений были резко различными на первом и втором этапах моделирования.

Во всех этих случаях использовались широкие обоймы и маломощные модельные толщи соответственно 40–70 и 7–15 мм, что при длине модели ~ 120 мм позволяло осуществлять геометрическое подобие довольно обширных в плане толщ литосферы, в том числе и океанических, являющихся объектами пристального внимания современной геотектоники. Конструкция моделей в общем была подобна той, которая использовалась при моделировании гравитационной складчатости (см. рис. 10). Разница была в том, что на пластилиновый фундамент укладывалась хрупкая толща (крахмал, сухой или с небольшим количеством минерального масла).

Модели морфологических структур океанического дна. Независимо от того, какую принять гипотезу о происхождении океанов и тектонических структур его дна: связанную или не связанную с горизонтальными перемещениями литосферных плит, необходимо учитывать факт погружений, хотя и обширных, но все же ограниченных участков океанического ложа. Поэтому

моделирование планового рисунка краевых зон погружений с целью выяснения эффективности данного механизма в создании прежде всего таких "ключевых" геотектонических структур, как океанические хребты, представляет несомненный интерес.

Океаническим хребтам свойственны большая протяженность, осевая квазисимметрия (форм рельефа, структуры магнитных, гравитационных и тепловых полей, возрастного распределения пород), наличие так называемых трансформных разломов, пересекающих оси хребтов под близкими к прямым углами 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. Почти все землетрясения приурочены к осевым зонам и являются поверхностными. Механизмы очагов указывают на наличие здесь условий растяжения [11]. Сильно локализованы и аномалии теплового поля. В одних случаях, например в Атлантическом океане, их максимум приурочен к осевой части хребта, в других (Восточно-Тихоокеанский хребет) — наблюдаются два максимума, расположенные по обе стороны от оси поднятия [258]. 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 [258]. Магнитное поле океанических хребтов представляет собой линейные знакопеременные аномалии, вытянутые параллельно оси поднятия. Поле, полученное по результатам магнитных съемок с поверхности океана и построенное в мелком масштабе, выглядит симметричным относительно оси структуры; коррелируются магнитные аномалии не только отдельных участков одного хребта, но и хребтов различных океанов, особенно в том случае, если при построениях произвольно изменяется горизонтальный масштаб [171]. 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 [240, 241]. 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 слоев, причем так, что более древние породы выклиниваются ниже по склону, а более молодые — выше. Наиболее древние осадочные породы, обнаруженные в пределах океанов, относятся к мезозою. Таким образом, установлен именно этот верхний предел возраста океанических бассейнов. Не исключено, что они значительно древнее, но геологические свидетельства тому либо лежат глубже доступных бурению горизонтов, либо затушеваны более молодой вулканической деятельностью.

Некоторые океанические хребты расположены примерно посередине океана, другие занимают менее симметричную позицию. Геоморфологически они представляют собой весьма пологие в региональном смысле поднятия. Превышение средних высот оси хребтов над глубоководными котловинами составляет около 3000 м при ширине хребтов от нескольких сот 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-в Исландию. На хребтах, как в осевой их части, так и на склонах, известны многочисленные вулканические горы. Одни из них образуют довольно высоко поднятые над водой острова, другие в настоящее время превратились в атоллы и гайоты.

По данным глубинного сейсмического зондирования, в осевой зоне 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 [258].

Для объяснения образования океанических хребтов предлагались различные схемы и механизмы. Наиболее популярна в настоящее время схема раздвижения океанического дна (тектоники плит) [172 и др.]. Тем не менее эта концепция не свободна от недостатков и противоречий, неоднократно отмечавшихся многими авторами [18, 19, 37, 99, 100, 102, 144, 162, 165, 184, 185]; причем большинство их до сих пор не только не разрешены, но в свете новых фактов стали еще рельефнее. Так, все более очевидной становится асимметрия хребтов, в океанических осадочных слоях обнаружены многочисленные перерывы в осадконакоплении, ярче проступили различия в строении зон Беньофа, и их сложнее объяснять субдукцией (без которой нельзя предполагать и аккрецию) и т.д. Усилились разногласия в интерпретации тектонических явлений среди самих сторонников плитовой тектоники.

К схемам образования океанических хребтов, предусматривающих большие горизонтальные перемещения литосферных плит, относятся и следствия гипотезы расширяющейся Земли. Однако эта гипотеза не имеет под собой сколько-нибудь аргументированную физическую основу. Кроме того, с идеей глобального расширения вступают в противоречие многие факты, в частности наличие многочисленных зон сжатия.

Из схем, не связывающих образование океанических хребтов со значительным перемещением литосферных плит, отметим гипотезы елочного строения океанических хребтов [18, 259], телескопического грабенообразования [144], разломно-контракционную [242] и образования океанических хребтов в результате увеличения мощности мантийного слоя, содержащего высокотемпературную фазу [63]. Все эти гипотезы удовлетворительно объясняют некоторые или даже многие особенности строения океанических хребтов, но уязвимы либо с энергетической стороны, либо с точки зрения

механики. Кроме, того, не всегда очевидно, что созданные в результате действия этих механизмов структуры удовлетворяют наблюдаемым геофизическим полям.

Краткий критический обзор этих схем содержится в работе [55], в которой, как и в статье [54], предлагается схема образования океанических хребтов вследствие неравномерного погружения участков океанической литосферы. Здесь аргументация в пользу этого механизма дополняется некоторыми моделями.

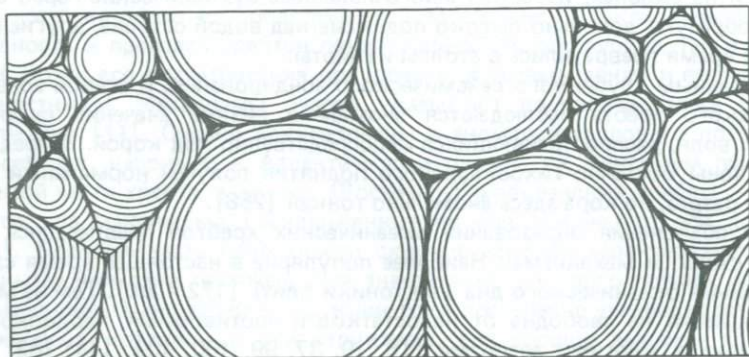


Рис. 58. Геометрическая иллюстрация разрастающихся погружений. Тонкие линии — последовательные положения фронтов разрастания участков погружений; жирные линии — области схождения фронтов

Пусть более или менее крупные участки океанической литосферы медленно погружаются; при этом они постепенно расширяются, а промежутки между ними соответственно сокращаются. На рис. 58 приведена геометрическая иллюстрация такой ситуации, причем участки погружений изображены равномерно расширяющимися кругами разного диаметра. Допустим также, что расширяться каждый отдельный участок погружений может только до границ смежных (тоже расширяющихся) участков. Такая ситуация должна иметь место, если погружение вызвано уменьшением объема, скажем, кристаллизацией мантийных расплавов на каком-то одном глубинном уровне.

Уже из этой простой геометрической схемы следуют по крайней мере две закономерности, весьма просто объясняющие известные в природе геометрические особенности, с большим трудом объясняемые другими способами. Имеются в виду дугообразные сочленения разрастающихся впадин и преимущественное схождение в одной точке именно трех зон сочленения. Эти закономерности, по-видимому, дают ключ к объяснению геометрии островных дуг и тройных систем рифтоподобных впадин, например Красного моря, Аденского залива и Афар [68, 103, с. 20; 263]. Конечно, приведенная геометрическая иллюстрация слишком идеализирована и не может раскрыть

многих важных деталей, таких, например, как характер разломов и структур в зоне схождения фронтов расширяющихся впадин. Эти детали проявляются в физических моделях.

На рис. 59 и 60 приведены в поэтапном развитии два варианта неравномерного, "пятнистого", погружения хрупкой модельной толщи. Задано 11 участков погружения: три относительно крупных, два средних и шесть мелких. В модели НП-2 мощность хрупкой толщи (сухой крахмал) — 5 мм, пластилинового фундамента — 10 мм; I — начальное состояние поверхности модели; II—VI — этапы увеличивающихся погружений.

Модель НП-3 аналогична модели НП-2. Отличаются мощности слоев: хрупкая толщина — 4 мм, фундамент — 5 мм. В обоих случаях конечные контуры погружающихся участков заранее фиксировались, но в модели НП-2 погружение в пределах "крупных" участков задавалось так, чтобы впадина разрасталась от центра участка к ограничивающему его контуру, а в модели НП-3 в пределах тех же участков была сделана попытка создания неоднородностей погружения второго порядка. Для этого вначале погружение в них задавалось по двум малым участкам, между которыми оставалась перемычка; на заключительных этапах погружения происходили уже по полному контуру. В пределах малых участков во всех случаях погружения задавались сразу по всей их площади.

Нужно сказать, что эффекты второго порядка получились не очень выразительными, что связано с демпфирующим влиянием вязкого пластилинового фундамента, а также с относительно небольшой амплитудой продвижения фронта расширяющейся впадины. Но главный эффект — интенсивно нарушенные остаточные гребни между погружающимися участками, особенно относительно крупных и средних размеров, в обеих моделях проявились достаточно хорошо. Можно отметить такие особенности развития зон нарушений. Вначале они проявляются преимущественно как изолированные замкнутые системы (рис. 59 и 60, II—IV), но затем (V, VI) объединяются, и некоторые из них образуют сплошные линейно вытянутые структуры, пересекающие всю поверхность модели от края до края. Особенно хорошо видна такая структура на рис. 59, VI, протягивающаяся сверху вниз в центре модели.

В правом верхнем и левом нижнем углах моделей НП-2 и НП-3 расположены группы мелких участков погружений. Можно заметить, что нарушения по контуру, ограничивающему всю группу, развиты значительно интенсивнее, чем по отдельным контурам каждого малого участка.

Наиболее широкие зоны нарушений в центральных частях содержат грабеноподобные структуры (иногда довольно сложного рисунка) с мелкой блокировкой: системой относительно опущенных и приподнятых блоков.

На заключительных этапах развития обеих моделей (НП-2 и НП-3) очень хорошо видны тройные сочленения зон нарушений и их центральных грабенов.

Для того чтобы детальнее проследить последовательность развития на-

рушений при разрастании участков погружений, в модели СХ-4 вся площадь обоймы была использована для моделирования небольшого отрезка остаточного хребта между двумя погружающимися участками, т.е. ситуация была примерно такой, как показанная прямоугольником на рис. 59, V. В модели СХ-4 (рис. 61), как и в предыдущих моделях, погружение задавалось путем последовательного удаления тонких слоев пластилинового фундамента хрупкой модельной толщи (сухой крахмал) снизу модели. Пластилин удалялся по всей ширине обоймы, начиная от ее торцов, причем на каждом последующем этапе длина удаляемого слоя увеличивалась, так что внутренние границы погружающихся участков постепенно приближались с двух сторон к центру модели.

Первые трещины на поверхности модельной толщи возникают довольно далеко от поперечной оси модели (рис. 61, II, III), следующие — уже ближе к ней (IV, V), а при максимальном сближении фронтов погружений (VI, VII) трещиноватостью покрыты полностью оба склона хребта, а гребень его осложнен грабеном. В целом морфология получившейся в модели структуры практически идентична морфологии модели Срединно-Атлантического хребта (точнее, типичного и соответствующего по масштабу его участка), построенной по батиметрическим данным [202]. Заметим, что одна из этих моделей получена в развитии, а другая построена по реальной батиметрии так, что вертикальный масштаб в несколько раз превышает горизонтальный. Благодаря этому "региональная" структура хребта выглядит столь рельефно.

Итак, рассматриваемая схема разрастающихся погружений обширных участков океанической литосферы легко объясняет наблюдаемые особенности возрастного распределения осадочных пород (последовательное выклинивание на склонах хребтов все более молодых образований при продвижении от основания к гребню); общую параллельность тектонических нарушений гребням хребтов, а следовательно, и полосчатость магнитного поля на их склонах; локально-линейный характер сейсмичности и тепловых аномалий, фиксирующих положения фронтов погружающихся участков, практически сошедшихся в случае Срединно-Атлантического хребта и еще разделенных "перемычкой" в случае Восточно-Тихоокеанского поднятия. Еще одним свидетельством справедливости именно такой интерпретации наблюдаемых явлений может служить плохая выраженность или даже отсутствие рифтовой долины на широком "гребне" Восточно-Тихоокеанского поднятия. В полном соответствии со схемой и иллюстрирующими ее моделями механизмы очагов землетрясений в гребнях хребтов указывают на условия растяжения, перпендикулярного к простиранию структур.

В рамках этой схемы не требуется никаких дополнительных механизмов или предположений для объяснения разветвляющихся хребтов, наличия нескольких субпараллельных хребтов в пределах одного океана и происхождения "тройных точек". Становятся более понятными геологически недавние погружения бывших окраин континентов и переходные зоны между континентами и океанами, несущие признаки условий растяжения [22]. Вероятно,

это — диаметрально противоположные осям хребтов границы разрастающихся участков погружений.

Региональный минимум аномалии Буге над океаническим хребтом и аномально низкие скорости распространения сейсмических волн под корой в его приосевой области можно объяснить возрастающей к оси хребта глубиной трещиноватостью и заполнением трещин мантийными остаточными расплавами основного состава, менее плотными, чем ультраосновная надастено-сферная толща верхней мантии. В первом приближении плотностную модель литосферы Срединно-Атлантического хребта можно представить такой, какой она получена в работе [63]¹³ (рис. 62).

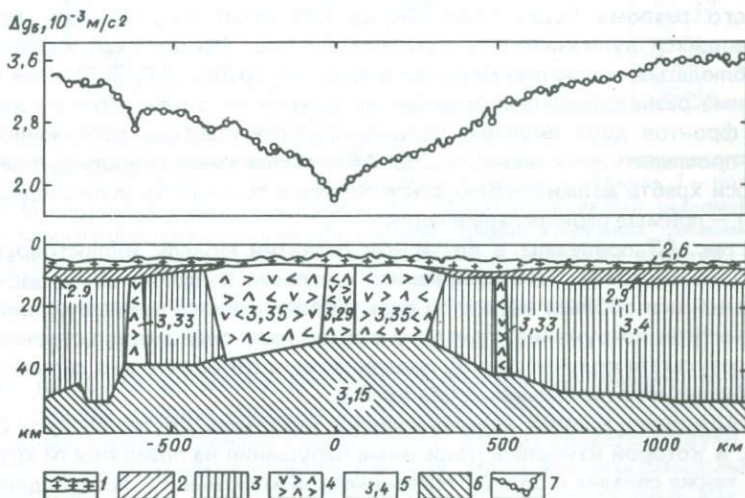


Рис. 62. Плотностная модель литосферы под Срединно-Атлантическим хребтом [63]:

1 — фундамент; 2 — океанический (базальтовый) слой; 3 — мантия; 4 — измененная мантия; 5 — плотность пород (в г/см^3); 6 — волновод; 7 — аномалии Буге, вычисленные (кружки) в соответствии с плотностной моделью, изображенной на рисунке, и сопоставленные с наблюдаемыми (ломаная линия, по М.Тальвани и др. [258])

Из важных характеристик структур океанического дна пока не затрагивались две: так называемые трансформные разломы и закономерное изменение возраста вулканических построек и лав вдоль некоторых протяженных тектонических элементов. Согласно концепции тектоники плит, первые образуются благодаря неравномерному "раскрытию" океанов, а второе — ре-

¹³ Хотя в работе [63] и предполагалось, что океанический хребет образуется в результате "абсолютного" поднятия, разуплотнение материала в приосевой зоне также считалось следствием повышенной концентрации основного материала, заполняющего тектонические нарушения.

зультат проплавления, "прожигания" движущейся плиты "горячей точкой", "плюмом" — восходящим из мантийных глубин локализованным потоком горячего вещества. Согласно же излагаемой здесь схеме, оба эти явления сходны по своему происхождению и представляют собой следы продвижения фронтов или флангов разрастающихся погружений. Участок погружения не обязательно расширяется равномерно во все стороны, как это изображено на идеализированной схеме рис. 58. В каком-то одном (или в нескольких) направлении участок может и не расширяться. В этом случае фронт расширения — не замкнутая линия, а перемещающийся отрезок прямой или кривой линии, т.е. кроме фронта у погружающегося участка есть и фланги. Трансформные разломы — это, вполне вероятно, следы продвижения таких флангов. Естественно, что при наблюдениях вдоль какого-то берега трансформного разлома будет закономерно возрастать или убывать возраст встречающихся вулканических структур и пород. Но похожая картина может наблюдаться и при перемещении вдоль оси хребта [68, 263]. Она легко объяснима одновременным схождением различных точек встречно двигающихся фронтов двух смежных расширяющихся участков погружений, что можно проследить и на схеме рис. 58. Абсолютная синхронность вулканизма вдоль оси хребта должна наблюдаться только в том случае, если сходящиеся фронты — прямые параллельные линии.

На рис. 63 приведена в поэтапном развитии модель, иллюстрирующая условия образования "трансформного" разлома. В ней по обе стороны от продольной оси обоймы задано по паре разрастающихся навстречу один другому участков погружения, причем у каждой пары своя линия встречи фронтов. В результате получен рельеф поверхности, в котором очень сильна иллюзия значительного перемещения оси хребта.

Псевдосдвиги в зонах пересекающихся разломов. Другая серия экспериментов, в которой изучались разрывные нарушения на поверхности хрупкой толщи, также связана с одной "тектонической иллюзией" — псевдосдвигами. Они не имеют, быть может, такого общетектонического значения, как структура дна океанов или трансформные разломы, но важны для практики структурно-геологических построений и прогноза месторождений полезных ископаемых, связанных с тектоническими нарушениями. Речь идет о псевдосдвигах в зонах пересекающихся разломов [46].

При определении относительного возраста взаимно пересекающихся разломов более древним обычно считается тот разлом, который либо разорван, и смещен секущим его нарушением, либо просто им обрывается. Однако такая интерпретация часто входит в противоречие с другими геологическими и геофизическими данными, свидетельствующими об обратном соотношении возрастов пересекающихся разломов или об их одновозрастности. Примерами могут служить некоторые разломы Украинского щита.

На рис. 64, а показан участок пересечения Верхнебугского и Немировского разломов. Так как Кирсановская ветвь Верхнебугского разлома смещена относительно Хмельникско-Стрижавской его ветви по Немировскому

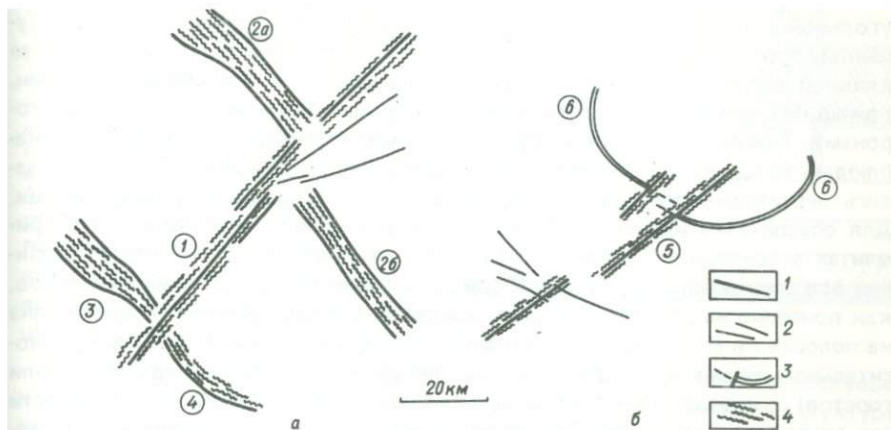


Рис. 64. Примеры разновозрастных пересекающихся разломов Украинского щита: 1 — разломы первого порядка; 2 — разломы более высоких порядков; 3 — кольцевой разлом (штрихами показаны предполагаемые продолжения ветвей разлома); 4 — участки развития дислокационного метаморфизма. Цифры в кружках (разломы): 1 — Немировский; 2 — Верхнебугский (2а — Хмельникско-Стрижавская ветвь, 2б — Кирсановская ветвь); 3 — Меджибожский; 4 — Ободовский; 5 — Тетеревский; 6 — кольцевой разлом Володарско-Волынского габбро-анортозитового массива

разлому на 10–15 км к югу, довольно распространено мнение, что Верхнебугский разлом древнее Немировского, являющегося, таким образом, правосторонним сдвигом. Однако геологические данные свидетельствуют об архейском заложении Немировского разлома, тогда как максимальный возраст Верхнебугского по тем же данным можно определить лишь как раннепротерозойский. Интерпретации Немировского разлома как правостороннего сдвига противоречит и то, что другие разрывные нарушения, субпараллельные Верхнебугскому разлому и секущие Немировский разлом, не претерпевают смещений вдоль последнего.

На рис. 64, б показаны характер сочленения кольцевого разлома Володарско-Волынского массива Коростенского плутона (средний протерозой) с одной из ветвей древнего Тетеревского глубинного разлома. Очевидно, что имеющиеся данные о времени заложения этих нарушений также противоречат возможной интерпретации указанной ветви Тетеревского разлома как относительно молодого правостороннего сдвига.

Для выяснения закономерностей геометрии взаимно пересекающихся трещин была проведена специальная серия экспериментов¹⁴. Схема модели-

¹⁴ Интерес к этой задаче возник у автора в результате беседы с В.К.Гавришем о возможном влиянии древних разломов на геометрию пересекающихся их молодых трещин.

рования была следующей. По площади модели (внутренний размер прямоугольной обоймы 127 x 52 мм) вначале создавалась первичная система нарушений, протягивающаяся под разными углами поперек модели от одной ее длинной стороны к другой. Затем создавалась система вторичных трещин, лежащих симметрично продольной оси модели между ее короткими сторонами. Таким образом, в каждом отдельном эксперименте можно было наблюдать трещины, пересекающиеся под разными углами. Нарушения создавались вертикальными перемещениями участков основания хрупкой толщи. Для обеспечения идентичности геометрии этих участков в разных экспериментах в основании модели укладывалось четыре-шесть слоев картона, причем все слои представляли собой одну и ту же мозаику отдельных кусочков, как показано на рис. 65, а. Вначале удалялся (или добавлялся) слой картона на полосах I и II. В результате центрифугирования модели происходило относительное перемещение блоков, приводящее к образованию грабенов (или горстов) с соответствующей системой трещиноватости. При необходимости эта операция повторялась. Затем картонные пластинки удалялись (или добавлялись) на полосе III, и модель снова центрифугировалась. Образующаяся вторичная структура (грабен или горст) пересекала две первичные, и на поверхности можно было наблюдать картину пересекающихся трещин.

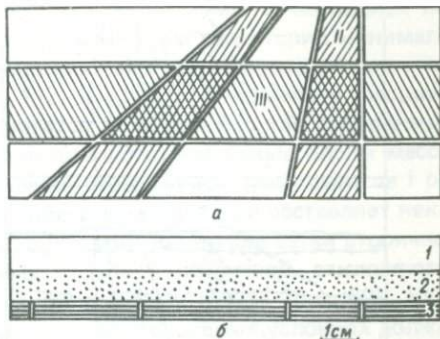
В отдельных экспериментах перед образованием вторичной структуры первичные разломы залечивались: на поверхность модели наливался слой разогретой смеси технического вазелина с моторным маслом. После охлаждения смеси (при вращении модели в центрифуге) она удалялась вместе с верхним, пропитанным ею тонким слоем крахмала. Вновь получалась ровная поверхность модели ("эрозионный срез"), причем первичные трещины оказывались заполненными густой смазкой.

На рис. 66 и 67 показаны характерные модели, иллюстрирующие результаты экспериментов. В каждой из них хрупкая толща представляет собой смесь из 84 % (по массе) крахмала и 16 % веретенного масла. В модели С-15 (см. рис. 66, а) на два первичных грабена наложен секущий их вторичный грабен. При формировании каждого грабена образуются характерные для них системы нарушений. Внешнее ограничение грабена обозначается сбросо-раздвигами, расположенными в один или два эшелона, иногда эти трещины ветвятся или располагаются кулисообразно. В центре структуры формируется внутренний узкий грабен, ограниченный нарушениями типа надвигов, образующими обычно один эшелон. В общем вся эта картина нарушений вполне соответствует той, которая наблюдалась при детальном исследовании грабеноподобных структур в разрезе (см. предыдущий раздел).

В местах пересечения первичных и вторичных разломов наблюдается, как правило, обрыв вторичного ("молодого") разлома на первичном ("древнем") и его продолжение с другой стороны уже не некотором удалении от точки обрыва. Возникает иллюзия сдвига. Назовем такую геометрию пересекающихся разломов псевдосдвигом I рода. Очевидно, что неправильное определение истинной природы этого типа нарушений при тектонических

Рис. 65. Конструкция модели для моделирования псевдосдвигов:

a — блоковая структура фундамента модельной толщи (план); *б* — вертикальный разрез модели; *I* и *II* — полосы, на которых задаются вертикальные перемещения на первом этапе моделирования; *III* — то же, на втором этапе; *1* — крахмал с веретенным маслом; *2* — пластилин; *3* — картонные пластинки



построениях влечет за собой и ошибку в определении относительного возраста пересекающихся нарушений.

В модели С-16 (см. рис. 66, б) на два первичных горста наложен секущий их вторичный горст. При формировании каждой отдельной такой структуры возникают раздвиги в своде (обычно два эшелона) и ограничивающие структуру взбросы (преимущественно один эшелон). Геометрия пересекающихся разломов в общем такая же, как и в модели С-15.

Модели С-17 и С-18 (см. рис. 67) аналогичны соответственно моделям С-15 и С-16 (см. рис. 66) с той разницей, что после образования первичных

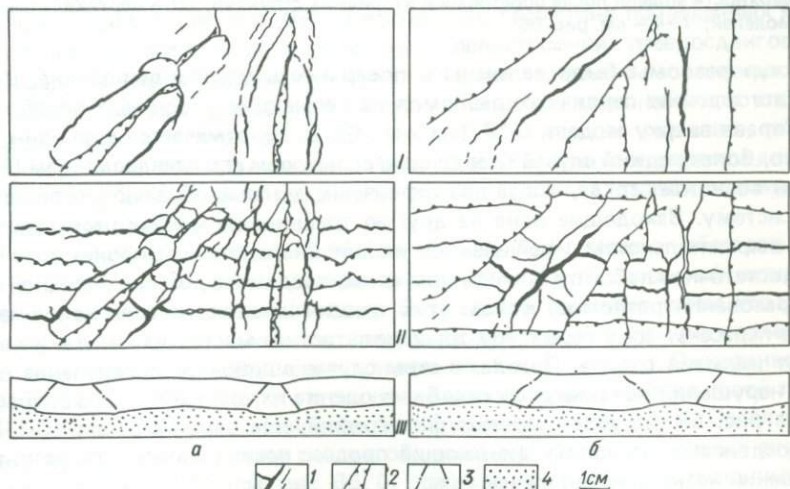


Рис. 66. Модели взаимно пересекающихся структур С-15 и С-16 и сопровождающая их трещиноватость.

Структуры: *a* — грабеноподобные (С-15); *б* — горстоподобные (С-16); *I* — первичные; *II* — первичные и вторичные (план); *III* — вертикальные разрезы моделей. **Нарушения:** *1* — возникающие в условиях растяжения (раздвиги); *2* — возникающие в условиях сжатия (взбросы, надвиги); *3* — проявляющиеся в вертикальном разрезе; *4* — пластилиновый фундамент

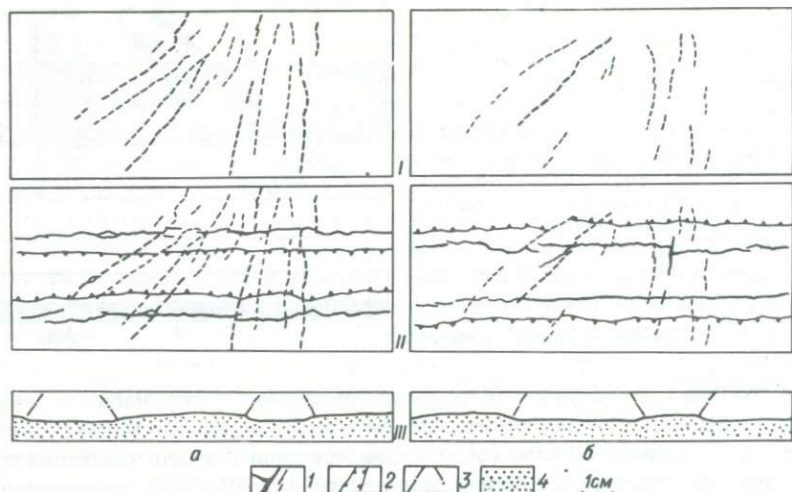


Рис. 67. Модель взаимно пересекающихся структур С-17 и С-18 и сопровождающая их трещиноватость.

Структуры: а — грабеноподобные (С-17); б — горстоподобные (С-18). **Нарушения:** I — залеченные на поверхности модельной толщи после срезания первичных структур; II — на поверхности модели после образования вторичных структур; III — вертикальные разрезы моделей; 1—4 — см. рис. 66

структур разломы были залечены и поверхность модели выровнена. В результате влияние первичных разломов на геометрию вторичных ослаблено.

Справа вверху модели С-17 (см. рис. 67, а, II) отмечается еще один, вероятно, более редкий случай псевдосдвига; назовем его псевдосдвигом II рода. Он возникает тогда, когда два первичных разлома образуют кулисовидную систему. Заходящие одна на другую трещины на концах резко теряют свою выразительность: уменьшаются их ширина и глубина проникновения. При достаточно глубоком эрозионном срезе, предшествующем очередной фазе образования разломов, концы этих трещин исчезают и, если новое нарушение пересечет зону первичной трещиноватости в месте кулисы, также возникает иллюзия сдвига. Правда, в этом случае ошибочное определение природы нарушений не приведет к ошибке в оценке их относительного возраста.

На рис. 68 приведен монтаж фотографий еще одной модели (С-11) с псевдосдвигами I рода, показывающий процесс последовательного развития нарушений несколько детальнее.

Итак, в экспериментах с пересекающимися “разновозрастными” трещинами проявились следующие закономерности. Вторичная трещина вблизи первичной стремится отклониться от своего направления, заданного прямолинейным ограничением опускающегося (или воздымающегося) блока фундамента так, чтобы приблизиться к первичной трещине по направлению нормали. Это можно объяснить тем, что наблюдаемые разрывы: раздвиги, сбросо- и взбросо-раздвиги связаны с критическими значениями главных нор-

мальных (а не максимальных касательных) напряжений. К свободной поверхности или другой резкой неоднородности среды траектории минимальных или максимальных главных нормальных напряжений подходят под углами, близкими к прямым [26, 44, 55, 112, 153, 253], а первичные трещины, в особенности раздвигового типа, являются не чем иным, как свободными вертикальными поверхностями, ограничивающими отдельные блоки массива. Отсюда становится понятной и причина образования псевдосдвигов I рода: если задающее направление вторичной трещиноватости составляет некоторый угол (отличающийся от 0 и 90^0) с первичной, то две ветви вторичной трещины, подходя с противоположных сторон к первичной, отклоняются в разные стороны и "замыкаются" на ней в разных точках (рис. 69). Надо полагать, что "амплитуда" псевдосдвига при прочих равных условиях должна зависеть от угла между первичной трещиной и задающим направлением вторичной: чем этот угол меньше, тем больше "амплитуда". Эту закономерность можно наблюдать, например, в модели С-15 (см. рис. 66, а, II): в левой ее части "амплитуды" псевдосдвигов больше, чем в правой.

Руководствуясь отмеченными особенностями пересекающихся разломов, можно указать и условия, при которых будут получаться право- и левосторонние псевдосдвиги I рода. Если острый угол между задающим направлением вторичного разрыва и первичной трещиной отсчитывается по часовой стрелке, имеем правосторонний псевдосдвиг, если против часовой стрелки — левосторонний (см. рис. 69). Заметим, что геометрия приведенных моделей соответствовала условиям образования левосторонних псевдосдвигов I рода. Правда, в крайних правых участках моделей задающие направления первичных и вторичных трещин ортогональны. Однако и здесь наблюдаются псевдосдвиги сравнительно небольшой "амплитуды", причем как лево-, так и правосторонние. Образование здесь того или иного типа псевдосдвига диктуется, вероятно, локальными неоднородностями среды, в частности неидеальной прямолинейностью трещин.

В левой части модели С-16 (см. рис. 66, б, II) можно наблюдать пример того, как некоторые вторичные трещины на крыле первичной антиклинали обрываются первичным взбросом. Это связано, вероятно, с тем, что напряжения, концентрирующиеся на концах развивающихся трещин, релаксируют в зоне первичного нарушения, несколько "оживляя" его. Оживление старых нарушений происходит и тогда, когда задающее направление новой трещиноватости не совпадает с ориентировкой первичных нарушений. Особенно хорошо это заметно в случае раздвигов: осевые раздвиги первичных антиклиналей в модели С-16 (см. рис. 66, б), оживление залеченных трещин в модели С-18 (см. рис. 67, б).

Результаты этой последней серии экспериментов и их краткий анализ позволяют сделать следующие выводы. Вертикальные перемещения блоков земной коры могут создать такую геометрию пересекающихся разломов, которая при недостатке геологической информации может быть проинтерпретирована как результат горизонтальных перемещений отдельных участ-

ков. Псевдосдвиги I рода должны быть весьма распространены в областях, где происходили вертикальные перемещения блоков земной коры, имевших в разное время различную ориентировку. Древний разлом может служить ограничением более молодым нарушениям.

Кратко подведем итоги этой части работы. Дифференцированные вертикальные перемещения блоков земной коры и литосферы способны создать весьма широкий спектр как континентальных, так и океанических тектонических структур и явлений, в том числе и тех, которые часто интерпретиру-

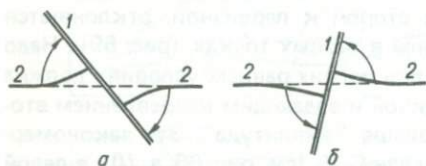


Рис. 69. Схема образования право- (а) и левосторонних (б) псевдосдвигов I рода при неортогональном пересечении разновозрастных трещин.

Трещины: 1 — первичная; 2 — вторичная.
Штриховая линия — задающее направление вторичной трещины

ются как результат горизонтальных перемещений крупных блоков или плит. Устанавливаемые со всей достоверностью значительные горизонтальные перемещения слоев осадочного чехла, сопровождающиеся интенсивной складчатостью, образованием надвигов и сдвиговыми дислокациями, наиболее естественно объясняются гравитационным сползанием по склону основания, т.е. в конце концов также вертикальными перемещениями фундамента.

Таким образом, при выяснении физических причин тектогенеза целесообразно направить усилия прежде всего на поиски таких физических процессов, которые могли бы привести к соответствующим наблюдаемым вертикальным перемещениям в тектоносфере.

СВЯЗЬ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА. ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ МАНТИЙНЫХ МАГМ. РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ КАК ПРИРОДНАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ.

Как бы ни были подобны модели тектонических структур реальным объектам, они остаются незавершенными, если не указаны разумные физические причины тех воздействий, которые задаются на модельные толщи, слои или блоки. До сих пор возможные причины тектонических движений, и прежде всего вертикальных перемещений блоков коры и литосферы, упоминались лишь вскользь, как и роль расплавов горных пород в тектогенезе. В то же время большинство тектонических процессов, и особенно те, которые приводят к образованию структур регионального масштаба, сопровождаются магматическими явлениями. Связь тектоники и магматизма настолько тесная, что трудно определить их причинно-следственные соотношения.

Трудность эта усугубляется тем, что не вполне ясно происхождение мантийных магм. Господствует точка зрения, что расплавы в мантии возможны лишь как относительно кратковременные образования. Высказываются различные предположения о причинах их происхождения: всплывание перегретого мантийного вещества [50, с. 196] или легких продуктов дифференциации на границе мантии и ядра [8], нагрев в зонах субдукции в результате трения между погружающейся литосферной плитой и вмещающими породами, плавление вследствие снятия давления в зонах глубоких тектонических нарушений [186] или накопление тепла в областях с аномально высоким содержанием радиоактивных элементов [157].

Функционирование этих механизмов не является ни вполне очевидным, ни доказанным. Кроме того, большинство их должно приводить не к полному, а к селективному плавлению, поэтому необходимо объяснить, как происходит концентрация рассеянных включений в более или менее крупные скопления магмы. Последовательно сделать это сложно, так как в схемах, в которых существование мантийных расплавов относительно кратковременно, на такую концентрацию отводится очень мало времени. На эту трудность уже неоднократно указывалось [16, 186 и др.], и преодолеть ее пока не удается.

Все сложности с объяснением наличия в мантии расплавов относительно легкоплавкого материала, как рассеянного, так и в виде линз, жил или слоев, снимаются, если принять, что по крайней мере некоторые из них являются первичными, остаточными, образовавшимися еще в эпоху кристаллизации мантии из полностью расплавленного состояния. Это предположение

не противоречит ни наблюдениям, ни оценкам скорости термической эволюции мантии. Если мощности полостей, заполненных расплавами, малы по сравнению с длинами сейсмических волн, такая среда не будет служить препятствием для низкочастотных поперечных волн землетрясений. В то же время как поперечные, так и продольные волны будут в такой среде характеризоваться несколько пониженной скоростью и повышенным затуханием. Кроме того, мантия, содержащая в заметном количестве "чистый" расплав, должна обладать повышенной электропроводностью. Именно эти явления свойственны тектоносфере.

Однако все эти геофизические характеристики лишь косвенно указывают на существование в мантии расплавов и не могут дать представления об истории их образования, становления и кристаллизации. Вероятно, была бы весьма полезной физическая модель такого процесса. В качестве подобной модели, причем природной, могут выступать крупные интрузии, как правило, расслоенные [59].

Расслоенные интрузии привлекают внимание геологов со второй половины XVIII в. Краткое изложение истории исследования этих объектов и соответствующая библиография приведены в работе [183]. К настоящему времени в той или иной степени исследованы десятки расслоенных интрузий на разных континентах и островах [160]. На территории СССР такие интрузии известны на Кольском п-ове, в Казахстане, Алтае-Саянской складчатой области, на Урале и в других регионах [36, 71, 104, 110, 146, 183].

Большой интерес геологов, в особенности петрологов, к этим объектам определяется, с одной стороны, обилием содержащейся в них петрологической и петрогенетической информации, а с другой — минералогической продуктивностью интрузий, рудоносностью. В книге Л.Уэйджера и Г.Брауна [160, с. 21] высказана мысль о том, что "...расслоенный интрузив можно уподобить тиглю петрографа-экспериментатора, но неизмеримо большего размера. При этом вследствие огромных масштабов в интрузиве выявляются новые соотношения, которые не удастся установить в лабораторных условиях. К числу таких явлений относятся конвекционные течения жидкости, эффекты различного гидростатического давления в магме на разных уровнях, миграция областей возникновения центров кристаллизации и роста кристаллов в магме, а также специфические процессы кристаллизации материала из интерстициальной жидкости". Очевидно, что столь же трудно в лабораторных условиях изучить многие важные процессы и явления, происходящие в объекте еще большего масштаба — в тектоносфере. Но если лабораторный тигель по своим характерным размерам отличается от крупных интрузий на пять-шесть порядков, то последние отличаются от тектоносферы всего на два-три порядка. Поэтому можно полагать, что все основные закономерности формирования интрузий были присущи и тектоносфере, если она проходила в своей эволюции стадию полного расплавления.

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Вещественный состав. Расслоенность характерна для интрузивных пород самого различного состава — от ультраосновных до кислых. Наиболее типична она для крупных интрузий, образованных родоначальной базальтовой магмой. Как утверждают Л.Уэйджер и Г.Браун [160, с. 519], "...при обнаружении действительно нерасслоенного крупного габброидного интрузива мы столкнемся с новой совершенно самостоятельной проблемой". Широко распространены расслоенные ультраосновные породы. Часто они входят как составные части в расслоенную серию дифференциатов базальтовой магмы (Бушвельдский, Стиллуотерский, Лысогорский и другие интрузивы [160, 183]), но встречаются и в массивах, связанных с исходной магмой, более основной, чем базальтовая (Великая дайка, массивы Аляски, Новой Зеландии [160, с. 520]). Иногда расслоенность четко проявляется в сиенитах (Ловозерский массив Кольского п-ова [183, с. 78], интрузивы Гренландии [160, с. 463]), установлена она и в некоторых массивах гранитов [160, с. 460]. Большинство же гранитов, интрузивных сиенитов и диоритов не расслоено.

Размеры и форма. Встречающиеся в природе расслоенные интрузивные тела имеют различные размеры и геометрию. Крупные тела, часто называемые массивами, плутонами, занимают площадь от первых десятков до нескольких сотен квадратных километров. Известны и более крупные интрузии — до нескольких десятков тысяч квадратных километров в плане, например Бушвельдский плутон, массив Кунене [160, с. 345, 508], но не исключено, что столь крупные образования состоят из нескольких более мелких тел, подобно тому, как Великая дайка подразделяется на отдельные массивы Хартли, Селукве и др. [160, с. 450]. В плане интрузии имеют, как правило, изометричную или слабо вытянутую форму; реже встречаются сильно вытянутые тела. В разрезе крупные интрузии обычно имеют воронкообразную или чашевидную форму. Вертикальная мощность таких интрузий — от первых километров до ~ 10 км [183, с. 48]. Признаки расслоенности часто носят и сравнительно мелкие тела типа даек, штоков и силлов [160, с. 511]. Мощность таких тел обычно не превышает первых сотен метров, максимальный характерный размер — километры или первые десятки километров.

Внутреннее строение. Схема строения типичной крупной расслоенной интрузии показана на рис. 70. В качестве примера реальных интрузий на рис. 71 даны разрезы хорошо изученного Скергаардского массива. Приведем определения некоторых понятий, которые одновременно являются и краткой характеристикой строения расслоенных серий [183, с. 5, 84].

Расслоенность — применяется для обозначения слоистой текстуры интрузивных тел. Сюда же обычно входят и трахитоидные текстуры, характеризующиеся плоскопараллельной ориентировкой отдельных кристаллов.

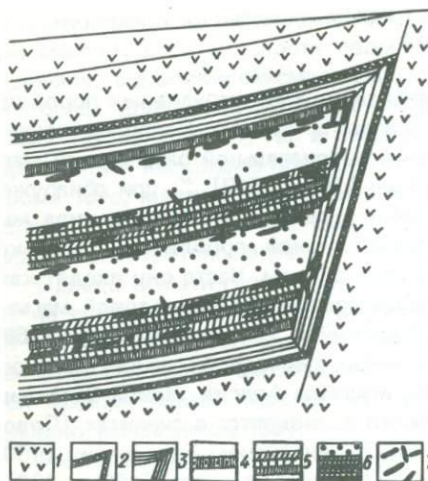


Рис. 70. Схема строения крупной расчлененной интрузии:

1 — вмещающие породы; 2 — зона закалки; 3 — краевая серия пород (верхняя, боковая и нижняя группы); 4 — промежуточный горизонт; 5 — ритм; 6 — макроритм; 7 — жильная серия пород

Ритмичная расчлененность — закономерно повторяющееся чередование слоев разного состава.

Ритм (микроритм) — это два-три, реже четыре слоя, причем нижний слой образован наиболее низкотемпературными минеральными ассоциациями, а каждый последующий по направлению вверх — все более низкотемпературными. Границы между ритмами

резкие, часто сопровождаются изменением зернистости пород. Внутри ритмов переход от слоя к слою может быть как резким, так и постепенным. Пачки ритмически расчлененных пород располагаются, как правило, на контакте с мощными однородными слоями.

Макрорасчлененность — наличие в разрезе пачек слоев, объединяющих относительно мощные слои однородных пород и пачки с тонким ритмичным переслаиванием. На долю последних обычно приходится 15–30 % разреза. Макрослой в разрезах крупных интрузий образуют макроритмы.

Скрытая расчлененность — закономерное изменение состава главных породообразующих минералов в разрезе главных серий интрузий. Закономерность заключается в том, что увеличивается содержание низкотемпературных минералов снизу вверх по разрезу. Скрытая расчлененность также может иметь ритмический характер. Состав минералов может изменяться как в пределах отдельных ритмов, так и в масштабах макроритмичности. Заметные изменения наблюдаются обычно лишь в масштабе всей пачки ритмичного переслаивания.

Большое значение для выявления закономерностей и механизма кристаллизации магматического расплава имеет последовательность образования кристаллической фазы различных компонент. Кристаллы, возникающие первыми при формировании данного слоя породы, образуют кумулус, *кумулятивный материал*. Вначале кумулус представляет собой рыхлый, кашеобразный кристаллический осадок, содержащий в своем межзерновом пространстве еще не закристаллизованный расплав — *интеркумулятивную, или интерстициальную, жидкость*. После ее кристаллизации образуется *интеркумуляус, интерстициальный материал*. Для минералов кумулуса в большинстве случаев характерна упорядоченная, согласная с ограничениями слоев ориентировка призматических и пластинчатых зерен. Зерна минералов интеркумуляуса обычно имеют изометричную, округлую форму и ориентированы в по-

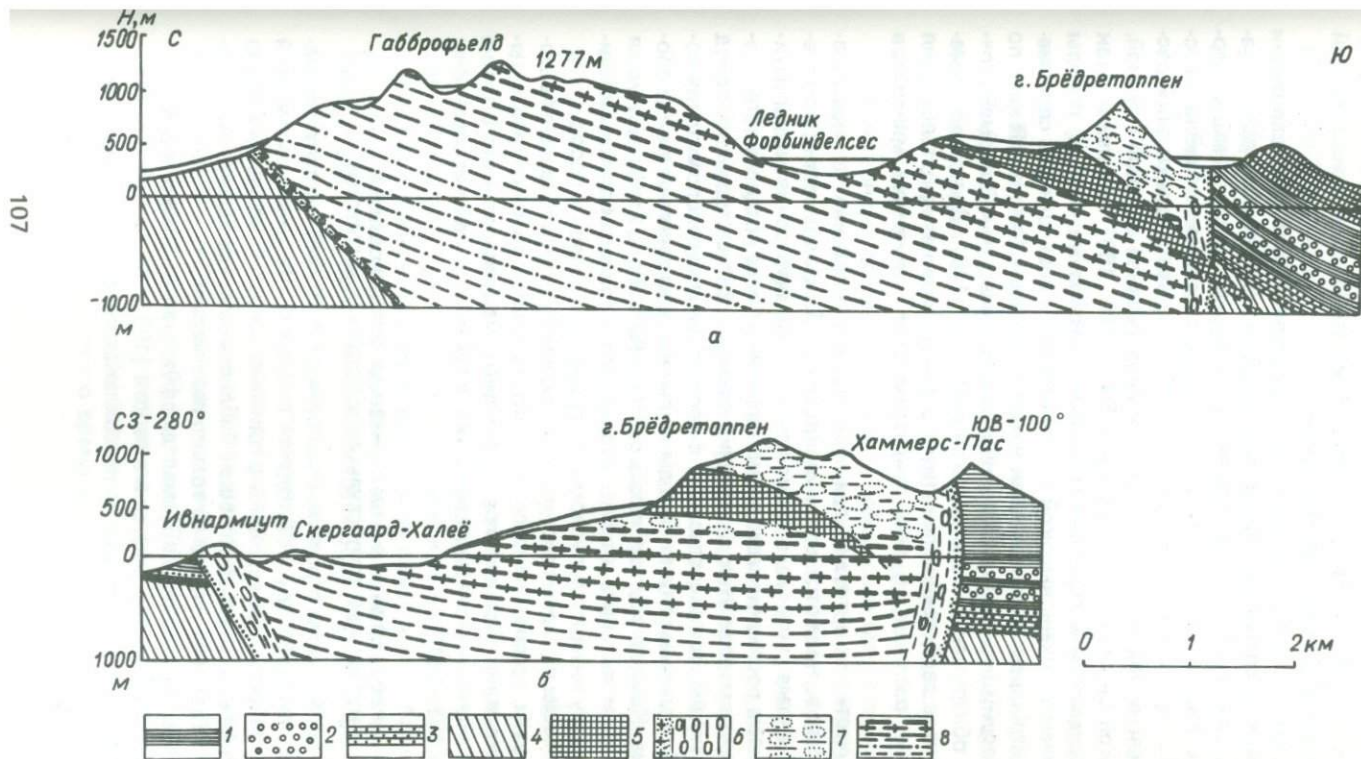


Рис. 71. Разрезы Скергаардского массива (по Л.Уэйджеру и Г.Брауну [160]):
 а — меридиональный разрез; б — субширотный разрез. **Вмещающие породы:** 1 — базальты; 2 — туфы; 3 — осадочная серия Кандгердлугссуак; 4 — метаморфический комплекс; 5 — силлы во вмещающих породах и силл Базистоппен. **Скергаардский массив:** 6 — боковая краевая группа пород; 7 — верхняя краевая группа пород; 8 — расслоенная серия

роде случайным образом. Однако только по морфологии зерен бывает трудно различить кумулус и интеркумулятивный материал, и для решения этой задачи приходится привлекать другие показатели.

Позднемагматические расплавы и жильные серии. После кристаллизации основного объема расплава возможно еще довольно длительное существование в жидкой фазе последних, наиболее легкоплавких, составляющих первичной магмы. Характерной зоной концентрации позднемагматических расплавов является пространство между растущей снизу вверх центральной расслоенной серией пород и растущей сверху вниз верхней краевой группой. В Скергаардской расслоенной интрузии [160, с. 100, 160] выделяется так называемый сэндвичевый горизонт мощностью несколько метров, породы которого отличаются очень высокой железистостью и повышенным содержанием альбита, что характеризует их как наиболее поздние (легкоплавкие) по сравнению со всеми породами расслоенной серии. Аналогичный промежуточный горизонт обнаружен в Шельтингской интрузии [146]. Для обоих отмеченных горизонтов свойственна практически одновременная кристаллизация всех компонент расплава, о чем свидетельствует отсутствие минералов кумулуса.

Другими участками интрузий, где наблюдаются скопления позднемагматических расплавов, являются верхи макрослоев. Здесь совместно встречаются мелкозернистые жильные, а также крупно- и гигантозернистые пегматитовые тела, причем последние часто имеют признаки более позднего затвердевания. Расположение всех этих включений относительно вмещающих пород бывает как секущим, так и согласным, с постепенным переходом одних пород в другие. В последнем случае породы жильной серии залегают в виде обособленных линз. Каждая крупная пачка расслоенных пород характеризуется своим собственным жильным и пегматитовым комплексом, близким по минеральному составу интеркумулятусному материалу вмещающих пород.

Отдельные жилы и сегрегации жильной серии могут быть встречены в любой части интрузии, однако имеются четко определенные зоны их преимущественной концентрации. Помимо границ крупных макрослоев — это верхние члены ритмов зон ритмичного переслаивания, а также эндоконтактные зоны интрузий [104, 181–183].

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МЕХАНИЗМАХ ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Далеко не все особенности строения расслоенных интрузий находят очевидное объяснение. Наиболее трудной задачей оказалось объяснить ритмичный характер расслоенности. Предлагались различные схемы. Критический обзор одиннадцати гипотез и соответствующая библиография приведены А.А.Яршевичем [199]. Здесь мы эти схемы только перечислим.

1. Кристаллизация, контролируемая диффузионным обменом в жидкости. Вариант этой схемы предлагается и в работе [199].

2. Кристаллизация, связанная с переохлаждением, обусловленным, в

свою очередь; пульсационным характером конвекционных токов в магме.

3. Кристаллизация, связанная с различной способностью образования за­родышей различных кристаллических фаз, на которую накладывается перио­дическое перемешивание жидкости.

4. Кристаллизация, связанная с периодическим отделением газовой фазы от расплава.

5. Гравитационное фракционирование твердых фаз одновременно во всем объеме расплава.

6. Гравитационно-кинетическое фракционирование твердых фаз в текущем расплаве.

7. Гравитационное разделение фаз в системе пульсирующих токов в магме.

8. Повторяющееся послыжное внедрение новых порций расплава.

9. Дифференциация жидкой фазы на глубине и последующее внедрение уже расслоенной магмы.

10. Метасоматоз вдоль системы параллельных трещин.

11. Метаморфизм первично-осадочной толщи.

В настоящее время лучше других обоснован механизм образования ритмически расслоенных серий, предполагающий кристаллизационную дифференциацию с фракционированием кристаллов и остаточной жидкости. Одна из наиболее разработанных схем формирования не только ритмически расслоенных серий, но и других важных элементов внутренней структуры интрузий предложена Е.В.Шарковым [183]. Эта схема построена с учетом разработок по затвердеванию больших объемов расплавов горных пород [78, 235], теории и экспериментальных данных по кристаллизации промышленных отливок [12, 124, 170, 176] и особенностей строения хорошо изученных расслоенных интрузий. Основные положения этой схемы заключаются в следующем.

Расплавы горных пород кристаллизуются в конечном интервале темпера­тур. Фронт кристаллизации представляет собой зону, в которой примыкаю­щая к расплаву граница соответствует температуре ликвидуса, а противоположная, тыльная, — температуре солидуса. Для разных компонент расплава эти температуры различны, т.е. по одним и тем же точкам пространства маг­матической камеры при ее медленном охлаждении последовательно проходят вначале фронт кристаллизации наиболее тугоплавких компонент, а затем фронты все более легкоплавких составляющих. Твердые фазы, выделяющиеся на ранних стадиях кристаллизации, обогащены тугоплавкими компонентами, а на поздних — более легкоплавкими. Состав жидкой фазы также изменяется, постепенно обедняясь тугоплавкими компонентами.

При быстром охлаждении расплава очень узкий фронт кристаллизации, включающий в себя зоны всех компонент, как туго-, так и легкоплавких, быстро продвигается в глубь расплава. Состав твердых мелкокристаллических фаз соответствует составу исходного расплава. Такие условия в интрузивной камере существуют у холодных стенок в момент ее заполнения расплавом. В течение короткого времени образуется зона закалки. Затем про-

цесс продвижения фронта кристаллизации замедляется, а ширина зоны кристаллизации увеличивается, т.е. возникают условия, благоприятные для фракционной кристаллизации. Это происходит вследствие уменьшения температурного градиента, чему способствует, в частности, выделение скрытой теплоты фазового перехода. Далее в пограничных зонах камеры идет уже относительно медленная кристаллизация расплава, который оказывается, таким образом, квазитермостатированным: со всех сторон на его границах поддерживается температура кристаллизации затвердевающей в данный момент компоненты расплава.

Так как температура кристаллизации зависит от давления, на дне магматической камеры она всегда самая высокая. Для горных пород в естественном залегании градиент температуры кристаллизации (плавления) составляет около $3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а адиабатический градиент расплава основных и ультраосновных пород приблизительно равен $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Таким образом, в магматических камерах с вертикальной мощностью уже в первые сотни метров неизбежно возникает конвекция, приводящая к выравниванию температуры и состава расплава по всей камере, за исключением узкого пограничного слоя у твердых стенок, как раз и представляющего собой зону кристаллизации. Здесь перемещение вещества осуществляется диффузионным путем, а передача тепла — кондуктивным.

Благодаря конвекции главный объем расплава магматической камеры оказывается везде, за исключением пограничного слоя, перегретым относительно температуры ликвидуса, а в пределах пограничного слоя наиболее благоприятные условия кристаллизации создаются у дна камеры. Этим объясняется общая структура крупных расслоенных интрузий: относительно маломощные краевые серии и мощная субгоризонтальная центральная серия пород.

Происхождение ритмичной расслоенности связывается с явлением “кристаллизационного переохлаждения” в диффузионной зоне, возникающим вследствие того, что после выделения высокотемпературных твердых фаз остающийся в зоне кристаллизации расплав характеризуется уже более низкой температурой ликвидуса, чем главный объем расплава. Следовательно, новые порции твердых фаз будут выделяться “вперед” этой низкотемпературной жидкости; образуется как бы двухслойная диффузионная зона. Другими словами, зарождение нового ритма начинается несколько раньше, чем происходит окончательное становление старого [183, с. 101]. Остающимися в тылу фронта затвердевания расплавами объясняются появление жильного комплекса, часто наблюдаемые нарушения расслоенности, апофизы материала верхних членов нижних ритмов в породе подошвы верхних ритмов, ветвление слоев и другие детали строения.

Находят объяснение и такие особенности ритмичной расслоенности, как однонаправленный характер разреза, повышение роли интерстициального материала в верхних членах ритмов, фестончатая конфигурация контактов низко- и высокотемпературных слоев. Ритмичные пачки рассматриваются,

таким образом, как участки развития автоколебательного режима при смене минеральных ассоциаций в процессе кристаллизации расплава, обусловленной недостаточной эффективностью массообмена перед фронтом затвердевания.

Мощные слои однородных пород образуются после выравнивания состава главного объема расплава, когда температурно-концентрационный профиль становится стационарным.

Явление макроритмичности связывается Е.В.Шарковым с особенностями режима конвективного перемешивания расплава в магматических камерах большой мощности. Особенность эта усматривается в том, что в охлаждающихся сверху и снизу магматических камерах нижние частицы не перегреваются и не испытывают тенденции к всплыванию. Конвекция в этом случае осуществляется путем выталкивания нижних частиц охлажденными верхними частицами. Формирование нормальных конвективных ячеек затруднено, а слой конвектирующей жидкости, образующийся вначале лишь в верхней части расплава, постепенно перемещается вниз, в область мощной застойной зоны. Периодическим проникновением конвектирующего слоя вниз, до дна магматической камеры в конце концов и объясняется возникновение макроритмов.

Мощная застойная зона в нижней части магматической камеры при ее быстром образовании действительно должна сформироваться, однако периодический охват конвекцией всего объема расплава представляется проблематичным. Более убедительным выглядит механизм образования макроритмов, предложенный Г.Хессом [230]: появление нового макроритма в разрезе расслоенной серии обусловлено дополнительной инъекцией в магматическую камеру расплава того же состава.

Причинами, побуждающими усомниться в этом простом механизме, являются большие объемы дополнительных инъекций, необходимые для образования наблюдаемых макроритмов в некоторых известных массивах, например Златогорском и Шельтингском, а также отсутствие следов изменения размеров первоначальной камеры [183, с. 103]. Эти причины нельзя признать вполне основательными. Действительно, если мантийный расплав однажды внедрился в достаточно большом объеме в земную кору, то вполне вероятны и его последующие внедрения примерно в том же объеме. Другое дело, что такие внедрения должны оставлять определенные следы. Этот вопрос уже не только петрологический, но и тектонофизический и связан, в частности, с такими проблемами, как механизм интрузии магмы и пространства для больших количеств расплава.

С петрологической точки зрения нет никаких видимых противоречий в предположении о повторных инъекциях магмы. Наоборот, можно назвать некоторые дополнительные (к факту макроритмов) свидетельства таких событий. Так, в пределах верхней краевой группы пород Шельтингского массива каждый новый макроритм отмечается появлением в разрезе высокотемпературной минеральной ассоциации [183, с. 103, 146]. Убедительным

примером повторного внедрения магмы может служить силл Базистоппен Скергаардской интрузии (см. рис. 71). В этом случае очередная порция расплава поступила в область интрузива на заключительной стадии его консолидации, но, вероятно, в еще не полностью остывший массив. Об этом свидетельствует, в частности, слабо выраженная зона закалки силла. Силлы того же состава, что и исходная магма интрузива, известны в пределах Рамского и других интрузивов [160]. Имеются также указания на то, что в массивах, где наблюдаются макоритмы, слабо проявлена скрытая расслоенность [160, с. 257].

Проблема пространства для магматической камеры и механизм интрузии магмы находят простое решение, если допустить, что ограниченный разломами блок литосферы погружается в камеру (линзу) расплава, находящуюся в астеносфере, выжимая расплав по разломам вверх. Погружаться будет не весь столб пород от астеносферной линзы до поверхности, а только его нижняя часть, материал которой плотнее расплава. Верхняя, наименее плотная часть, этого столба всплывает в мантийном основном или ультраосновном расплаве. В результате под нею образуется магматическая камера, способная увеличиваться при многократном погружении нижней части литосферного столба пород, причем размеры камеры в плане могут оставаться практически постоянными.

Для иллюстрации этой ситуации приведем следующую модель (КМ-9; рис. 72). Она не может претендовать на полное соблюдение условий подобия, так как породы мантии имитировались излишне прочным, но зато негигроскопичным материалом: порошком мела, цементированным 0,6 %-ным агарозным гелем. Включения жидкости в таком материале могли перемещаться только по трещинам (а также по микрозазорам между стенками обоймы и модельной толщей, которые можно рассматривать как своеобразные "поперечные" трещины). Но для образования трещин нужны не соответствующие природным большие деформации, в частности погружения толщи. Тем не менее, если сделать поправку на это количественное несоответствие, качественно картину перемещения жидкой фазы с одного глубинного уровня на другой модель отражает достаточно ясно.

Использовалась обойма с прорезью в задней стенке. Через эту прорезь в сформированной модельной толще продельвалась полость (линза), которая заполнялась жидкостью с заданной плотностью (сиропом). Блок толщи над линзой опирался на жесткую площадку, которую можно было фиксировать в определенном положении или освобождать, чтобы под действием веса блока она могла бы продвинуться вниз на заданную величину. При вращении модели в центрифуге линза "раздавливалась" вышележащим блоком, и жидкость из нее поступала вверх. Под самым верхним слоем модельной толщи, имитировавшим верхний слой земной коры, она скапливалась наподобие внутрикоревой интрузии. Задавалось постепенное, поэтапное погружение блока модельной толщи; в результате получался такой же рост объема верхней линзы и соответственно сокращался объем нижней.

Очевидно, что заметного "пустого" пространства в модельной толще, в которое поступала бы жидкость, никогда не образуется: малейшая полость немедленно заполняется. Вполне вероятно, что подобным же способом происходит образование магматических камер в природе с тем, конечно, отличием, что причина подвижек блока литосферы иная. Скорее всего это кристаллизация части расплава мантийной линзы. Таким образом, появление расплава на верхнем уровне следовало бы характеризовать не как инъекцию магмы в (готовую) камеру, а как рост интрузии. При этом могут быть разные случаи такого роста: 1) в первичной камере еще не начала формироваться центральная расслоенная серия; 2) она уже образовалась, но еще есть и расплав; 3) интрузия полностью или почти полностью закристаллизована. Отсюда возможность большого разнообразия ритмических структур интрузий.

Подчеркнем, что, допуская многоэтапный рост интрузий и полагая, что именно это явление определяет образование макроритмов, необходимо учитывать его весьма вероятное влияние и на формирование микроритмичности. При этом отнюдь не имеется в виду, что каждому слою или даже ритму должен соответствовать свой этап роста камеры. Эта схема представляется весьма перспективной, но ее обсуждение без специального серьезного рассмотрения было бы преждевременным.

Образование жильных серий в схеме Е.В. Шаркова связывается с обособлением остаточных расплавов в зоне кристаллизации в интервале между формированием интеркумулусного расплава и окончательным затвердеванием породы. Наиболее благоприятно для формирования значительного количества жильных пород время, предшествующее смене минеральных ассоциаций на фронте начала затвердевания. Образование подобных пород в других частях массива связывается с местными флуктуациями процесса затвердевания. Сосуществование мелкозернистых жил и пегматитов объясняется возможным ретроградным кипением остаточного расплава, в результате чего летучие компоненты уходят в верхние части локальных очагов и происходит разделение жидкости на богатую и бедную летучими составляющими части с последующей кристаллизацией контрастных по зернистости пород [183, с. 109].

Однако возможно и другое объяснение такого сосуществования. В тылу кристаллизующихся высокотемпературных компонент легкоплавкие фракции еще некоторое время должны оставаться в жидком состоянии, вероятно, в виде интерстициального расплава, который занимает до 35 % объема слоя [160, с. 533]. При дальнейшей эволюции массива под действием возрастающего неравномерного давления образующихся выше твердых слоев, а также вследствие деформаций интрузива, обусловленных изменением его объема при остывании и кристаллизации, интерстициальная жидкость может собираться в виде относительно крупных включений в твердых породах. Те же деформации массива приводят к появлению в нем трещин, по которым остаточные расплавы перемещаются с более глубокого уровня на более мелкий и попадают, таким образом, в условия переохлаждения по отношению к сво-

ей температуре плавления. Это способствует их относительно быстрой кристаллизации и образованию мелкозернистой породы. Те же расплавы, которые кристаллизуются *in situ*, будут охлаждаться очень медленно, в результате чего образуются пегматитовые линзы и жилы. Подтверждением этой схемы могло бы быть различие химических особенностей породообразующих минералов в мелко- и крупнозернистых телах, залегающих на одном глубинном уровне. Мелкозернистые породы должны характеризоваться более высокотемпературными разностями.

В заключение этого краткого анализа проблемы механизмов образования структур крупных интрузивных тел еще раз подчеркнем, что не все здесь еще ясно. Но независимо от того, насколько близки к действительности имеющиеся представления об этих механизмах, чрезвычайно важен сам факт существования расслоенных интрузий со всеми их особенностями, доступными непосредственному изучению.

ЭВОЛЮЦИЯ ПЕРВОНАЧАЛЬНО РАСПЛАВЛЕННОЙ ЗЕМЛИ — АНАЛОГИЯ С КРУПНОЙ ИНТРУЗИЕЙ

Сопоставление строения разных интрузий показало, что в зависимости от размера, формы и условий кристаллизации в них может не быть отдельных характерных элементов. В силлах, например, часто нет боковых групп пород и центральной серии. Все магматическое тело сложено нижней и верхней краевыми группами. В дайках обычно отсутствуют центральная серия, верхняя и нижние краевые группы; вся интрузия состоит из боковых краевых групп пород. Если расплав внедрялся в сильно перегретые толщи, зона закалки не образовывалась. Чем крупнее интрузия, тем больший относительный объем занимает в ней центральная расслоенная серия, а остальные элементы играют подчиненную роль.

Расширяя мысленно крупную интрузию в стороны и на глубину, насколько позволяют размеры планеты, получим картину "глобального интрузива". Продолжим этот мысленный эксперимент и попытаемся проследить, как должна была развиваться структура Земли, если в какой-то момент своей эволюции она находилась в расплавленном состоянии, а кристаллизация ее подчинялась тем же законам, что и кристаллизация крупных интрузий.

Очевидно, что в таком "интрузиве" не будет нижней и боковой краевых групп. Зона закалки образуется на внешней сферической поверхности, ниже ее начнет расти сверху вниз верхняя краевая группа пород. Если бы исходный материал планеты представлял собой гомогенный силикатный расплав и давление, начиная с некоторой глубины, не привело бы к фазовому переходу с образованием высокоплотностной (металлизованной) фазы [73, с. 93; 101, с. 366], кристаллизация главного объема расплава началась бы в центре, и оттуда сравнительно быстро (благодаря конвективному отводу тепла) ее фронт распространился бы вверх до смыкания с верхней краевой группой. Однако наличие ядра Земли свидетельствует о том, что либо исходный рас-

плав должен состоять по крайней мере из двух резко отличающихся по плотности, плохо растворимых одна в другой и несмешивающихся компонент, либо из-за высокого давления на глубине около 3000 км вещество должно находиться в другой, высокоплотностной фазе. В первом случае расплав быстро разделится бы по плотности, а во втором плотное жидкое ядро образовалось бы *in situ*. В обоих случаях в каждом из этих слоев должна существовать своя собственная система конвективных течений. Более вероятной следует признать первую альтернативу, так как гипотетический переход в высокоплотностную фазу Лодочникова — Рамзея в экспериментах обнаружить не удалось, а железо с примесями легких элементов, например серы и кремния, вполне подходит на роль материала, слагающего ядро [73, с. 94].

Последовательность затвердевания всей системы зависит от соотношения температур кристаллизации материалов верхнего и нижнего слоев. Если выше температура кристаллизации нижнего слоя, весь процесс будет идти так же, как и в случае гомогенного расплава — последовательно от центра к поверхности, и жидкое ядро не сохранится. В противном случае оба слоя будут затвердевать в определенном смысле независимо. Как один, так и другой начнут кристаллизоваться снизу, т.е. нижний — от центра планеты, а верхний — от поверхности ядра. Точно определить температуры кристаллизации как силикатов, так и железа на границе ядро — мантия пока невозможно [73, с. 214; 101, с. 37]. Имеющиеся оценки позволяют предположить, что температура кристаллизации железа несколько ниже температуры кристаллизации силикатов на этих глубинах [101, с. 37], а наличие легких примесей должно понизить температуру кристаллизации ядра еще на несколько сот градусов. Таким образом, схема "параллельной" кристаллизации ядра и мантии представляется более вероятной.

С началом затвердевания верхнего слоя (мантии) условия отвода тепла из обоих слоев становятся существенно различными. Из верхнего слоя тепло будет отводиться значительно быстрее, так как твердая оболочка пород, прогрессивно нарастающая вокруг нижнего слоя, разорвет конвективный механизм отвода тепла из ядра, и оно окажется эффективно теплоизолированным. Дальнейшая эволюция ядра будет выражаться в чрезвычайно медленном нарастании центрального твердого "ядрышка".

Эволюция силикатной мантии будет проходить значительно быстрее и в общих чертах должна быть подобной формированию центральных расслоенных серий крупных интрузий. Отличия, связанные с размерами "глобального интрузива", выразятся в следующем. Очень большая мощность затвердевших пород не позволит сохраниться на глубинах, соответствующих нижней и средней мантии, остаточным расплавам в виде линз, жил и других подобных включений. Как только фронт кристаллизации отодвинется от оставшихся в тылу линз расплава на достаточно большое расстояние (вероятно, сотни километров), относительно легкие расплавы будут выжаты вверх. По-видимому, длительное сохранение остаточных расплавов в виде значительных по объему включений возможно только в верхней мантии. В отличие от коро-

вых интрузий, где дифференциация расплава по плотности маловероятна [77], в расплавленной мантии мощностью около 3000 км она вполне возможна. В расслоенном расплаве конвективные ячейки замыкаются в каждом из образовавшихся слоев, однако это не изменяет конвективного по своей природе, т.е. весьма эффективного, отвода тепла из всей мантии.

Наиболее легким дифференциатом исходного силикатного расплава был, вероятно, кислый гранитоидный расплав, собиравшийся под первичной корой (верхней краевой группой пород). Его можно сопоставить с "сандвичевым горизонтом" Скергаардского массива или промежуточным горизонтом Шельтингской интрузии. Неравномерное распределение по Земле кислого материала, обусловившее образование двух резко различающихся типов земной коры — континентальной и океанической, может быть связано с тем, что сравнительно тонкий слой гранитоидной магмы конвективными течениями в нижележащем слое "сгонялся" в зоны нисходящих потоков, но не увлекался ими вниз из-за значительного перепада плотностей ($\sim 0,3 \text{ г/см}^3$). По условию изостатического равновесия этим зонам соответствовали положительные формы рельефа земной поверхности. Положение кислого расплава ниже первичной коры гравитационно неустойчиво, так что в конце концов он оказался на поверхности Земли, где и образовал гранитный слой континентов.

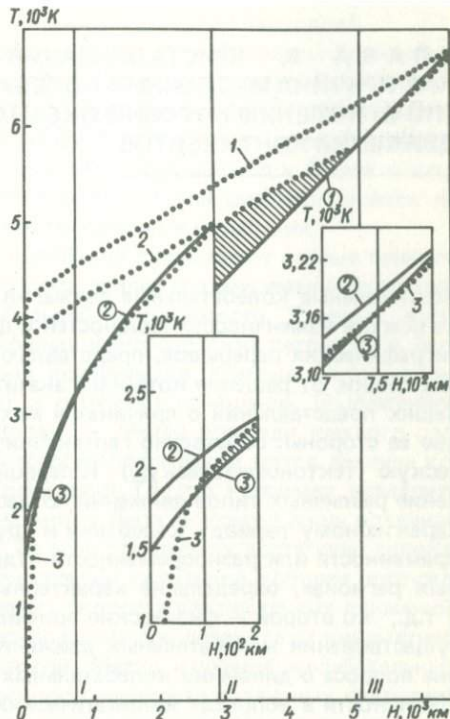
Оставшиеся в закристаллизованной массе верхней мантии очаги, линзы чистого расплава, а также легкоплавкие интерстициальные жидкости совместно с вмещающими породами образуют астеносферу. Мощности отдельных линз не должны превышать первых километров. В противном случае эти линзы были бы препятствием для поперечных волн. Как и жильные серии расслоенных интрузий, линзы мантийных расплавов концентрируются на определенных глубинах, но в отличие от остаточных расплавов коровых интрузий расплавы астеносферы могут существовать чрезвычайно долго. Оценки показывают, что недра Земли глубже 800 км после кристаллизации основной массы мантии почти не остывали, а охлаждение на глубине 80 км за 3×10^9 лет не превысило 100° [101, с. 47]. Температура же кристаллизации пород базальтоидного состава при прочих равных условиях ниже температуры кристаллизации ультраосновных пород на $200\text{--}300^\circ$ [50].

Таким образом, происходящие в течение всей геологической истории тектонические и тектоно-магматические процессы могут быть связаны с продолжающимся охлаждением верхней мантии, кристаллизацией остаточных расплавов, сопровождающейся деформациями литосферы и земной коры, в том числе и образованием глубинных разломов, по которым мантийные расплавы поступают в кору и на земную поверхность.

Модели первоначально расплавленной и остывающей до современного состояния Земли рассматривались неоднократно [101, 221]. На трудности, с которыми сталкивались предлагавшиеся схемы, указывала Е.А.Любимова [97]. Главные из них — необходимость слишком высокой теплопроводности мантии и проблема существования земной коры двух типов — в свете изложенной здесь схемы представляются преодолимыми.

Рис. 73. Схема изменения температуры в Земле от ее первоначально расплавленного до современного состояния.

Температура в Земле: 1 — к моменту начала затвердевания внутреннего ядра; 2 — то же, мантии; 3 — в настоящее время. Температура плавления (кристаллизации), цифры в кружках: 1 — вещества ядра; 2 — главного объема вещества мантии; 3 — легкоплавких силикатных дифференциатов (остаточных расплавов). Границы: I — распространения остаточных расплавов, современная нижняя; II — мантии и ядра; III — внешнего и внутреннего ядра. На врезках в увеличенном масштабе показаны участки пересечения кривых температуры среды и температуры кристаллизации остаточных расплавов. Заштрихованы области существования жидкой фазы



Термическое состояние первоначально расплавленной Земли в разные моменты ее затвердевания можно представить так, как изображено на рис. 73. Заметим, что кристаллизация верхнемантийных остаточных расплавов по этой схеме возможна как сверху, так и снизу

астеносферы. Но приведенная схема качественная, так что пока остается в силе вывод Е.А.Любимовой о том, что "... в настоящее время не предложено достаточно последовательного количественного рассмотрения термической эволюции Земли при гипотезе ее первоначально расплавленного состояния" [96, с. 125]. В то же время такое рассмотрение весьма актуально, так как существуют факты, указывающие на необходимость прохождения Землей стадии расплавления: изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород разного возраста, приуроченность коматиитов исключительно к позднearthейским толщам, раннее и быстрое образование ядра и др. [70, 127, 256]. Приведенная здесь аналогия тектоносферы с реальными природными объектами — крупными расслоенными интрузиями — может способствовать решению этой сложной задачи. Важно и то, что с помощью этой модели легко решается (или она просто снимает) ряд проблем, не нашедших пока окончательного решения. К ним могут быть отнесены: источники тепла для появления в полностью твердой мантии расплавов, механизм концентрации рассеянных жидких пленок и капель в более или менее крупные скопления, петрологические и петрохимические аспекты выплавления магм различного состава из твердого вещества мантии, происхождение слоистой структуры мантии и др.

Г Л А В А 8. КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МАНТИЙНЫХ РАСПЛАВОВ IN SITU КАК ПРИЧИНА МЕДЛЕННЫХ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ (ПО ОТНОШЕНИЮ К УРОВНЮ ОКЕАНА) ДВИЖЕНИЙ КОНТИНЕНТОВ

Вертикальные колебательные движения земной коры, проявляющиеся прежде всего в изменчивости мощностей и фаций осадочных пород, наличии стратиграфических перерывов, представляют собой одну из важных проблем геотектоники, от решения которой в значительной степени зависит адекватность наших представлений о причинах и механизмах тектогенеза. Можно указать две ее стороны: собственно геотектоническую (кинематическую) и динамическую (тектонофизическую). К первой относятся такие вопросы, как выделение различных типов движений по масштабу охватываемых ими площадей, характерному периоду колебаний и другим признакам; установление одновременности или разновременности отдельных колебательных циклов в разных регионах, определение характерных скоростей опусканий и поднятий и т.д.; ко второй — физические причины и механизмы, определяющие факт существования колебательных движений и их кинематику. Очевидно, решение вопроса о динамике колебательных движений невозможно без достаточной ясности в вопросах кинематических. Одни кинематические аспекты проблемы изучены достаточно хорошо, другие пока разработаны слабо.

Многое сделано по проблеме классификации тектонических движений [14, с. 90; 108, с. 29; 164, с. 52]. Предложенные схемы характеризуются разной степенью деятельности, но во всех них учитываются два главных типа колебательных движений: 1) охватывающих обширные территории, включающие как платформы, так и геосинклинали, возможно, отдельные материков в целом; 2) локализующихся в пределах отдельных геотектонических элементов (платформ, геосинклиналей) и приводящих к образованию сосуществующих прогибов и поднятий, часто как бы перемещающихся в пространстве. Эти два типа движений в литературе называют по-разному [164, с. 52]. Будем придерживаться наиболее простой терминологии и именовать их соответственно общими и волновыми колебаниями [21, с. 24], помня, что эти названия не претендуют на физическую строгость.

ОБЩИЕ И ВОЛНОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ

Общие и волновые колебания обычно происходят одновременно. Для того чтобы исследовать кинематику каждого из них, их необходимо разделить. Это достигается путем анализа распределения мощностей, фаций и перерывов

в осадконакоплении на больших территориях (масштаба континента) и за значительный промежуток времени (не менее нескольких периодов).

Очень важен для поиска динамической схемы колебательных движений вопрос о синхронности общих колебаний на всех континентах. Действительно, если такая синхронность существует и строго выдерживается, необходимо искать некий единый, "концентрированный" источник колебательных движений в недрах Земли или даже внешний по отношению к Земле — космический. Если же указанной синхронности нет или она наблюдается не всегда, таким источником нельзя объяснить реальные колебания.

По поводу синхронности общих колебаний существуют разные мнения. В работе [198] приведены история вопроса, анализ его современного состояния, критика представления о глобальной синхронности. Главный аргумент — ясно видимое несовпадение кривых фанерозойских регрессий и, особенно, трансгрессий в пределах разных континентов. Кривые построены на основании палеогеографических карт и отражают отношение (выраженное в процентах) площади, покрытой морем, к общей площади каждого рассмотренного региона. Заметим, что палеогеографический метод анализа колебательных движений имеет свои ограничения. Трудно, например, разделить общие и волновые колебания: морем могут быть покрыты лишь впадины, связанные с волновыми движениями, но если площадь их достаточно велика, такая трансгрессия неотличима от трансгрессии, связанной с общим погружением. Кроме того, трудно сделать оценку скорости вертикальных движений. В то же время эта характеристика весьма важна при переходе от кинематической стороны проблемы к динамической. Метод изучения колебательных движений, основанный на анализе распространенности различных формаций в разные эпохи, позволяет преодолеть указанные ограничения палеогеографического метода.

Если одновременно существуют общие и волновые колебания, задача их разделения может быть решена с использованием явления "успевающей" за волновыми движениями пенеplanation и объемного метода [128]. Волновые, местные колебания найдут свое отражение в осадках за счет местных источников, т.е. в обломочных образованиях. Источники морских необломочных, аквагенных осадков (хемогенных и органических карбонатов, кремнистых осадков, эвапоритов) рассредоточены по всей поверхности Земли, так что даже для больших территорий этот материал можно считать почти полностью принесенным извне. Таким образом, мощности аквагенных осадочных пород могут служить мерой общих колебательных движений.

Следует подчеркнуть, что в отличие от поднятий, связанных с волновыми колебаниями, определить скорость поднятия всего континента по обрамляющему шлейфу обломочных пород пока невозможно из-за недостатка данных об их объемах. Можно лишь определить периоды высокого (по отношению к уровню океана) стояния континентов, которым соответствует отсутствие морских необломочных отложений.

На рис. 74 приведены скорости накопления аквагенных осадков на раз-

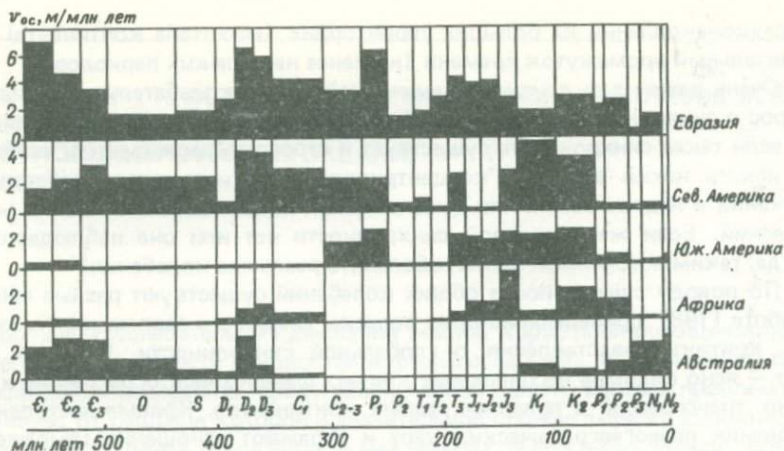


Рис. 74. Скорости накопления аквагенных осадков ($v_{ос}$) на разных континентах

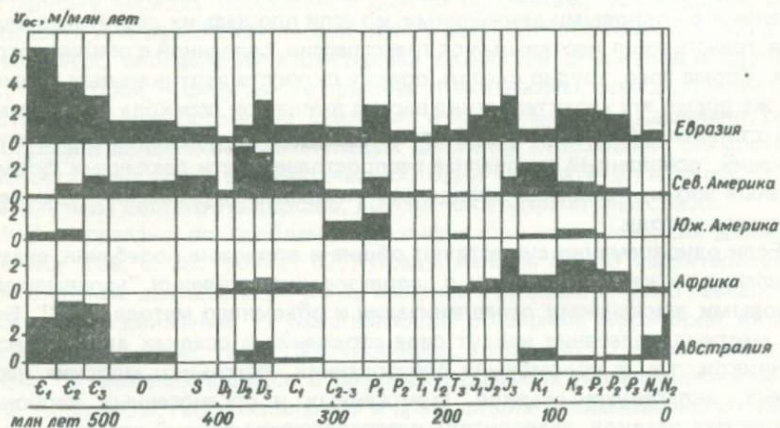


Рис. 75. скорости накопления аквагенных осадков ($v_{ос}$) на платформах разных континентов

ных континентах, а на рис. 75 — на платформах тех же континентов. И те и другие скорости вычислены по данным А.Б.Ронова, В.Е.Хаина и др. [129—136, 166—168]. Использованы сведения лишь для фанерозоя, так как скорости осадконакопления в рифее [137, 169] и венде [138] усреднены по временным интервалам, значительно большим, чем длительность эпох фанерозоя, и поэтому несут искаженную информацию о колебательных движениях

соответствующей "частоты". Кроме того, сохранность столь древних отложений значительно хуже, чем фанерозойских. При вычислении скоростей, как и в упомянутых работах, принималось, что в обломочно-карбонатных породах содержится 50 % карбонатов. Длительность эпох в абсолютном исчислении времени для данных, опубликованных до 1961 г., взята из работы [128], а для данных, опубликованных позднее, — из [129, 133–135, 166–168].

Полученные графики по смыслу их построения должны отражать общие колебания континентов. Их вид и, в частности, "насыщенность" зависят от полноты и детальности геологической изученности территории, точности тектонического районирования для каждой эпохи, качества разделения волновых и общих колебаний, масштаба усреднения данных (размера континента, его геотектонической пестроты или однородности и других факторов), которые для рассматриваемых регионов существенно различаются. Таким образом, строго оценить точность построенных графиков не представляется возможным. Тем не менее можно считать, что изменения скоростей погружения отдельных территорий качественно верно отражают реальные движения континентов по отношению к уровню океана, так как усреднение осуществлялось по очень большим площадям (порядка 10^6 км²) и значительным интервалам времени (порядка 10 млн. лет). Вероятно, достаточно близки к реальным и абсолютные значения скорости погружения. Изображение скоростей накопления осадков в виде гистограмм объективнее представляет информацию, чем обычно используемые кривые, в которых отрезки, соединяющие точки значений скоростей, средних для данных эпох, в общем случае не отражают реальной картины изменения скорости в интервале времени между серединами эпох. Кроме того, разнесение данных о каждом континенте по своим собственным осям координат в "гистограммном" варианте практически не уменьшает возможности их визуального сопоставления и одновременно облегчает анализ каждого графика в отдельности.

Сопоставление рис. 74 и 75 показало, с одной стороны, принципиальное подобие движений платформ и соответствующих континентов в целом, а с другой — и заметные различия. Последние могут свидетельствовать о том, что отдельные крупные элементы континентов (геосинклинали, платформы) обладают некоторой автономностью вертикальных движений и (или) принятый способ разделения общих и волновых движений несовершенен. Преимущественно более высокие скорости погружений континентов в целом по сравнению со скоростями погружения соответствующих платформ можно интерпретировать следующим образом. Во-первых, составляющая общих движений в геосинклиналях может быть больше, чем на платформах. Во-вторых, нельзя исключить, что объемы поднятий волновых движений меньше, чем объемы впадин, и обломочного материала не хватает, чтобы их заполнить. Какой-то объем впадин будет заполняться "дополнительными" аквагенными осадками, и тогда составляющая скорости общих движений, особенно в пределах геосинклиналей, где волновые движения наиболее контрастны и интенсивны, окажется завышенной. И наконец, завышенными зна-

чения скорости общих движений в геосинклиналях могут оказаться из-за того, что ощутимая часть обломочного материала сносится за пределы континента. Последнее тем более правдоподобно, что в каждую эпоху тектонической активности геосинклинали располагаются, как правило, на периферии континентов.

К сожалению, пока нет способа надежно оценить роль каждой из перечисленных причин различий в общих движениях платформ и соответствующих континентов в целом и внести соответствующие поправки. Поэтому для выяснения закономерностей общих вертикальных движений целесообразно использовать данные не по континентам в целом, а только по платформам. Здесь влияние волновых движений должно сказываться в наименьшей степени, так как их интенсивность и контрастность сравнительно невелики, а внутреннее положение платформ в пределах континентов обеспечивает большую сохранность обломочного материала, сносимого с локальных поднятий, а следовательно, и более полную компенсацию впадин этим материалом. К выводу о предпочтительности исследования общих закономерностей трансгрессий и регрессий с использованием данных по платформам ранее пришел А.Л.Яншин, руководствуясь соображением о том, что в пределах однотипных по тектонической истории блоков земной коры эти закономерности должны проявляться четко [198].

По графикам скоростей накопления аквагенных осадков на платформах разных континентов можно заключить следующее. В фанерозое режимы аквагенного осадконакопления на разных платформах были далеко неодинаковы. Платформы северных континентов преимущественно покрывались морем, в то время как южные материки отличались длительными периодами высокого стояния. И все же некоторые общие закономерности распределения скоростей погружений можно отметить. Из 25 эпох, выделенных на рис. 75, в пяти случаях (на границах эпох поздний кембрий — ордовик, поздний девон — ранний карбон, ранняя — поздняя пермь, поздний мел — палеоцен, эоцен — олигоцен) уменьшение скорости осадконакопления происходило на всех платформах, для которых имеются такие данные. Еще в двух случаях (ранний — поздний карбон, палеоцен — эоцен) скорость повышалась только на одном из континентов, а на остальных она уменьшалась. В то же время есть только четыре случая (ранний — средний девон, средний карбон — поздняя пермь, ранняя — средняя юра, средняя — поздняя юра), когда на границе двух эпох произошло увеличение скорости осадконакопления на всех континентах, для которых имеются данные.

Таким образом, нисходящие по отношению к уровню океана движения платформ различных континентов, хотя и обнаруживают признаки синхронности и периодичности, все же обладают значительной автономностью. Синхронность же восходящих движений тех же регионов выражена значительно лучше. Эта особенность общих вертикальных движений платформ связана, по-видимому, с тем, что существенную роль в процессе играют изменения

уровня океана, так называемые геократические движения [108, с. 294]. Действительно, если движения континентов или даже их отдельных крупных блоков обладают определенной автономностью, то логично допустить, что такая автономность свойственна и отдельным участкам океанической коры. Но в отличие от движения поднятого континентального блока, которое приведет к изменению положения только его собственной поверхности относительно уровня океана, движение крупного океанического блока земной коры вызовет изменение по отношению к тому же уровню всей поверхности континентальной земной коры.

АНАЛИЗ КИНЕМАТИЧЕСКИХ СХЕМ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ КОНТИНЕНТОВ

Наблюдаемые колебательные по отношению к уровню океана вертикальные движения континентов объяснялись разными кинематическими схемами, согласованными, как правило, с той или иной общетектонической концепцией. В системе координат, связанной с центром Земли, а не с уровнем океана, эти схемы выглядят следующим образом.

1. Все радиусы Земли неизменны. Изменяется объем воды в океане. Эта схема анализировалась неоднократно [108] и признана неудовлетворительной по двум главным соображениям. Во-первых, нельзя найти достаточно мощные источники и стоки воды, которые обеспечивали бы наблюдаемые амплитуды погружений и поднятий крупных территорий. Во-вторых, по этой схеме трансгрессии и регрессии должны были быть абсолютно синхронными на всех континентах, что в действительности не наблюдается. Именно в результате анализа этой схемы был сделан вывод о том, что реальные колебания объема воды в океане, обусловленные, например, намерзанием ледовых щитов и их таянием (гляциоэвстатические колебания), столь невелики, что ими можно пренебречь при изучении вопроса о колебательных движениях материков.

2. Объем воды в мировом океане примерно постоянный.

2а. Происходят периодические пульсации объема Земли при сохранении ее формы.

2б. Периодически изменяется форма Земли (при сохранении ее объема), связанная либо с перемещением оси вращения, либо с изменением скорости вращения планеты.

Весьма проблематична динамическая сторона этих представлений, на которых здесь нет необходимости останавливаться, так как и кинематические следствия этих гипотез противоречат фактам. Пульсации объема если и вызовут трансгрессии и регрессии, то синхронные на всех континентах, а периодические изменения формы Земли должны привести к зонально-широтным

строго упорядоченным в планетарном масштабе наступлениям и отступлениям моря. Ни те ни другие явления фактически не наблюдаются.

2в. Более или менее автономно периодически то увеличиваются, то уменьшаются расстояния от центра Земли до поверхности (радиусы) крупных континентальных блоков, в то время как радиусы океанических блоков неизменны. Такая схема в главных чертах могла бы объяснить наблюдаемую картину общих колебательных движений, однако пришлось бы приписать случайному совпадению периоды высокого стояния всех платформ. Другую неудовлетворенность в этой схеме вызывает резкое различие в свойствах континентальных и океанических секторов.

2г. В какой-то мере автономно периодически увеличиваются и уменьшаются радиусы как континентальных, так и океанических крупных секторов Земли. Кинематически такая схема могла бы полностью объяснить фактические данные по общим колебаниям, разумеется, при соответствующем подборе скоростей изменения радиусов. Глобальные регрессии, в частности, могут быть вызваны относительно быстрым уменьшением радиуса любого из крупных океанических секторов. Остается динамическая сторона вопроса, на которой мы кратко остановимся.

Причинами изменения радиуса какого-нибудь сектора Земли могут быть либо перемещения вещества из этого сектора в соседние (или наоборот), либо изменение объема вещества при сохранении массы сектора. Так как речь идет о крупных секторах с характерным размером на поверхности Земли порядка 10^3 км, механизм обмена веществом между соседними секторами, приводящий к более или менее равномерному по всей площади сектора движению, очень трудно обосновать. Напротив, волновые колебательные движения обусловлены, вероятно, именно горизонтальными перемещениями мантийного вещества, поскольку при этом необходимы перемещения на значительно меньшие расстояния, и сопряженность движений разного знака часто хорошо выражена. Очевидны и перемещения вещества с одного глубинного уровня на другой в пределах одного и того же сектора. Они проявляются, например, в виде мантийных расплавов, поступающих в приповерхностную зону земной коры (мелкозалегающие интрузии, эффузивы). При определении скорости погружений по методу А.Б.Ронова эффузивы включают в общий объем необломочных пород. Законность такой операции несомненна, если интересоваться лишь скоростями вертикальных движений по отношению к уровню океана. Очевидно, однако, что отложение вулканогенных толщ не связано с заметным изменением среднего радиуса Земли, соответствующего достаточно большой территории: материал почти по вертикали просто переносится с более глубокого уровня на более мелкий. Изменениями плотности материала при таком переносе можно, вероятно, пренебречь, так как уменьшение объема при кристаллизации глубинных расплавов в значительной мере компенсируется возникающей в условиях низких приповерхностных давлений пористостью.

Итак, причины изменения радиусов крупных секторов Земли следует

искать не в протеканиях вещества, а в изменениях его объема. Одним из наиболее достоверных механизмов, которые могут привести к таким изменениям, является фазовый (или полиморфный) переход I рода в глубоких слоях Земли [154]. Простые оценки показывают, что характерные скорости и длительность фазовых переходов, происходящих в верхней мантии Земли, находятся в хорошем соответствии с кинематическими параметрами общих вертикальных движений платформы. Процесс этот имеет, однако, ярко выраженную направленность, и нужны специальные механизмы, чтобы "заставить" его пойти в обратном направлении. Особенно трудно обосновать такую инверсию какими-либо изменениями в глубоких недрах. Более успешными выглядят попытки связать обратимость вертикальных движений с теплоизолирующим влиянием осадков, откладывающихся на погружающуюся поверхность (или сносимых с воздымающейся поверхности) [154, с. 407; 236, 238]. Поскольку осадочные породы имеют низкую теплопроводность и содержат сравнительно много радиоактивных элементов, можно было бы ожидать, что их накопление или размыв приведет к изменению теплового режима мантии и остановит или даже повернет движение фазовой границы в обратном направлении. На первый взгляд эта схема вполне работоспособна.

Так как вопрос о колебательном характере изменения радиусов крупных блоков важен для понимания природы общих вертикальных движений и физических процессов в тектоносфере, модели многофазной мантии с движущимися фазовыми границами и отлагающимися на земной поверхности осадками рассматривались специально в работах [66, 163]. Здесь лишь кратко изложим основные результаты этих исследований.

В работе [66] на основании решения одномерной задачи Стефана методом В.Г.Меламеда показано, что отложение слоя вещества на поверхность среды, содержащей фазовые границы, не выводит систему на колебательный режим. Этот вывод, основанный на рассмотрении только одного примера, был подтвержден целым рядом моделей тектоносферы, расчеты которых облегчались благодаря простому алгоритму решения задачи Стефана для случая медленных движений фазовых границ, предложенного Я.М.Хазаном [163].

Предполагалось, что тектоносфера состоит из трех основных слоев: литосферы, астеносферы, содержащей расплавы легкоплавких веществ, и подстилающего слоя мантии. Физические характеристики этих слоев для исходного стационарного состояния (без осадков на поверхности) принимались в соответствии с имеющимися в геофизической литературе оценками. Зависимость температуры плавления (кристаллизации) от давления задавалась линейной. Система выводилась из равновесия уменьшением тепловыделения в литосферном слое. Модели различаются:

1) режимом осадконакопления: а) отложение осадков не происходит; б) осадки мгновенно компенсируют проседание; в) скорость осадконакопления v_{oc} пропорциональна базису эрозии h : $v_{oc} = \alpha h$. Коэффициент пропорциональности α варьировал в пределах $10^{-3} - 10^{-2}$ (млн лет) $^{-1}$;

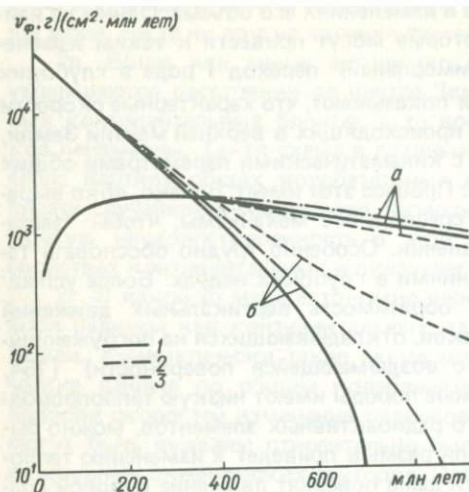


Рис. 76. Изменение во времени скорости движения фазовых границ (v_{ϕ}): *a* — нижняя граница слоя, содержащего расплавы (астеносферы); *b* — то же, верхняя; 1 — конечная скорость осадконакопления, пропорциональная базису эрозии ($\alpha = 3 \times 10^{-3}$ млн лет $^{-1}$), на нижней границе подастеносферного слоя модели постоянная температура; 2 — то же, на нижней границе постояннен поток тепла; 3 — осадконакопления нет, на нижней границе модели постоянная температура

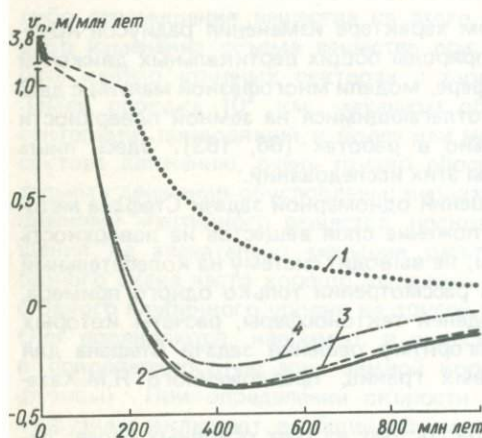


Рис. 77. Изменение во времени скорости движения земной поверхности (v_{Π}): 1 — осадконакопления нет; 2 — конечная скорость осадконакопления, "реальные" осадки; 3 — то же, "мантийные" осадки (1—3 — на нижней границе подастеносферного слоя модели поддерживается постоянная температура); 4 — конечная скорость осадконакопления, на нижней границе постоянный тепловой поток

2) условиями на нижней границе подастеносферного слоя модели, где в разных вариантах принималась постоянной температура или поток тепла;

3) начальной скоростью фазовой границы, которая варьировала в пределах 10—100 м/млн лет;

4) типом осадков; рассматривались "реальные" осадки, имеющие характеристики, типичные для осадочных пород, и "фиктивные" ("мантийные") с такими же теплофизическими параметрами, как у вещества литосферы¹⁵.

Результаты расчетов скорости для некоторых моделей приведены на рис. 76 и 77. Скорость определена как количество вещества в столбе с сечением 1 см², претерпевшего фазовый переход в единицу времени. Основной вывод, который следует из результатов этих расчетов, таков, что во всех рассмотренных случаях движение имеет характер релаксации с монотонным приближением к положению равновесия и не проявляет признаков выхода

¹⁵ Решение задачи, использованное в работе [66], не позволяло наращивать литосферный слой сверху другим веществом; в работах же [64] и [163] этот случай "фиктивных" осадков рассмотрен для того, чтобы была возможность сравнить результаты, полученные разными методами.

на колебательный режим. Изменение знака скорости поверхности на поздних этапах эволюции (см. рис. 77) связано с заполнением впадины осадками после окончания проседания. Расчеты также показали, что при "естественном" режиме накопления осадков (в отличие, скажем, от мгновенного отложения значительного слоя осадков в случае мелкого залегания фазовой границы, как принимается в работах [246, 247]) их влияние, в том числе и теплоизолирующее, на движение глубинных фазовых границ незначительно. Поэтому медленное накопление осадков и движение фазовых границ можно рассматривать независимо, что существенно упрощает решение задачи.

Итак, приходим к заключению, что знакопеременные изменения объемов крупных секторов Земли весьма маловероятны, и от такой кинематической схемы общих вертикальных колебательных движений следует отказаться. Но колебательные (по отношению к уровню океана) вертикальные движения поверхностей континентальных блоков не обязательно должны быть связаны с пульсациями объемов соответствующих секторов Земли. Можно предложить довольно простую схему с однонаправленным изменением радиусов.

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ ПО ОТНОШЕНИЮ К УРОВНЮ ОКЕАНА – СЛЕДСТВИЕ НЕСИНХРОННОГО ПОГРУЖЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ БЛОКОВ ЛИТОСФЕРЫ

Представим сферическую модель Земли, состоящую из m океанических и n континентальных секторов, которым на поверхности соответствуют крупные океанические и континентальные блоки литосферы порядка 10^3 км в поперечнике. Обозначим радиусы океанических секторов (т.е. расстояния от центра Земли до дна океана) R_k , площадь их поверхности – S_k , континентальных – соответственно r_k и s_k . Объем воды в океане примем постоянным. Кроме того, можно считать, что поверхность континентов в среднем всегда близка к уровню океана [14, с. 36].

Пусть радиусы секторов независимо один от другого прерывисто-монотонно изменяются со скоростями \dot{R}_k и \dot{r}_k , причем для всех секторов знаки скорости одинаковы, а абсолютные значения могут различаться. Условие $\dot{R}_k, \dot{r}_k > 0$ соответствует расширению Земли, а условие $\dot{R}_k, \dot{r}_k < 0$ – сжатию. За время Δt поверхности секторов опишут объемы $V_k = \dot{R}_k S_k \Delta t$, $v_k = \dot{r}_k s_k \Delta t$. Очевидно, если

$$\sum_{k=1}^m V_k > \sum_{k=1}^n v_k,$$

то на поверхности Земли будет наблюдаться преобладание нисходящих по отношению к уровню океана движений континентальных блоков (трансгрес-

сия), хотя некоторые из них могут испытывать восходящие движения, если их собственные скорости \dot{r}_k достаточно велики. В случае

$$\sum_{k=1}^m V_k < \sum_{k=1}^n v_k$$

будут преимущественно наблюдаться воздымания континентальных блоков над уровнем океана (регрессия), хотя отдельные блоки, у которых в этот момент скорость \dot{r}_k близка к нулю, могут погружаться под воду.

Для рассмотрения движения отдельных континентальных блоков по отношению к уровню океана удобно ввести скорость изменения среднего радиуса R_w поверхности океана:

$$\dot{R}_w = \frac{\sum_{k=1}^m \dot{R}_k S_k}{\sum_{k=1}^m S_k}.$$

Теперь неравенство $\dot{r}_k > \dot{R}_w$ соответствует поднятию континентального блока, а противоположное неравенство — его опусканию. Отсюда ясно, что достаточно изменений \dot{r}_k и \dot{R}_w только по абсолютному значению, но таких, чтобы изменялся знак неравенства между ними, и на поверхности будут наблюдаться колебательные движения континента по отношению к уровню океана.

В заключение отметим, что неоднократная синхронность в фанерозое снижения скорости осадконакопления на всех платформах позволяет сделать выбор направления монотонного движения блоков. В случае прогрессивного увеличения радиусов всех секторов для наступления глобальной регрессии необходимо, чтобы на фоне медленного повышения уровня океана с несколько большей скоростью одновременно поднялись бы все континентальные блоки. Если же радиусы всех секторов прогрессивно уменьшаются, глобальная регрессия возникает уже при относительно быстром опускании всего одного-двух крупных океанических блоков. Понятно, что последняя ситуация более вероятна. Таким образом, из утверждения, что \dot{R}_k и \dot{r}_k имеют один и тот же знак, а также из факта лучшей выраженности глобальных регрессий, чем трансгрессий, следует, что средний радиус Земли, по крайней мере в течение фанерозоя, прогрессивно уменьшался. Этот последний вывод, в свою очередь, хорошо согласуется с моделью медленно остывающей тектоносферы, содержащей кристаллизующиеся остаточные расплавы.

ГЛАВА 9. ОБРАТИМЫЕ ПЕРЕХОДЫ В ТОНКОДИСПЕРСНОЙ ДВУХФАЗНОЙ СИСТЕМЕ АСТЕНОСФЕРЫ КАК ОДНА ИЗ ПРИЧИН ГЛЯЦИАЛЬНО-ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

В предыдущей главе рассматривались следствия кристаллизации расплавов, собранных в относительно крупные линзы, скопления которых образуют протяженные горизонты. Выделяющаяся при кристаллизации таких линз скрытая теплота перехода должна быть отведена через мощную толщу литосферы, что и определяет низкую скорость процессов вообще и погружений земной поверхности в частности. Но в принятой модели астеносферы находятся и рассеянные мелкие включения относительно легкоплавких жидкостей. По крайней мере некоторая их часть в каждый момент пребывает в состоянии фазового равновесия, так как постепенно снижающаяся температура среды сравнивается с температурой фазового перехода этой части интерстициальных жидкостей.

Пусть включения расплавов более или менее равномерно распределены в мощной толще. Тогда эта толща характеризуется следующими важными свойствами. Температура в ней стабилизирована на уровне температуры фазового перехода T_{ϕ} во всей области существования расплавов определенного состава. Теплота перехода при кристаллизации жидких включений может отводиться в окружающую твердую среду (матрицу), масса которой намного больше массы включений. Поэтому характерное время тепловой релаксации для такой системы определяется расстояниями между включениями, т.е. очень невелико. Система чувствительна к изменениям давления, так как при этом нарушается фазовое равновесие, и инициируется переход на границах центров новой фазы.

Таким образом, при изменениях давления в среде, вызванных, например, нагружением земной поверхности или ее разгрузкой, астеносфера будет весьма быстро реагировать на эти изменения механическими перемещениями заметной амплитуды. Этот эффект должен иметь место, например, в случае гляциально-постгляциальных движений.

Проблема постгляциальных поднятий уже давно привлекает внимание исследователей. Она интересна, в частности, тем, что численные значения нагрузки и ее изменений во времени при стаивании ледовых щитов можно определить довольно точно. Вполне достоверно определяется и механическая реакция Земли (скорости вертикальных перемещений различных участков поверхности) на снятие нагрузки последних оледенений Фенноскандии и Канады. Следовательно, открывается возможность достаточно надежно вычислить параметры среды, реагирующей на переменное во времени нагружение.

Самая простая форма реакции — механическая, а именно вязкое течение вещества мантии. Задачу количественного определения вязкости мантии Земли с использованием данных о скоростях постгляциальных поднятий пытаются решать с середины 1930-х гг. (см. обзор в книге [8]). Одна из таких схем подробно рассмотрена в работе [8], где вязкость астеносферы оценена в $10^{19} - 10^{20}$ Па·с.

Однако реакция мантии на переменную нагрузку может иметь и другую природу. Это тем более вероятно, что с помощью вязкой модели мантии очень трудно добиться хорошего соответствия вычисляемых значений скоростей наблюдаемому профилю скорости постгляциальных движений. Попытки усложнить вязкую модель мантии — принимать в ней переменную вязкость [211, 243, 250 и др.] — сняли не все вопросы, задача подбора профиля вязкости не имеет единственного решения¹⁶. По поводу сложившейся в этой области исследований ситуации В.Н.Жарков и В.П.Трубицын пришли к заключению: “В известном смысле детальный анализ вязкости мантии по данным послеледниковых поднятий завел эту важнейшую проблему геофизики в тупик. Выход из положения, видимо, следует искать как в рассмотрении более адекватных действительных моделей, так и в привлечении данных о физических механизмах течения горных пород при высоких давлениях и температурах” [73, с. 81].

Возможность осуществления “фазового” механизма постгляциальных поднятий также обсуждается уже довольно давно (см. краткий обзор в работе [55]), однако количественная сторона предлагавшихся схем остается не вполне удовлетворительной. Здесь, следуя работе [65], приводится новая схема “фазовой” реакции мантии на изменения давления, которой не требуются экстремальные значения параметров (например, слишком низкие значения теплоты перехода или большое число протяженных фазовых границ), как это было в схемах, предлагавшихся ранее.

Будем считать, что под областью, покрываемой ледяным щитом, в мантии находится слой мощностью H , содержащий равновесные двухфазные включения. При наложении ледовой нагрузки давление в среде изменится на $\Delta p = \rho_l g h_l$, где ρ_l и h_l — плотность и мощность льда, g — ускорение свободного падения. Здесь не учтено уменьшение наложенного давления с глубиной, но при приложении нагрузки к большой площади, как это имеет место в случае оледенений, снижение Δp станет существенным на глубине, равной примерно половине горизонтального размера площади нагружения [55, с. 64], т.е. уже вблизи нижней границы верхней мантии.

Температура плавления материала жидких включений возрастает на

¹⁶ Б.И.Биргер (Проблемы конвективной неустойчивости мантии Земли: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. — М., 1985) показал, что картина послеледниковых поднятий может быть согласована с реакцией на нагрузку реологической среды Андраде, моделирующей неустойчивую ползучесть. Вязкости мантии, оцененные с использованием ньютоновских моделей, следует рассматривать как эффективные, которые хорошо описывают только это явление — послеледниковые поднятия, но не могут быть использованы при исследованиях термомонконвективной неустойчивости мантии.

$$\Delta T_{\Phi} = \frac{\partial T_{\Phi}}{\partial \rho} \Delta \rho.$$

В процессе восстановления равновесия, т.е. изменения температуры среды от $T = T_{\Phi}$ до $T = T_{\Phi}^1 = T_{\Phi} + \Delta T_{\Phi}$, происходит кристаллизация легкоплавкого компонента, причем полная теплота перехода, выделяющаяся при фазовом переходе, равна $cm \Delta T_{\Phi}$, где c — удельная теплоемкость, а m — полная масса системы. Таким образом, фазовый переход испытывает часть вещества:

$$\Delta m/m = c \Delta T_{\Phi} / L,$$

где L — теплота перехода. Отношение $\Delta m/m$ невелико. Так, при характерных для верхней мантии значениях плотности $\rho = 3,5 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, удельной теплоемкости $C = 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{}^\circ\text{C)}$, удельной теплоты перехода $L = 2,5 \times 10^5 \text{ Дж/кг}$, градиента температуры плавления $\partial T_{\Phi}/\partial z = 3 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C/м}$ и при $h_{\text{л}} = 3000 \text{ м}$ получаем $\Delta T_{\Phi} = 3 \text{ }^\circ\text{C}$, $\Delta m/m = 10^{-2}$. Еще раз подчеркнем, что масса m включает не только массу двухфазных вкраплений, но и массу твердого вещества, находящегося в объеме, где температура контролируется фазовым переходом. Поэтому фазовый переход при фиксированном изменении давления произойдет в тем большем объеме вещества, чем меньшими порциями расплавы основного состава однородно распределены в толще ультраосновного вещества мантии, играющего в этом случае роль теплового аккумулятора, обеспечивающего отвод тепла от центров кристаллизации или его подвод к центрам плавления.

При таком распределении расплавов для объяснения постгляциальных поднятий Фенноскандии с амплитудой $\Delta h = 300 \text{ м}$ нужно предположить, что температура стабилизирована фазовым переходом в толще мощностью

$$H = \frac{L}{c} \cdot \frac{\Delta h}{h} \cdot \frac{\rho}{\Delta \rho} \cdot \frac{\rho}{\rho_{\text{л}}} / \frac{\partial T_{\Phi}}{\partial z},$$

где $\Delta \rho$ — изменение плотности вещества при фазовом переходе. Если $\Delta \rho/\rho \approx 0,1$ и количество расплавов в среде превышает 1%, то $H \approx 250 \text{ км}$. Подчеркнем, что если бы то же количество вещества было сконцентрировано в одном тонком слое, то амплитуда поднятия оказалась бы в 100 раз меньше. Таким образом, уже при весьма умеренном количестве расплава, рассеянного в мантии, и вполне допустимой мощности слоя, содержащего его включения, удается интерпретировать амплитуду гляциально-постгляциальных движений.

Так как продолжительность эпохи оледенения (около 10^5 лет) мала по сравнению с характерным временем тепловой релаксации слоя мощностью 250 км (около 3×10^8 лет), для цикла ледового нагружения — освобождения ото льда этот слой, содержащий двухфазные включения, является эффективно теплоизолированным. Это означает, что тепло, накопленное в сис-

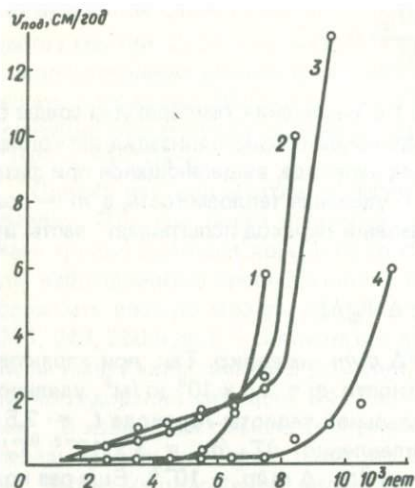


Рис. 78. Скорости постгляциальных поднятий ($v_{\text{под}}$) в Канаде и Фенноскандии (по А.Ф.Грачеву и П.М.Долуханову [49]):

1 — зал. Фробешер (Канада); 2 — зал. Корнейшен (Канада); 3 — Южная Швеция; 4 — Северная Норвегия

теме в процессе ее нагружения и кристаллизации расплавов; практически полностью сохранится в ней и будет поглощено при плавлении после снятия нагрузки. Следовательно, реакция двухфазной мантии на геологически краткие воздействия обратима.

Другой важной особенностью реакции рассматриваемой системы на нагружение является ее высокая скорость. Релаксация в системе фактически завершается за время τ_r , необходимое тепловому фронту для прохождения расстояния r между вкраплениями. Если время мало по сравнению с характерным временем изменения нагрузки τ_n , то временной профиль результирующих движений будет повторять закон нагружения или разгрузки, как это, по-видимому, и происходит на начальной стадии постгляциальных движений Фенноскандии и Канады [8, 49].

Подчеркнем, что при интерпретации постгляциальных движений с точки зрения вязкого перетекания вещества астеносферы объяснение очень высоких скоростей на начальном этапе движений (рис. 78) — очень не простая задача. Так, скорость поднятия в центре Фенноскандии, рассчитанная в предположении вязкого перетекания [8, рис. II. 1], оказывается вдвое меньше наблюдаемой. В предлагаемой модели характерное время отклика астеносферы на нагружение оказывается меньше времени снятия ледовой нагрузки ($\tau_n \approx 10^3$ лет) при условии, что расстояния между мелкими вкраплениями расплавов меньше 300 м. Понятно, что если такие расплавы в принципе существуют в толще мантии, то располагаются они значительно ближе один к другому.

Более медленные поднятия следующего этапа движений, происходящие $(3-10) \times 10^3$ лет спустя после снятия ледовой нагрузки, могут объясняться разными причинами. Одна из них — зависимость скорости фазового перехода от степени перегрева или переохлаждения (скорость уменьшается по мере приближения температуры среды к температуре фазового равновесия).

Однако более вероятно другое объяснение. Рассматриваемая схема гляциально-постгляциальных движений предполагает существование в области ледовых щитов положительных гравитационных аномалий в свободном воздухе интенсивностью около 10^{-3} м/с². В то же время в областях современно-го оледенения гравитационные аномалии этого типа в 2,5–5 раз меньше по

абсолютной величине и среди них встречаются как положительные (Гренландия, Восточная Антарктида), так и отрицательные (Западная Антарктида) [262]. Так как оледенение в этих регионах намного продолжительнее, чем последнее оледенение Фенноскандии и Канады, следует признать, что помимо механизма быстрого отклика двухфазной мантии на нагружение, не связанного с изменением массы силикатной оболочки под ледовым щитом, существует еще один механизм, имеющий намного большее характерное время и в какой-то мере компенсирующий добавление массы льда оттоком вещества мантии за пределы области оледенения. Таким механизмом может быть квазивязкое перетекание твердого вещества мантии или фильтрация расплавов (сконцентрированных в относительно крупных линзах) из-под нагруженного участка в область с меньшим давлением. В этой связи вспомним одну особенность структуры расслоенных интрузий: повышенную концентрацию пород жильной серии в эндоконтактных зонах. Этот факт обусловлен, вероятно, напряженным состоянием слоев, возникающим при их изгибании, а также действием нагрузки пород, отлагающихся во впадине усадки. Во всяком случае, он указывает на принципиальную возможность фильтрации расплавов в направлении вдоль расслоенности.

Таким образом, принятая модель тектоносферы не только не противоречит явлению постгляциальных поднятий, но, будем надеяться, поможет преодолеть трудности, возникающие при попытках интерпретации этих движений на основе представлений об исключительно реологической реакции мантии на изменения давления.

ГЛАВА 10. РАЗЛОМНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ УСТАНОВЛЕНИЯ ИЗОСТАТИЧЕСКОЙ УРАВНОВЕШЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЕЕ БЛОКОВ

КЛАССИЧЕСКАЯ ИЗОСТАЗИЯ И ЕЕ ПРОБЛЕМЫ

Явление изостатической уравновешенности элементов рельефа земной поверхности известно уже более 230 лет. Его открытие П.Буге в 1749 г., первые попытки объяснения, классические изостатические гипотезы Дж.Эри и Дж.Пратта (1855 г.), большой интерес к этой проблеме и успехи, достигнутые в ее исследовании уже в нашем столетии, освещены в работах Е.Н.Любтиха [98], В.А.Хейсканена и Ф.А.Венинг-Мейнеса [229], М.Е.Артемьева [4, 6]. Специальная статья по истории исследования изостази написана С.А.Ушаковым [159]. Авторы этих работ и сами внесли выдающийся вклад в изучение изостази и изостатических аномалий силы тяжести.

Изостазией называется состояние равновесия земной коры, т.е. кора располагается на подкоровом слое (субстрате) так, "как если бы она плавала на нем по закону Архимеда" [98, с. 3; 4, с. 7]¹⁷. Необходимо подчеркнуть, что этот вывод следует из анализа наблюдаемого поля силы тяжести в сопоставлении с рельефом земной поверхности, а не из знания действительного физического механизма установления изостатического равновесия. Собственно главным содержанием современных изостатических гипотез и является построение такого механизма. Трудность здесь заключается в том, что не удается согласовать в общем простую схему плавления твердого тела в жидкости (идеальной или вязкой — безразлично) с имеющимися данными о свойствах подкорового слоя, с фактами сильно различающихся характерных времен установления изостатического равновесия в разных регионах, с наличием больших изостатических аномалий и т.д. М.Е.Артемьев, анализируя современные проблемы изучения изостази, характеризует эти трудности следующим образом [5, с. 8]: "Несмотря на то, что изучение изостази позволило получить многие интересные результаты, существует еще целый ряд проблем, решение которых пока не найдено. Так, изучение районов современных оледенений и некоторых других участков приложения или снятия

¹⁷ Обратим внимание на характерное выражение: "плавала на нем". При плавлении в соответствии с законом Архимеда точнее было бы сказать: "плавала в нем", а еще лучше, вероятно, так: "как если бы ее блоки плавали в нем по закону Архимеда". Тогда, в частности, не нужно было бы при определении понятия "свободная поверхность субстрата" [98, с. 6] мысленно проделывать в коре отверстие, в которое должен подняться субстрат, чтобы установилось равновесие. Такие "отверстия" образуются реально — это разломы, разграничивающие блоки коры.

внешней нагрузки на литосферу дает характерное время восстановления равновесия $10^4 - 10^5$ лет. С другой стороны, совместный анализ геологического строения некоторых территорий указывает на возможность существования крупных структур, где нарушения равновесия литосферы могут существовать в течение $10^7 - 10^8$ лет (вал Намаха, Урал и т.п.), причем сейчас нет указаний на то, что эти нарушения поддерживаются действием глубинных сил или экзогенных факторов. Этот вопрос пока еще практически не изучен. Можно только предполагать, что если более тщательные исследования подтвердят существование таких районов, т.е. если эти аномалии не связаны с влиянием помех, о которых говорилось выше, то они связаны или с резким упрочнением литосферы, или с большим увеличением вязкости астеносферы в некоторых районах. Кстати, этот вопрос перекликается с проблемой истолкования гравитационного поля Луны. Первые имеющиеся данные указывают на наличие на ней крупных нарушений изостазии, связанных с лунными морями, представляющими собой весьма древние образования (порядка 10^9 лет).

Другая проблема изостазии тесно связана с некоторыми общими проблемами геотектоники. С одной стороны, результаты изучения воздействия внешних нагрузок на литосферу доказывают, что компенсация этих нагрузок происходит, видимо, благодаря перетеканию вещества астеносферы. С другой стороны, результаты геофизических исследований строения литосферы приводят к заключению, что 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 следствием 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.

Наконец, важнейшей из существующих проблем представляется проблема совершенствования методики изучения изостатического состояния литосферы, так как именно эти фактические данные лежат в основе всех дальнейших исследований".

Характерно, что во времена П.Буге и даже столетием позже, во времена Дж.Эри и Дж.Пратта, способ реализации изостазии представлялся очевид-

ным. Тогда существовало убеждение, что непосредственно под корой находится расплавленный материал, простирающийся до центра Земли. Поэтому главной и единственной целью исследователей было определение параметров коры: плотности и мощности. Казалось бы, располагая наблюдаемым гравитационным полем, рельефом земной поверхности, Архимедовым условием плавания блоков коры и некоторыми разумными интервалами, в которых могут изменяться плотности коры и мантийного расплава, эту задачу можно решить довольно просто и получить вполне надежный результат. Однако по мере накопления данных наблюдений выяснилось, что одновременно удовлетворить условию плавания блоков коры на жидком субстрате практически бесконечной мощности и подобрать наблюдаемое поле, не выходя за разумные пределы изменения параметров коры, удается далеко не всегда. Проблема еще более усложнилась, когда выяснилось, что субстрат, на котором залегают кора, — твердое, практически нетекучее, вещество. Пришлось опустить арену перетоков вещества мантии, обеспечивающих изостатическое выравнивание, значительно глубже — в астеносферу. Но материал астеносферы уже нельзя было безоговорочно признать жидким: сквозь него проходят поперечные упругие волны, хотя и с заметным затуханием.

Отсюда возникли два новых вопроса: 1) достаточно ли текуч материал астеносферы, чтобы обеспечить механизм изостазии; 2) можно ли применять и далее закон Архимеда для оценок изостатического состояния теперь уже не коры, а литосферы. Обе проблемы тесно связаны между собой, а само их возникновение означало признание того, что механизм установления изостатического равновесия неизвестен. Главной задачей исследований стал этот механизм.

Было ясно, что если вещество астеносферы и можно считать жидким, то вязкость этой жидкости слишком велика, чтобы она могла с достаточной скоростью проникать по разломам между блоками литосферы. Следовательно, пришлось отказаться от модели плавания в соответствии с законом Архимеда, так как блоки коры оказываются не погруженными в жидкость, что является обязательным условием при выполнении этого закона.

Были построены новые модели литосферы: бесконечная упругая пластина, вязкий слой, упруго-вязкий слой, нарастающая в плане пленка, залегающие на вязком основании. В качестве последнего рассматривалась астеносфера. Для количественного определения вязкости астеносферы необходимо было найти такое явление в природе, которое наверняка вызывалось бы перетеканием вещества астеносферы вследствие изменения нагрузки на нее, при этом нагрузка, площадь ее приложения и время действия должны были бы быть достаточно хорошо известны. Почти единодушно было признано, что этим условиям удовлетворяет явление опускания и поднятия поверхности Земли, связанное с образованием или стайванием ледового щита. Таким образом, проблему механизма установления изостатического равновесия можно было бы считать решенной, если бы не противоречия, изложенные в приведенной цитате М.Е.Артемяева. Подчеркнем, что, принимая механизм

изостазии, связанный с перетеканием очень вязкого материала астеносферы, мы вынуждены, по сути, отказаться от общепринятого (см. выше) определения изостазии.

Наиболее ответственным и в то же время наиболее слабым местом всей конструкции этого механизма является само предположение (а это только предположение — не более) о возможности заметного течения вещества астеносферы. Действительно, сделав альтернативное предположение: вещество астеносферы в реальных диапазонах дифференцированных нагрузок (градиентов напряжений) течь не может, мы просто снимаем с обсуждения вопрос об этом механизме. Естественно, одновременно исчезают и все противоречия, парадоксы и трудности, указанные М.Е.Артемовым. Правда, при этом мы снова оказываемся в самом начале пути: нужно объяснить как изостазию, так и явление постгляциальных поднятий.

Возможное решение последней проблемы рассмотрено в предыдущей главе. Здесь попытаемся построить схему установления изостатической уравновешенности земной коры без привлечения специального "изостатического" механизма, полагая, что такая уравновешенность должна устанавливаться вследствие эволюции двухфазной тектоносферы, приводящей к разломно-магматическим явлениям. Одно из них — образование внутрикоровой интрузии — уже иллюстрировалось выше (см. рис. 72).

РАЗЛОМНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ИЗОСТАЗИЯ

Рассмотрим более общий случай взаимодействия блоков коры с мантийными расплавами, поступившими в кору по глубинным разломам. Очевидно, что если бы все блоки коры были разделены открытыми трещинами, расплав свободно проникал бы в них и блоки всплыли бы, так как их средняя плотность меньше, чем плотность мантийных магм. Однако, хотя в коре и есть всегда какая-то сеть нарушений, практически все трещины закрыты, особенно их глубинные участки. Оживляться, приоткрываться могут лишь некоторые из них в момент погружений блоков литосферы в кристаллизующиеся мантийные линзы. Именно в эти нарушения прежде всего и проникает расплав, а далее он стремится попасть в любые ослабленные зоны, включая и субгоризонтальные. В пределах подкорового слоя такое проникновение затруднено, так как здесь литостатическое давление обычно больше давления в жидкости. В пределах же коры, наоборот: давление столба мантийного расплава, поднявшегося до земной поверхности (или почти до нее), больше чем литостатическое давление из-за большей плотности расплава по сравнению со средней плотностью материала коры. Таким образом, начиная от подошвы коры и выше создаются условия для всплывания блоков в мантийном расплаве. При этом необходимо подчеркнуть два важных обстоятельства: 1) наиболее вероятно, что от основания будут оторваны и окажутся "на плаву" на-

именее плотные верхние части блоков коры; 2) для того чтобы блоки коры оказались в состоянии плавания, не нужны особенно большие объемы расплава. Достаточно, чтобы расплав заполнил трещины, ограничивающие блок с боков и снизу.

Рассмотрим вначале условия отрыва блока коры от основания. Пусть имеется квадратный¹⁸ в плане блок коры (сторона квадрата равна a), ограниченный вертикальными плоскими трещинами, заполненными расплавом до верхней кромки блока. Пусть также на некоторой глубине расплав проник в субгоризонтальные трещины и распространился на площади $S = ma^2$ ($0 \leq m \leq 1$). Средняя плотность блока коры ρ_i меньше плотности расплава ρ_m . Определим условия отрыва блока подъемной силой, считая, что прочность пород на отрыв — f .

Вес пород блока, залегающих выше уровня h ,

$$P_1 = \rho_i g h a^2,$$

где g — ускорение свободного падения. Сила давления расплава на этом же горизонтальном уровне

$$P_2 = -\rho_m g h m a^2,$$

а сила сцепления между выше- и нижележащими частями блока

$$F = f a^2 (1 - m).$$

В момент отрыва должно выполняться неравенство

$$P_1 + F + P_2 \leq 0, \quad (10.1)$$

или

$$\rho_i g h a^2 + f a^2 (1 - m) \leq \rho_m g h m a^2,$$

откуда следует

$$m \geq \frac{f + g h \rho_i}{f + g h \rho_m}.$$

При фиксированных f и h для отрыва блока потребуется тем меньшая площадь субгоризонтальных трещин, заполненных расплавом, чем больше отличаются один от другого ρ_i и ρ_m . На малых глубинах $f \geq g h \rho$ и $m \approx 1$, т.е. для отрыва необходимо, чтобы магма заполнила горизонтальные трещины почти по всей площади блока. На больших глубинах $f \ll g h \rho$ и значение

¹⁸ Такая идеализированная форма принята для простоты. Более сложная геометрия не может повлиять на порядок величины результата, если боковые ограничения блока останутся субвертикальными.

m близко к ρ_i/ρ_m , т.е. составляют около 0,9. Таким образом, для того чтобы блок коры всплыл, расплав должен проникнуть по субгоризонтальным трещинам и распространиться под этим блоком не менее чем на 90 % его площади. В природе отрыв блока от основания, вероятно, облегчается благодаря расклинивающему действию жидкости, проникающей под давлением в малейшую трещину.

Существует и другая причина отрыва блока от основания. Если блок расширяется кверху, а ограничивающие его боковые поверхности разломы заполнены магмой, появляется вертикальная составляющая давления, действующая на блок, т.е. подъемная сила. Оценим эффективность этого механизма отрыва на примере блока простой геометрии. Пусть блок коры представляет собой обелиск с квадратным верхним основанием большей площади, чем прямоугольное нижнее основание (рис. 79, а). Две противоположные грани обелиска перпендикулярны к основаниям, а две другие — наклонены под острым углом α . Сторона квадрата верхнего основания и длинная сторона прямоугольного нижнего основания — a , короткая — b , высота обелиска — h_k , наклонное ребро l . Очевидно, что

$$b = a - 2h_k \text{ctg} \alpha, \quad l = h_k / \sin \alpha.$$

Плотность материала блока — ρ_i . Считаем, что субгоризонтальных трещин нет, т.е. $m = 0$. Вес блока $P_1 = 1/2 \rho_i g h_k a(a + b)$, а сила сцепления его нижнего основания с нижележащей толщей пород $F = fab$. Подъемная сила возникает только на наклонных гранях блока. Давление магмы на грани — функция глубины: $P = \rho_m g h$. Следовательно, подъемная сила, действующая на блок,

$$P_2 = -2\rho_m g a \cos \alpha \int_0^l h dh = -\rho_m g a l^2 \cos \alpha.$$

Подставляя P_1 , F и P_2 в неравенство (10.1) и выражая l и b через a и функции угла α , после несложных преобразований получаем, что отрыв блока произойдет при

$$\frac{a}{h_k} \leq \cos \alpha \frac{\rho_m + \sin \alpha (\rho_i + 2\varphi)}{\sin^2 \alpha (\rho_i + \varphi)}, \quad (10.2)$$

где $\varphi = f/gh_k$.

На рис. 79, б представлены зависимости a/h_k , b/h_k от угла α при таких фиксированных параметрах: $\rho_m = 2,9 \text{ г/см}^3$; $\rho_i = 2,7 \text{ г/см}^3$; $f = 3 \times 10^7 \text{ Па}$. Из формулы (10.2) и графика на рис. 79, б следует, например, что при выбранных плотностях и прочности пород на отрыв изометричный обелископодобный блок мощностью 10 км будет оторван от своего фундамента, если наклонные падающие навстречу один другому разломы будут расположены на поверхности на расстояниях не далее 3,78 км при угле наклона $\alpha = 80^\circ$;

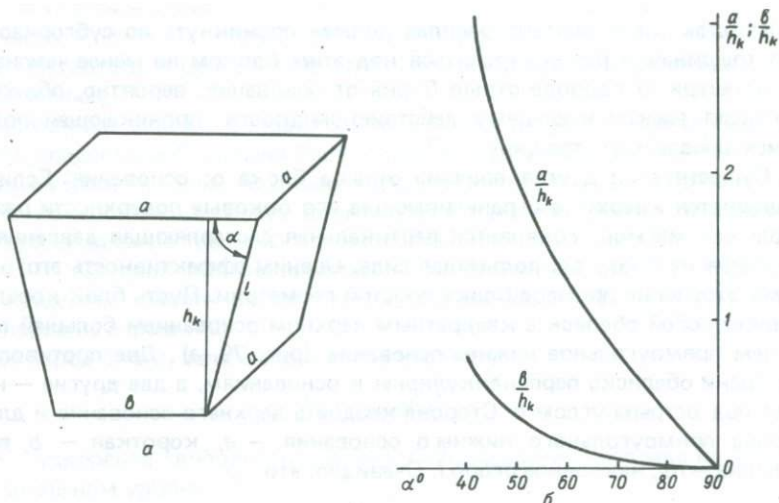


Рис. 79. К определению условий отрыва блоков земной коры от основания Архимедовой силой:

a — обелископодобная модель земной коры; b — соотношения между геометрическими параметрами модели блока коры, удовлетворяющие условиям отрыва

7,76 км при $\alpha = 70^\circ$; 12,8 км при $\alpha = 60^\circ$; 19,8 км при $\alpha = 50^\circ$ и 31 км при $\alpha = 40^\circ$.

Таким образом, этот механизм отрыва блоков коры достаточно эффективен. В природе скорее всего действуют оба отмеченных механизма, причем так, что они "помогают" один другому. Заметим, что нарушения в деформирующихся слоях обычно образуют сетку, так что всегда найдутся блоки, расширяющиеся кверху.

Пусть несколько блоков коры оторвались от своего основания и возникла ситуация, схематически изображенная на рис. 80, а. Из условия плавания блоков следует

$$(d_i - h_i)\rho_i = -h_i\rho_m + d_i\rho_w. \quad (10.3)$$

Ордината, возвышение над уровнем мантийного расплава поверхности блока

$$d_i = -h_i \frac{\rho_m - \rho_i}{\rho_i - \rho_w} = H_i \frac{\rho_m - \rho_i}{\rho_m - \rho_w}, \quad (10.4)$$

где $H_i = d_i - h_i$ — мощность плавающего в расплаве блока. Выражения (10.3) и (10.4) справедливы как для континентов, так и для океанов, но в первом случае необходимо положить $\rho_w = 0$.

Условие плавания островного блока:

$$(d_i - h_i)\rho_j = -h_i\rho_m + h_w\rho_w.$$

а ордината поверхности

$$d_i = -h_i \frac{\rho_m - \rho_i}{\rho_i} + h_w \frac{\rho_w}{\rho_i} = H_i \frac{\rho_m - \rho_i}{\rho_m} + h_w \frac{\rho_w}{\rho_m}.$$

Разность высот поверхностей двух блоков, i -го и $(i+1)$ -го для океанов и континентов (в последнем случае $\rho_w = 0$)

$$\Delta d = d_i - d_{i+1} = \frac{H_i(\rho_m - \rho_i) - H_{i+1}(\rho_m - \rho_{i+1})}{\rho_m - \rho_w}. \quad (10.5)$$

Для соседних островного (i -го) и океанического ($(i+1)$ -го) блоков

$$\Delta d = H_i \frac{\rho_m - \rho_i}{\rho_m} - H_{i+1} \frac{\rho_m - \rho_{i+1}}{\rho_m - \rho_w} + h_w \frac{\rho_w}{\rho_m}. \quad (10.5a)$$

Пусть на относительно опущенный блок откладываются осадки плотностью ρ_s , причем в течение всего времени осадконакопления блоки находятся в состоянии плавления. Осадки пригружают опущенный блок, и он опускается, выжимая из-под себя расплав под соседние блоки. Предположим, что осадконакопление идет до выравнивания верхних кромок соседних блоков. Тогда, полагая в выражении (10.5) левую часть равной нулю и считая для определенности, что опущенным является $(i+1)$ -й блок, получим

$$H_i(\rho_m - \rho_i) = H_{i+1}'(\rho_m - \rho_{i+1}'), \quad (10.6)$$

где индекс "''" указывает на то, что блок пригружен осадками, т.е.

$$H_{i+1}' = H_{i+1} + H_s; \quad \rho_{i+1}' = \frac{H_{i+1}\rho_{i+1} + H_s\rho_s}{H_{i+1} + H_s},$$

где H_s — мощность осадков; ρ_{i+1}' — средняя плотность блока с осадками. Подставляя эти выражения в равенство (10.6), получим максимально возможную разность мощностей осадочного покрова первоначально опущенного и приподнятого блоков:

$$H_s = \frac{H_i(\rho_m - \rho_i) - H_{i+1}(\rho_m - \rho_{i+1})}{\rho_m - \rho_s}. \quad (10.7)^{19}$$

Оценим максимальную глубину впадины, которая может образоваться в условиях плавления блоков. Очевидно, что наибольшая впадина получится над блоком с тонкой и плотной океанической корой, соседствующим с бло-

¹⁹ При выводе формулы максимальной мощности осадков во впадине из выражения (10.5a) получим тот же результат, если будем считать, что $h_w = d_{i+1}$, где d_{i+1} — ордината океанического блока, причем море мелкое.

ками континентальной коры. Из формулы (10.7) при $H_j = 35$ км, $H_{j+1} = 10$ км, $\rho_j = 2,75$ г/см³, $\rho_{j+1} = 2,85$ г/см³, $\rho_m = 2,9$ г/см³, $\rho_s = 2,5$ г/см³ получаем $H_s \approx 12$ км. Мощности такого порядка наблюдаются в платформенных впадинах типа авлакогенов. Нужно учесть, что глубина заполненной впадины может быть еще несколько больше, если в составе осадочной толщи содержится вулканогенный материал, т.е. происходит "автозаполнение" впадины над погружающимся блоком литосферы весьма плотными эффузивами.

Рис. 80, б иллюстрирует то обстоятельство, что находящиеся на плаву блоки не изменяют своего взаимного положения, если литосфера продолжает опускаться и мощность расплава под блоками увеличивается. Однако по крайней мере в одном аспекте есть существенная разница в случаях, изображенных на рис. 80, а и б. В первом невозможно указать единый горизонтальный уровень, на котором отмечалось бы равное давление, а во втором такой уровень появился.

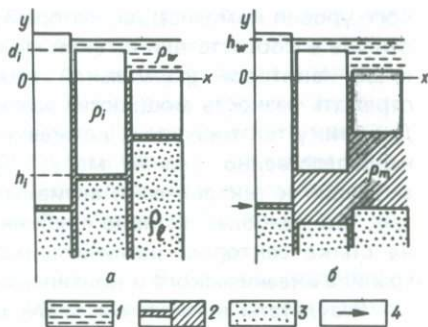
Вычисление изостатических аномалий силы тяжести производится с введением (так или иначе) уровня компенсации, т.е. уровня, на котором соблюдается условие постоянства давления, или, что практически одно и то же, выше которого в любом столбике пород равного сечения заключена одинаковая масса [98, с. 13]. Этот уровень — один и тот же для всего рассматриваемого участка. Но, как видно на рис. 80, а, в случае плавления блоков коры не в мощном слое жидкости, а в тонкой оболочке расплава такого единого уровня может и не быть.

Таким образом, плавание блоков коры в мантийном расплаве (назовем его Архимедовой изостазией) — условие необходимое, но недостаточное для того, чтобы над всем участком, где блоки находятся в состоянии плавления, не было изостатической аномалии, даже если плотность всех литосферных подкорковых блоков одна и та же. Достаточное условие отсутствия в соответствующем районе изостатических аномалий силы тяжести, или условие гравиметрической изостазии земной коры, — появление реального уровня компенсации (см. рис. 80, б).

При тектоно-магматических процессах, приводящих к образованию геологических структур, из мантии поступает достаточно много расплавов, чтобы блоки коры на определенных участках оказались в состоянии плавления. Так, например, считается, что мощность коры за геосинклинально-орогенический цикл увеличивается по крайней мере в два-три раза. Следовательно, условие Архимедовой изостазии в области тектоно-магматического процесса выполняется почти всегда. Для осуществления же гравиметрической изостазии необходимо, чтобы в результате такого процесса не возникли большие перепады глубин поверхности подкоркового слоя, если вначале эта поверхность залегала примерно на одном уровне, или чтобы имевшиеся вначале перепады выровнялись.

Учитывая глобальную уравновешенность Земли, можно предположить, что по крайней мере в пределах крупных секторов тектоносферы относительно легкоплавкое вещество, находившееся в расплаве, было распределено бо-

Рис. 80. Схема плавания блоков земной коры в мантийном расплаве: *a* — единого уровня компенсации нет; *б* — уровень компенсации имеется у всех изображенных блоков; 1 — вода; 2 — мантийный расплав; 3 — подкоровый слой верхней мантии; 4 — положение уровня компенсации. Ось абсцисс системы координат совмещена с уровнем, на котором установился расплав, поднявшийся по разломам между блоками; d_i — ординаты верхних границ блоков; h_j — то же, нижних границ; h_w — ордината поверхности океана; ρ_i — средние плотности материала блоков коры; ρ_m — плотность мантийного расплава; ρ_w — плотность воды; ρ_j — плотность материала блоков подкорового слоя



лее или менее равномерно по объему сектора (но не обязательно по глубине). Тогда рано или поздно в результате многих тектоно-магматических циклов большая часть этого вещества будет выжата к поверхности Земли и во всем секторе сформируется кора примерно равной мощности. Это означает, что общей тенденцией развития коры является повышение ее гравиметрической уравновешенности.

На границе двух секторов тектоносферы, в пределах которых объемное содержание легкоплавкого материала не одинаково, а следовательно, не одинакова и характерная мощность коры, гравиметрическая уравновешенность может быть никогда не достигнута. При каждом очередном тектоно-магматическом цикле в зоне сочленения таких секторов не возникнет общий для смежных участков уровень компенсации.

В соответствии с изложенной схемой тектоно-магматически-изостатического процесса блоки коры плавают в мантийных расплавах лишь в отдельные периоды. Следовательно, только в эти периоды и осуществляются все процессы, идущие по закону изостазии: погружение блоков под действием веса осадков и компенсационные поднятия вокруг углубляющейся впадины; поднятия блоков вследствие размыва их поверхности и компенсационные погружения окружающих территорий.

После кристаллизации расплавов плотность материала интрузий несколько увеличивается (на 5—10%), но геометрия системы и относительное распределение плотностей остаются неизменными. Следовательно, если кристаллизация произошла в момент, соответствующий гравиметрической изостазии, то ее можно будет наблюдать и в гравитационном поле. Если же к моменту кристаллизации расплавов кора находилась лишь в состоянии Архимедовой изостазии, в гравитационном поле отразятся изостатические аномалии. Таким образом, с точки зрения рассмотренного механизма установления изостатического равновесия полностью оправдывается утверждение: "Изостатические аномалии вызываются отличиями истинного строения коры от принятой теоретической модели" [4, с. 25]. Теперь можно сказать, в чем именно заключается это отличие: в принятии в теоретической модели еди-

ного уровня компенсации, который реально может и не существовать. Вычисленные в соответствии с такой моделью изостатические аномалии являются лишь некоторой формальной характеристикой. Приближенно они могут отражать разность мощностей земной коры участков, где они наблюдаются. Динамику тектонических движений или тектоническую активность отражать непосредственно они не могут. Приуроченность больших изостатических аномалий к тектонически активным районам, вероятнее всего, объясняется тем, что наиболее активно глубинные процессы в тектоносфере происходят на стыке секторов, различающихся составом и структурой, например на границе океанического и континентального секторов.

Результаты вычисления давления на фиксированном глубинном уровне 40 или 60 км при использовании данных глубинных сейсмических зондирований о мощностях земной коры и отдельных ее слоев, а также сведений о плотностях этих слоев показывают [39, 197], что наибольшие отклонения от среднего давления на фиксированном уровне наблюдаются там, где максимальны перепады глубин поверхности раздела Мохоровичича. Здесь же наиболее резко изменяются аномалии Фая (близкие к изостатическим) [39] или аномалии силы тяжести в неполной топографической редукции [197]. С другой стороны, под Присахалинским и Северным прогибами, например, вычисления показали [39], что давление на фиксированном уровне 40 км меньше среднего на $(3-4) \times 10^7$ Па, откуда следовало бы ожидать изостатического поднятия этих участков. Однако их структура и характер новейших вертикальных движений свидетельствуют о преобладающих здесь погружениях. Эти примеры находятся в хорошем согласии со сделанными выводами о природе изостатических аномалий.

МОДЕЛЬ РАЗЛОМНО-МАГМАТИЧЕСКИ-ИЗОСТАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ ГРАБЕНОПОДОБНОЙ СТРУКТУРЫ

В качестве иллюстрации разломно-магматически-изостатического процесса приведем одну из серии моделей образования грабеноподобных структур. Подчеркнем, что модели этой серии главным образом иллюстративны, так как условия подобия в них соблюдены только частично: по соотношению плотностей компонент моделируемой системы. Как уже отмечалось, пока не удалось найти модельный материал, одновременно малопрочный и непроницаемый для жидкости. Поэтому кора в этих моделях имитируется набором жестких блоков, пригнанных один к другому. Слой, имитирующий литосферу и астеносферу, напротив, вначале задавался монолитным, но его материал способен образовывать трещины, правда, при излишне больших деформациях.

Предполагалось, что грабеноподобные (рифтоподобные, авлакогеноподобные) структуры образуются на участках с относительно тонкой корой

и с относительно высокой концентрацией мантийных расплавов. В моделях под будущей впадиной задавались выступы литосферы, утоненная кора и линзы с жидкостью (рис. 81). Предполагалось также, что в природе мантийные линзы начинают раздавливаться вышележащей толщей лишь после того, как некоторый объем расплава закристаллизуется и тем самым будет вызвана необходимая начальная деформация, в частности трещины по краям линз. В моделях начало деформирования линз вызывалось просто увеличением центробежной силы по сравнению с той, при которой линзы были еще устойчивы.

Подготовка моделей заключалась в следующем. В обойму, подобную изображенной на рис. 39, б, но шириной 20 мм настилавалась разогретая взвесь порошка мела в агарозном геле. Охлаждение геля происходило при вращении модели в центрифуге. Так же формировались и маркирующие прослой (с графитом). После образования необходимой мощности толщи ее поверхности придавалась выпуклая форма в соответствии с геометрией заранее изготовленных блоков "коры". Через отверстия в задней боковой стенке обоймы в толще мела, сцементированного гелем, проделывались узкие полости, в которые затем заливалась вода, имитировавшая мантийный расплав. Блоки "коры" в определенном порядке укладывались на поверхность "мантии". Плотности всех компонент модели подбирались с таким расчетом, чтобы "кора" была менее плотной, чем жидкость в линзах, а последняя — менее плотной, чем материал "мантии".

В развитии моделей наблюдались такие этапы. Под действием "тяжести" вышележащей толщи происходит деформация слоя, имитирующего мантию, выражающаяся, в частности, в раздавливании линз (вначале нижней, а затем и верхней), появлении трещин, образовании промежуточных камер, заполненных жидкостью (рис. 81, II, III). Постепенно жидкость выжимается вверх, растекается под слоем "коры" и заполняет зазоры между блоками. В результате блоки всплывают. Поверхность участка относительно тонкой коры (в центре модели) оказывается опущенной по сравнению с краевыми частями модели, где "кора" мощнее (рис. 81, IV—VI). Пригружаемые "осадками" блоки "коры" опускаются еще ниже, выжимая жидкость под образование впадины (рис. 81, VII, VIII). В результате формируется структура, по своей геометрии и другим признакам неплохо согласующаяся с реальными рифтоподобными впадинами, а также с их моделями (не содержащими жидкостей), описанными в гл. 4. Действительно, по краям впадины сконцентрированы хрупкие трещины, несущие явные признаки растяжения. Концентрация "расплавов" в подошве "коры" и в зазорах между блоками указывает на то, что такая ситуация в природных объектах должна приводить к аномалиям теплового потока. Заметим также, что на протяжении всего формирования впадины кора находилась в состоянии плавления, т.е. Архимедовой изостазии. На заключительном этапе развития модели перепад глубин поверхности "мантии" почти исчез, так что структура приблизилась к состоянию гравиметрической изостазии.

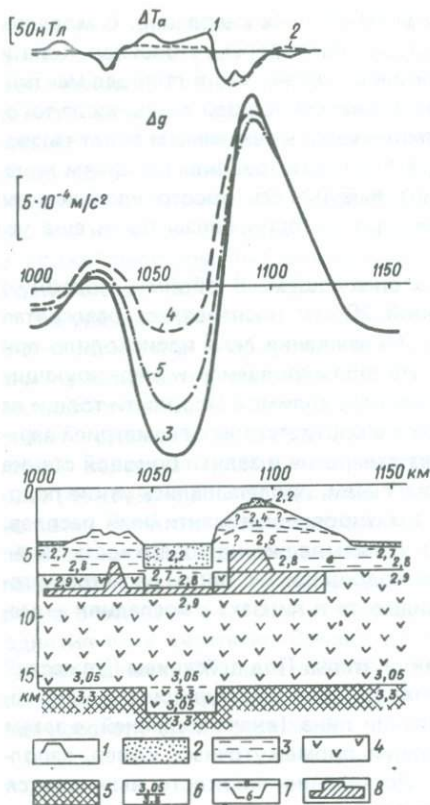


Рис. 82. Геофизическая модель земной коры в районе подводной горы Эррор в Индийском океане (по В.Б.Бурьянову и др. [31]:

1 — рельеф дна; 2 — осадочные отложения; 3 — океанический слой 2; 4 — то же, 3; 5 — верхняя мантия; 6 — плотности на границах (в $г/см^3$); 7 — поверхность раздела Мохоровичича двух вариантов модели; 8 — контур магнитоактивных масс. Кривые: 1 — наблюдаемая; 2 — подобранная; 3 — наблюдаемая; 4 — в модели при отсутствии опущенного блока земной коры; 5 — то же, при наличии опущенного блока на пикетах 1060—1090

Рассматриваемая здесь схема образования впадин была применена при анализе геофизических данных района подводной горы Эррор в Индийском океане [31] (рис. 82). В отличие от впадин континентов, которым соответствует относительно тонкая кора, для некоторых локальных впадин океана характерна кора с несколько большей мощностью, чем в окружающих областях. Разломно-магматический механизм образования таких структур и соответствующие

физические модели оказались весьма эффективными при построении непротиворечивой комплексной геофизической модели указанного района Индийского океана.

ПРИЧИНЫ ЗНАКОПЕРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ИНВЕРСИИ

В соответствии с рассмотренной схемой разломно-магматически-изостатического процесса поступление мантийного расплава в кору вызывает в конечном итоге относительные вертикальные перемещения ее блоков. В зависимости от плотности поступающего расплава всплыть могут блоки, соответствующие всей мощности коры или только ее верхней, наименее плотной части. В первом случае расплав можно рассматривать как подкоровую интрузию, а во втором — как внутрикоровую. Если поступает расплав той же плотности, что и некоторый блок коры, или даже несколько меньшей, блок будет постепенно тонуть в этом расплаве. На поверхности будет формироваться мощная толща эффузивов или вулканогенно-осадочных пород. Могут образоваться очень мощные вулканогенные толщи, так как магма кристаллизу-

ется в породу, как правило, более плотную, чем расплав. Только в случае достаточно обильного выделения газов во время кристаллизации расплава может сформироваться пористая эффузивная порода, менее плотная, чем исходная магма. Обычно же породы на 5–10 % плотнее исходного расплава. Покрытый вулканогенной толщей блок коры сможет всплыть лишь тогда, когда из мантии начнут поступать расплавы большей плотности.

В условиях плавления при примерно равной плотности поверхность блоков большей мощности поднимается над поверхностью блоков меньшей мощности. Первые будут представлять собой области размыва, а вторые — области осадконакопления. В результате приподнятые блоки еще приподнимутся, а опущенные опустятся ниже, при условии, конечно, что все они продолжают находиться в состоянии плавления. Процесс этот постепенно затухает, так как с приподнятых блоков удаляется верхняя, наименее плотная их часть, а на поверхность опущенных блоков откладываются еще менее плотные осадки. В результате плавучесть приподнятого блока падает, и он все меньше всплывает, а плавучесть погруженного блока возрастает, и поэтому он все меньше притапливается. Наконец, может наступить момент, когда поверхности первоначально приподнятых и опущенных блоков выравняются. Они останутся на одном уровне и тогда, когда подкоровые блоки литосферы будут продолжать погружение, и под блоками коры образуются мощные линзы расплава (см. рис. 80, б). Но рано или поздно эти линзы закристаллизуются, в результате чего увеличится мощность коры за счет причленения к ней основных магматических пород. В конце тектоно-магматического цикла вследствие наращивания мощности коры сверху и снизу может произойти инверсия мощностей отдельных блоков: ранее менее мощные блоки коры станут более мощными.

В следующем тектоно-магматическом цикле возможны такие варианты событий: 1) поступающие в кору расплавы по своему составу, а следовательно, и плотности такие же, как и в предыдущем цикле; 2) в кору поступают магмы другого состава, скорее всего более плотные, так как вскрываются более глубокие линзы остаточных мантийных расплавов.

В первом варианте взаимное расположение поверхностей разных блоков должно остаться практически прежним. Так как расплавы имеют несколько меньшую плотность, чем соответствующие закристаллизованные породы, в новой порции расплава прежнего состава смогут всплыть лишь верхние части блоков, а нижние, причлененные к коре в предыдущем тектоно-магматическом цикле, опустятся вместе с материалом подкорового слоя. Иначе говоря, этот вариант тектоно-магматических событий будет просто продолжением предыдущих.

Во втором варианте в более плотном расплаве всплывут блоки коры в их полном объеме, включающем и нижние части, причлененные в предыдущем цикле. Если в результате первого цикла произошла инверсия мощностей блоков, то во втором цикле будет происходить инверсия движений: ранее опущенный блок, покрытый мощным слоем осадков, станет двигаться

вверх относительно ранее приподнятого блока. Возникающие при этом наклоны осадочного чехла приведут к его гравитационному сползанию и образованию складчатости (см. гл. 5), что влечет за собой изменение мощностей блоков и их средних плотностей, причем такое, что блоки с надвинутыми на них деформированными осадочными толщами должны всплыть особенно высоко, а блоки, над которыми образовались тектонические окна, должны притопиться. Вполне вероятно, что это также способствует образованию системы высоких складчатых гор и тыльного прогиба в геосинклинальных областях.

Скопление в коре значительных объемов мантийных высокотемпературных расплавов должно вызывать сильный прогрев вмещающих пород и их плавление. Вероятно, именно этим объясняется появление кислых магм в геосинклиналях на определенных стадиях их развития [164, с. 195]. Надо полагать, что всякое перемещение мантийных расплавов с одного, более глубокого, уровня на другой, более мелкий, является тем эффективным источником тепла, который стимулирует активизацию магматической деятельности и термометаморфизм. Не исключено, что появление в коре магм ультраосновного состава обусловлено тем, что материал подкорового слоя подплавляется (в промежуточных магматических очагах) за счет тепла, принесенного с больших глубин основными мантийными расплавами. Действительно; если температурный градиент в верхней мантии составляет $\sim 3^{\circ}\text{C}$ (км), нагрев среды на 300° на глубине, скажем, 50 км может быть обеспечен расплавами, поступившими с глубины около 150 км.

Итак, двухфазная модель тектоносферы, содержащая рассеянные включения расплавов и их скопления в виде относительно крупных линз, концентрирующихся на определенных глубинных уровнях, позволяет дать простое физическое истолкование многим тектоническим и тектоно-магматическим явлениям. Прежде всего эта модель вскрывает тесную связь, а точнее — единство тектоники и магматизма: появление магм в коре невозможно без глубинных разломов, а последние не могут образоваться без кристаллизации мантийных расплавов.

Всплывание блоков в более плотных мантийных расплавах приводит к их Архимедовой изостатической уравниваемости. Гравиметрическая изостазия наступает тогда, когда по расплаву, подстилающему блоки разных мощности и плотности, может быть проведена сплошная горизонтальная линия. В течение тектоно-магматического цикла происходят изменения мощностей отдельных блоков коры как за счет подкоровых и внутрикоровых интрузий, так и благодаря процессам эрозии и осадконакопления, образования эффузивных покровов. Инверсия мощностей блоков коры в одном тектоно-магматическом цикле может привести к инверсии их вертикальных движений в последующем цикле.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование механизмов образования геологических структур — главная задача тектонофизики. Фундаментальное значение этого исследования состоит в выяснении физических причин тектонических процессов, познании общей структуры тектоносферы, направленности и закономерностей ее эволюции. Его прикладное значение заключается в том, что разведка структур с известными способами образования и принципиальными особенностями строения требует значительно меньших затрат труда и средств, чем разведка геологических объектов, о которых нет такой априорной информации.

Моделирование — наиболее гибкий, оперативный, а следовательно, и эффективный метод тектонофизики. Его применение основано на нескольких принципах, важнейшим из которых является принцип подобия модели реальному объекту.

Тектоно-магматические процессы имеют ясно выраженные механический и тепловой аспекты. Первый с успехом изучается с помощью физических моделей, при исследовании второго более эффективны пока теоретические методы, численное моделирование и моделирование на аналоговых устройствах.

В тектонических процессах важнейшая роль принадлежит силе тяжести. В достаточно крупных геологических объектах напряжения, вызываемые поверхностными нагрузками, не могут заметно превышать напряжения, обусловленные (массовой) силой тяжести. Поэтому при моделировании тектонических структур часто целесообразным, а иногда и совершенно необходимым является искусственное увеличение массовой силы. Наиболее просто это достигается в центрифугируемых моделях. Такие модели имеют еще и то преимущество, что позволяют использовать более широкий набор модельных материалов, чем в случае моделирования в нормальном поле силы тяжести. В центрифугируемых моделях могут возникать некоторые технологические эффекты, которые необходимо устранять или учитывать при интерпретации результатов моделирования.

Всякий эксперимент, в том числе и тектонофизический, — это прямая задача. При постановке эксперимента необходимо задать начальную форму модели, свойства слагающего ее материала и способ деформирования. Последнее и означает механизм, подлежащий исследованию.

Анализ имеющихся данных о вертикальных и горизонтальных движениях массивов горных пород, а также о мощностях толщ, вовлекаемых в тектонические движения, приводит к выводу, что вертикальные движения с амплитудой в первые десятки километров, охватывающие толщи по меньшей мере масштаба коры, устанавливаются абсолютно достоверно. Также достоверно устанавливаются горизонтальные смещения с амплитудами того же порядка. Что же касается мощностей толщ, вовлекаемых в горизонтальные перемещения, то определенно можно судить лишь о самых верхних их слоях, главным образом осадочных. Надежных сведений о горизонтальных перемещениях толщ большой мощности или о значительно больших перемещениях хотя бы маломощных слоев не имеется. Есть лишь косвенные данные, например палеомагнитные, которые не вполне надежно могут быть интерпретированы как свидетельства больших относительных горизонтальных перемещений массивов горных пород.

Очевидно, что в первую очередь следует выяснить тектоническую эффективность наиболее достоверно устанавливаемых движений — самых простых механизмов. Если окажется, что они могут создать весьма широкий спектр тектонических структур и явлений, не будет необходимости в поисках специальных механизмов для объяснения многих тектонических объектов.

Одним из самых простых следствий дифференцированных вертикальных движений блоков фундамента является образование конседиментационных структур осадочного чехла, в частности куполовидных антиклиналей и брахискладок. Если осадочная толща не содержит слоёв, характеризующиеся резко повышенной текучестью (солей, глин), именно такой способ формирования указанных структур обычно не вызывает сомнений. В противном случае образование антиклинальных складок связывают не с подвижками блоков фундамента, а со спонтанным перетеканием пластичных пород, тем более что в моделях такое перетекание действительно приводит к появлению соляных и глиняных диапиров (ядер протыкания), козырьков и других структурных форм.

Задавая неравномерное по площади погружение участков основания слоистой толщи и синхронно откладывая все новые и новые слои, оказалось возможным получить довольно точные копии конкретных структур Днепровско-Донецкой впадины. При этом выяснилось, что крупные соляные ядра антиклинальных складок образуются конседиментационно, без перетекания соляных масс, вследствие изгиба первоначально горизонтальных слоев, имеющих вариации мощности по площади. Эти же модели демонстрируют и процессы образования структур, обусловленных пластическим течением материала. Оно начинается тогда, когда разность давлений на пластичный слой в разных его точках, вызванная вариациями мощности вышележащих осадков, превышает предел текучести материала слоя и сопротивление покрывки в ее наиболее слабом (тонком и охваченном нарушениями) месте.

Слабая дислоцированность слоев соляного ядра, их антиклинальная

форма позволяют сделать вывод о целесообразности поисков коллекторов внутри соленосной толщи. Если они есть в данном разрезе, в соляных ядрах можно ожидать скопления углеводородов.

Дифференцированные вертикальные перемещения блоков земной коры приводят к тому, что слои осадочной толщи переводятся из горизонтального в наклонное залегание. Возникают условия для их гравитационного сползания по склону. Эксперименты, поставленные в соответствии с идеей "орогенической волны", т.е. расширения поднятия внутри геосинклинальной области, показали, что таким механизмом могут быть получены практически все типы складок, встречающиеся в складчатых областях. Образование складок того или иного типа зависит от свойств деформирующейся толщи, прежде всего от соотношения мощностей относительно жестких и мягких слоев, а также от степени различия жесткости тех и других.

Выяснено, что коробчатые складки образуются тогда, когда толща содержит резко отличающиеся по жесткости слои, причем мощности мягких слоев особенно в нижней части разреза, в несколько раз превышают мощности жестких, а мощность последних — не более 0,05 мощности всей деформирующейся толщи. При наличии в нижней части толщи мощного жесткого слоя, подстилаемого мощным мягким слоем, получаются крупные односторонние коробчатые складки. При уменьшении контраста жесткости между слоями в сторону общего увеличения жесткости толщи развиваются односторонние коробчатые складки и чешуйчато-надвиговые дислокации. При уменьшении контраста жесткости в сторону общего уменьшения жесткости толщи образуются переходные от коробчатых к округлым и типичные округлые ("синусоидальные") складки. При наличии в основании малоконтрастной по жесткости и в общем мягкой толщи мощного однородного мягкого слоя развиваются веерообразные складки.

Ширина умеренно сжатых округлых и коробчатых складок, измеренная вблизи поверхности деформированной толщи, примерно равна ее мощности.

Сопоставление складчатости, создаваемой гравитационно-оползевым механизмом, со складчатостью, формирующейся в результате давления на толщу вдоль ее слоистости жесткого блока, показало большое сходство образующихся структур при одинаковых свойствах деформируемых толщ. Отличия наблюдаются лишь в их тыльных частях. В первом случае тыльный участок толщи остается недеформированным, а во втором он деформирован наиболее интенсивно.

В моделях с гравитационной складчатостью наблюдались также такие явления, как отрыв тыльной недеформированной части толщи и ее сползание назад, по обратному склону поднятия фундамента с образованием клиппа. Получена избирательная складчатость, выражающаяся в том, что средняя часть толщи собрана в складки, а верхняя и нижняя, представленные слоями того же состава, остались практически недеформированными. Оба эти явления, довольно часто встречающиеся в природе, не могут реализоваться в случае деформирования толщи жестким блоком. Данное обстоятельство,

а также очевидная необходимость возникновения наклонов фундамента в природе при дифференцированных вертикальных перемещениях его блоков заставляют отдать предпочтение гравитационному механизму образования голоморфной складчатости перед механизмом смятия толщ жесткими блоками.

Очень сложные структуры формируются тогда, когда по склону основания сползают толщи, содержащие мягкие слои низкой плотности, т.е. при одновременном действии факторов гравитационной тектоники скольжения и инверсии плотностей. Материал малоплотных слоев образует при этом причудливые формы наподобие тех, какие имеют, например, соляные тела Плещинского периклинального прогиба.

Если по склону фундамента сползает отдельный участок толщи, на его флангах наблюдается характерная картина сдвига. В моделях она прослежена от зарождения первых кулисообразно расположенных сколов до появления магистральной сдвиговой трещины. Очевидно, что такие же гравитационные сдвиги возникают и в том случае, когда сползают два соседних участка толщи, но с разной скоростью. На фронте сползающего участка образуются зона сжатия, складчатые или взбросово-надвиговые дислокации, а в тылу — зона растяжения, раздвиги и тектонические окна.

Итак, дифференцированные вертикальные перемещения блоков фундамента создают условия не только для накопления осадочных толщ, но и для образования практически всех встречающихся в природе типов их дислокаций и движений, включая и горизонтальные перемещения на десятки километров.

Следующей задачей естественно поставить выяснение закономерностей, связанных с движением самих этих блоков, и в первую очередь особенностей глубинных разломов, ограничивающих самые распространенные и достоверно устанавливаемые тектонические структуры — впадины.

Если осадочные породы, в особенности слабо литифицированные, своими складчатыми и другими пликативными формами залегания демонстрируют способность к большим деформациям типа пластического или вязкого течения, то породы консолидированной коры в верхней мантии наиболее ярко проявляют свойства *хрупких* тел. Об этом свидетельствуют многочисленные глубинные разломы, сейсмичность коры и верхней мантии, а также тот важный факт, что большинство тектонических депрессий ограничено четко выраженными трещинами, причем проявляются они уже при очень небольших амплитудах погружений, порядка первых сотен метров. Трассирование таких разломов на большую глубину — задача весьма сложная, и решается она не всегда однозначно. Поэтому важно изучить на моделях закономерности возникновения и развития трещин в хрупкой среде при погружении участков толщи с разными относительными горизонтальной протяженностью и мощностью.

В одной серии моделей изучалась картина развивающихся нарушений в разрезе, в другой — в плане. В обоих случаях погружение участков толщи

происходило из-за того, что на определенном глубинном уровне (или на двух уровнях) тем или иным способом удалялся тонкий слой материала, заполняющего обойму модели. Тем самым имитировалось уменьшение объема среды в заданном месте, что должно было соответствовать либо фазовому переходу, либо просто удалению вещества, например оттоку мантийного расплава.

Первая серия экспериментов дала следующие результаты. При медленном погружении участка хрупкой толщи первичные нарушения зарождаются у концов очага уменьшения объема, растут вверх и навстречу одно другому под углом около 30° к горизонту. В механическом смысле эти трещины представляют собой сдвиги с небольшой раздвиговой компонентой, а в структурно-геологическом — взбросы. Развитие первичных нарушений довольно быстро прекращается, и появляется следующая система трещин того же типа, но более крутых, наклоненных к горизонту под углами около $45\text{—}50^\circ$. Эти трещины достигают несколько большей длины, но также перестают развиваться, уступая место следующей аналогичной системе взбросов, еще более крутых. Только третья, а иногда четвертая система двух встречно развивающихся нарушений достигает поверхности, если ширина погружающегося участка толщи примерно равна или превышает его мощность. При малой ширине очага уменьшения объема такие трещины замыкаются одна на другую внутри толщи.

Примечательными особенностями взбросов, развивающихся на первой и средней стадиях погружения, являются уменьшение угла их наклона к горизонту по направлению снизу вверх и одновременная активность двух последовательных систем нарушений, причем такая, что амплитуда смещений по более ранней системе со временем уменьшается, а по более поздней увеличивается. Дальнейшее погружение приводит к образованию субвертикальных нарушений, причем в верхней части разреза они меняют направление наклона, выходя на поверхность уже как сбросы, часто смыкающиеся с неглубоко проникающими трещинами отрыва, развивающимися в вершине склона формирующейся впадины.

Впадина вначале представляет собой плавную мелкую синеклизу, ширина которой примерно равна сумме ширины очага уменьшения объема и удвоенной мощности погружающейся толщи. Если очаг уменьшения объема достаточно широкий, в центре синеклизы образуется грабен, ограниченный взбросами. Далее формируется более широкий грабен, ограниченный более крутыми, может быть, субвертикальными нарушениями. Следующий, еще более широкий грабен может быть ограничен уже сбросами. В конце концов развивается система вложенных один в другой грабенов, причем внешние грабены, если рассматривать только верхнюю часть толщи, неотличимы от рифтов — структур, для образования которых считается обязательным раздвижение литосферных плит.

Если ширина очага уменьшения объема меньше глубины его залегания, склоны синеклизы перекрываются, и в ее центре вместо грабена образуется небольшое вздутие, обусловленное обстановкой сжатия, характерной для подножий склонов.

Поле всестороннего сжатия — растяжения (наложенное на поле сжатия, обусловленное весом пород) в области формирующейся грабено- или рифтоподобной структуры имеет следующие особенности. В верхней части разреза повсюду, за исключением подножий склонов впадины, наблюдается растяжение, наиболее интенсивное в верхних частях склонов. Если область погружения очень широкая, т.е. отношение характерного горизонтального размера погружающейся толщи к ее мощности много больше единицы, в центре опускающегося блока на всю его глубину остается нормальное напряженное состояние. Вблизи краевых нарушений в их глубоких частях наблюдается растяжение на внутренних по отношению к центру погружений берегах и сжатие на внешних. При одновременной активности двух систем нарушений поле всестороннего сжатия — растяжения в краевых зонах погружений получается довольно сложным — полосчатым.

В моделях хрупких толщ, содержащих тонкие вязкие прослои, обнаружилось, что эти элементы существенно изменяют всю картину деформаций. Выше вязкого, мягкого прослоя вся толща становится эффективно нехрупкой: сюда нарушения снизу не проникают до тех пор, пока амплитуда погружения не станет очень большой. Особенно ярко виден этот эффект в тех моделях, где только одна краевая зона содержит мягкий прослой. На поверхности такой модели, как и в моделях без вязких слоев, наблюдается симметричная впадина, но с одной ее стороны развиты все нарушения, как глубинные (сколовые), так и поверхностные (отрыва), а с другой — только последние.

Геометрия и другие особенности впадины на поверхности и нарушений, ограничивающих участки погружений в модельных хрупких толщах, обнаруживают много общего с природными рифтоподобными структурами. Результаты моделирования снимают главное возражение против образования таких структур способом погружения, возникшее после экспериментов с использованием не совсем удачного для данного случая материала — глины, в которой внешняя система нарушений, ограничивающая грабен (сбросы), не наблюдалась. В хрупком, сыпучем материале, как впервые было показано Г. Вундерлихом, при значительных амплитудах погружений ограничениями грабена являются нормальные сбросы. Особенно рельефные сбросы, ограничивающие участки погружений, наблюдаются тогда, когда погружению предшествует поднятие. В природе такая последовательность событий — весьма распространенное явление.

Краевые зоны погружающихся участков хрупких толщ обнаруживают сходство, иногда весьма полное, и с сейсмофокальными зонами. Так же, как и эти зоны, краевые нарушения имеют (в зависимости от стадии погружения) различные углы наклона к горизонту, уменьшение углов наклона при приближении к поверхности, взбросовый характер подвижек вдоль разлома. В каждый конкретный момент активными могут быть две субпараллельные трещины, хорошо сопоставляющиеся с двойными сейсмофокальными зонами, открытыми в последнее десятилетие. При некотором усложнении струк-

туры модели — введении в хрупкую толщу тонких мягких прослоев и второго уровня изменения объема — легко получаются такие детали сейсмофокальных зон, как короткие ветви, падающие под океан, и асейсмичные интервалы. Наблюдается подобие в относительном положении линии вулканов и выхода на поверхность сейсмофокальной зоны — в природных условиях и наиболее интенсивных трещин отрыва и выхода на поверхность глубинных взбросов — в моделях.

Модели с вязкими прослоями могут объяснить наличие сейсмофокальной зоны с одной стороны обширной впадины (морской, океанической) и ее отсутствие — с другой, т.е. существование переходных зон между континентами и океанами тихоокеанского и атлантического типов.

Во второй серии экспериментов с погружающимися участками хрупких толщ исследовалась геометрия структур и их разломных ограничений на поверхности, в плане.

Глубинные очаги изменения объема могут, вообще говоря, иметь в плане произвольные взаимное положение, размеры и форму. Кроме того, с течением времени они могут расширяться или сокращаться. Если очаги расположены на одном глубинном уровне, их расширение может происходить лишь до границ с соседними очагами. Рассмотрение такой ситуации вначале на геометрической схеме, а затем и на физических моделях показало следующее. Фронты произвольно расположенных расширяющихся очагов изометрической формы сходятся в большинстве случаев так, что линии схождения, в свою очередь, сходятся по три в одной точке. Линии, а точнее зоны, схождения фронтов представляют собой остаточные хребты между погруженными участками, осложненные субпараллельными трещинами растяжения. Наибольшее растяжение характерно для гребня хребта, где часто наблюдаются грабеноподобные линейно вытянутые впадины.

Все эти особенности моделей хорошо согласуются со структурами океанического дна. Если бы в погружающихся и расширяющихся впадинах отлагались осадки, в их распределении по возрасту и по площади наблюдалась бы та же картина, что и в океанических котловинах: самые "древние" отложения залегали бы в центре, а все последующие слои перекрывали бы их так, что имели бы большее площадное распространение и выклинивались бы на склоне остаточного хребта. Самая "молодая" и самая мощная зона трещиноватости располагалась бы в гребне хребта, а по мере удаления от него встречались бы все более "древние" нарушения. Если бы эти трещины заполнялись магматическим материалом, они могли бы служить источниками линейных магнитных аномалий.

Характерный рисунок "трансформного" разлома в соответствии с механизмом погружений получается в случае, если первоначальное взаимное расположение очагов уменьшения объема таково, что они расширяются не равномерно во все стороны, а лишь в одном или двух направлениях. Расширению в других направлениях препятствует их близкое расположение. Тогда у расширяющихся очагов есть не только фронты, но и фланги. След от движе-

ния флангов и является "трансформным" разломом. Если фронты двух соседних пар очагов сходятся не на одной прямой линии, создается иллюзия смещения хребта по "трансформному" разлому.

Другая иллюзия сдвига возникает в том случае, если на одной и той же территории вначале образуется одна структура, ограниченная разломами (грабен или горст), а затем на нее накладывается новая аналогичная структура, имеющая другое простирание. Трещины, ограничивающие молодую структуру, при подходе с обеих сторон к древним разломам отклоняются от направления простирания структуры и упираются в старое нарушение в разных точках. Если каким-нибудь независимым способом не определен относительный возраст этих нарушений, получившийся псевдосдвиг можно принять за реальный сдвиг.

Итак, тектоническая эффективность механизма погружений в смысле создания им многих наблюдаемых в природе структур и явлений достаточно высока. Следующий шаг логично сделать в направлении выяснения природы очагов уменьшения объема. Без этого дальнейшие тектонофизические исследования были бы затруднены, так как для моделирования других структур и явлений, отличных от тех, которые могут быть объяснены простым погружением, пришлось бы перебирать множество не вполне очевидных механизмов. Если бы была выяснена причина погружений или хотя бы сформулирована по этому поводу непротиворечивая гипотеза, можно было бы выявить другие вероятные механизмы тектогенеза.

Не может не обратить на себя внимание то обстоятельство, что образование и развитие тектонических структур, в особенности крупных, регионального масштаба, сопровождаются магматизмом, проявляющимся на поверхности в большей или меньшей степени, иногда только в виде высокого теплового потока. Не составляют исключения и структуры, образующиеся в результате погружений, происхождение которых проще всего можно было бы объяснить оттоком мантийных расплавов из определенного занимаемого ими объема, вероятно, в астеносфере. Остаются важные вопросы происхождения мантийных расплавов, их скопления в более или менее крупные объемы, условий сохранения в этих объемах и поступления их в земную кору.

Решение этих вопросов подсказывают особенности строения и эволюции крупных, как правило, расслоенных, интрузий, доступных, в отличие от тектоносферы, непосредственному изучению. Из всех особенностей этих объектов наибольший интерес с точки зрения рассматриваемых здесь проблем представляет так называемый жильный комплекс пород. Он образуется из остаточных, наиболее легкоплавких расплавов и кристаллизуется значительно позже, чем основная масса пород интрузива. Если Земля в своей эволюции проходила стадию расплавления, а на это имеются некоторые косвенные указания, ее кристаллизация должна была идти в принципе по той же схеме, что и затвердевание крупных интрузий. Полная кристаллизация коровой интрузии происходит примерно за 10 млн. лет, мантийные же остаточные расплавы, имеющие температуру кристаллизации на 200–300° ниже, чем

главный объем ультраосновного материала мантии, могут существовать, в зависимости от глубины залегания, сотни миллионов или даже миллиарды лет. Когда температура в Земле снижается до температуры кристаллизации остаточных расплавов (зависящей от давления, или от глубины залегания жидких включений), начинается их затвердевание, происходящее с уменьшением объема и, следовательно, сопровождающееся деформациями среды. Остывание Земли и кристаллизация расплавов, находящихся в более или менее крупных скоплениях, — процессы чрезвычайно медленные, способные обеспечить тектонические движения сравнительно небольшой амплитуды и низкой скорости. Собственно тектоно-магматический процесс начинается тогда, когда медленно развивающиеся деформации приводят к образованию разрывов, вскрывающих мантийные линзы расплавов. Последние поступают вверх: в литосферу, кору или даже на земную поверхность.

Подобные перемещения расплавов с одного глубинного уровня на другой наблюдаются и в крупных интрузиях, о чем свидетельствуют жильные формы залегания образующихся из них пород и наличие на одном и том же уровне легкоплавких пород разного состава и кристаллического облика.

Таким образом, вся тектоно-магматическая активность Земли связывается с постепенной и последовательной кристаллизацией остаточных мантийных расплавов, приводящей к периодическому вскрытию разломами мантийных линз все более и более глубоких уровней залегания, поступлению из них расплавов в кору и прогрессивному наращиванию мощности коры.

Медленной кристаллизацией мантийных расплавов, залегающих примерно на одном глубинном уровне в пределах отдельных больших площадей, можно объяснить явление колебательных по отношению к уровню океана вертикальных движений континентов ("общие колебания"). Если глубины залегания протяженных слоев концентрации линз расплавов в мантии каждого из континентов и океанов не строго одинаковы, их кристаллизация, а следовательно, и опускание соответствующей территории будут происходить в общем случае несинхронно. При сокращении в объеме в какой-то отрезок времени одного континентального сектора на поверхности Земли будет наблюдаться трансгрессия только на этом одном континенте. Если же (в другой отрезок времени) сокращается в объеме один океанический сектор, вода океанов будет стекать в эту углубляющуюся впадину, и на поверхности Земли на всех континентах будет происходить регрессия. Затем снова может начаться кристаллизация расплавов в континентальном секторе мантии, приводящая к трансгрессии на его поверхности, и т.д. Конечно, одновременно могут погружаться несколько каких-то секторов, так что картина трансгрессий и регрессий будет выглядеть сложнее, но синхронность регрессий согласно этой схеме должна быть значительно чаще, чем трансгрессий. Анализ кинематики общих вертикальных движений континентов с использованием данных о мощностях осадков указывает именно на эту закономерность. Таким образом, колебательный характер медленных вертикальных движений континентов — явление, вероятно, кажущееся. Истинное движение твер-

дой поверхности Земли относительно ее центра, скорее всего однонаправленное, к центру, причем в пределах как континентов, так и океанов.

В отличие от реакции на медленное охлаждение, на изменения давления в среде (например, на наложение или удаление нагрузки ледовых щитов) двухфазная мантия может реагировать очень быстрыми изменениями объема. В этом процессе главная роль принадлежит рассеянным мелким включениям легкоплавких компонент, находящимся в двухфазном равновесном состоянии. При изменениях давления фазовое равновесие нарушается и происходит либо увеличение (при снятии нагрузки), либо уменьшение (при возрастании давления в среде) объема жидкой фазы в каждом включении. Так как отвод или подвод тепла на покрытие скрытой теплоты перехода в этом случае вполне может быть обеспечен за счет теплоемкости вмещающих включение пород, т.е. тепловые возмущения распространяются на небольшие расстояния, фазовые переходы идут быстро, практически с той же скоростью, с какой изменяется давление в среде.

Этим механизмом хорошо объясняются начальные этапы постгляциальных движений, происходящие со скоростью, на порядок превышающей скорость поднятий, фиксируемых уже после полного стаивания ледника, и трудно объяснимые механизмами массопереноса. Заключительные стадии постгляциальных движений связаны, вероятно, с каким-то механизмом движения вещества. И не только потому, что они удовлетворительно описываются теми или иными реологическими моделями. Если бы мантия не реагировала на изменения нагрузки перемещениями своего материала, в областях современных оледенений должны были бы быть значительно большие аномалии силы тяжести (в свободном воздухе), чем те, которые реально наблюдаются. Тем не менее и оценки эффективной вязкости, которые делаются по данным о скоростях постгляциальных поднятий в предположении исключительно механической реакции вещества мантии на изменения нагрузки, и даже качественная реологическая модель тектоносферы могут оказаться далеко не адекватными. Во всяком случае нельзя считать вполне обоснованным их использование при построении моделей конвектирующей мантии или механизма изостазии.

Изостатическая уравновешенность блоков земной коры, как и их движения при формировании геологических структур, связана, весьма вероятно, с поступлениями в кору мантийных, более плотных, чем материал коры, расплавов. Если расплава в коре скапливается достаточно, чтобы заполнить все трещины, разграничивающие ее блоки, последние оказываются в состоянии плавления. Важным обстоятельством является то, что для этого нужно сравнительно немного расплава, значительно меньше, чем объем самих блоков коры. Всплывшие блоки в полной мере подчиняются закону Архимеда. Это означает, во-первых, что при примерно равной плотности, но разной мощности блоков на поверхности образуется расчлененный рельеф: поверхность более мощных блоков окажется поднятой над поверхностью менее мощных; во-вторых, что кора на участке тектоно-магматической активности окажется

в состоянии Архимедова равновесия. Это еще не обеспечивает, однако, отсутствия изостатических аномалий силы тяжести, так как нижние кромки плавающих блоков находятся на разных уровнях, и если под каждым из них залегают лишь тонкий слой расплава, нет единого уровня компенсации. Он может возникнуть тогда, когда вследствие продолжающегося погружения блоков литосферы над ними скопится достаточно расплава, чтобы компенсировать неровности нижней границы коры. С этого момента появится и "гравиметрическая изостазия".

Нагружаемые осадками блоки будут притапливаться в расплаве, а размываемые — постепенно всплывать, т.е. разница в мощностях блоков, существовавшая до начала тектоно-магматического цикла, будет по крайней мере некоторое время нивелироваться.

Может оказаться, что к концу тектоно-магматического цикла произойдет инверсия мощностей отдельных блоков: ранее менее мощные блоки станут более мощными за счет образовавшегося осадочного чехла и приращения габброидных пород. Тогда в следующем цикле тектоно-магматической активности произойдет инверсия движений вновь всплывающих блоков. При этом, несомненно, возникают наклонные поверхности, по которым сползают осадочные толщи, что приводит к их смятию в складки, а также к дополнительным изменениям мощностей отдельных блоков и их средней плотности.

Итак, рассмотренные с помощью моделей тектонические механизмы совместно с найденной природной моделью тектоносферы позволяют построить физически простые и непротиворечивые схемы образования важнейших типов тектонических структур и объяснить различные тектонические явления. Не все механизмы рассмотрены одинаково детально. Некоторые моменты вообще не затрагивались, например планетарная закономерность в преимущественных направлениях тектонических нарушений [164, с. 333; 177], формирование первичной неоднородности тектоносферы в процессе ее кристаллизации и перестройки конвективных ячеек и т.д. Все эти проблемы очень важны, их решение достаточно сложно в техническом плане, но принципиально возможно. Так, образование регматической сетки связано, надо полагать, с состоянием сильного сжатия древней коры, вызванного уменьшением объема остывающей и кристаллизующейся мантии. Но при практически равномерном сжатии сферической оболочки направление появляющихся трещин было бы произвольным, если бы на это сильное однородное поле не накладывалось какое-нибудь, даже значительно более слабое, неоднородное поле напряжений. Таким "управляющим" глобальным полем может быть поле напряжений, возникающее вследствие неравномерного вращения Земли.

Несомненно, многие из рассмотренных тектонических механизмов и сама модель тектоносферы нуждаются в дальнейшей углубленной разработке, однако, как можно надеяться, уже просматривается общая схема тектогенеза — от физических причин тектонических процессов до формирования конкретных геологических структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аверьянова В.Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. — М. : Наука, 1968. — 180 с.
2. *Адам Н.В., Бенькова Н.П., Коломийцева Г.И., Черевко Т.А.* Эволюция главного геомагнитного поля // Геомagnetизм и аэрономия. — 1974. — 14, № 2. — С. 350—354.
3. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. — М. : Изд-во МГУ им. М.В.Ломоносова, 1966. — 347 с.
4. *Артемьев М.Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. — М. : Наука, 1966. — 138 с.
5. *Артемьев М.Е.* Некоторые результаты и проблемы изучения изостазии // Изостазия. — М. : Наука, 1973. — С. 3—11.
6. *Артемьев М.Е.* Изостазия территории СССР. — М. : Наука, 1975. — 215 с.
7. *Артемьев М.Е., Артюшков Е.В.* О происхождении рифтовых долин // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1968. — № 4. — С. 58—73.
8. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. — М. : Наука, 1979. — 327 с.
9. *Балакина Л.М.* Механизм очагов промежуточных землетрясений Курило-Камчатской фокальной зоны // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. — 1981. — № 8. — С. 3—24.
10. *Балакина Л.М.* Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах) // Геотектоника. — 1983. — № 5. — С. 20—37.
11. *Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др.* Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. — М. : Наука, 1972. — 192 с.
12. *Баландин Г.Ф.* Формирование кристаллического строения отливок. Кристаллизация в литейной форме. — М. : Машиностроение, 1973. — 288 с.
13. *Белоусов В.В.* Структурная геология. — М. : Изд-во МГУ им. М.В.Ломоносова, 1961. — 207 с.
14. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. — М. : Госгеолтехиздат, 1962. — 608 с.
15. *Белоусов В.В.* Проблема происхождения складчатости // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — С. 3—8.
16. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. — М. : Наука, 1966. — 123 с.
17. *Белоусов В.В.* Общие соображения об условиях образования структурных форм, развитых в сложно деформированных толщах // Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. — М. : Недра, 1970. — С. 259—287.
18. *Белоусов В.В.* Об одной гипотезе развития океанов // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1970. — № 4. — С. 92—114.
19. *Белоусов В.В.* Тектоносфера Земли, идеи и действительность // Проблемы глобальной тектоники. — М. : Наука, 1973. — С. 60—99.
20. *Белоусов В.В.* Некоторые общие проблемы рифтообразования // Восточно-Африканская рифтовая система. — М. : Наука, 1974. — Т.3. — С. 254—269.

21. Белоусов В.В. Основы геотектоники. — М. : Недра, 1975. — 264 с.
22. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. — М. : Недра, 1982. — 150 с.
23. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. — М. : Недра, 1964. — 117 с.
24. Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. — М. : Мир, 1972. — 320 с.
25. Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур горного Алтая). — Новосибирск : Наука, 1976. — 117 с.
26. Бондаренко П.М., Лучицкий И.В. О полях напряжения в складках, возникающих вследствие продольного изгиба. — Докл. АН СССР. — 1969. — 188, № 4 — С. 878—880.
27. Борняков С.А. Моделирование сдвиговых зон на упруго-вязких материалах // Геология и геофизика. — 1980. — № 11. — С. 75—84.
28. Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. — Новосибирск : Наука, 1981. — С. 26—44.
29. Бордулин М.И. Методика исследований и структура земной коры по профилю ГСЗ Батайск — Милютинская (Донбасс) // Геофиз. сб. — 1973. — Вып. 56. — С. 20—28.
30. Боуэн Т. Введение в ультрацентрифугирование. — М. : Мир, 1973. — 248 с.
31. Бурьянов В.Б., Гутерман В.Г., Корниец Д.В. и др. Геофизическая характеристика, строение и вопросы тектогенеза района подводной г. Эррор (северо-западная часть Индийского океана) // Геофиз. журн. — 1983. — 5, № 2. — С. 69—75.
32. Быкова Ю.М., Зиньков В.В. Моделирование теплового воздействия базальтовых даек на континентальную кору // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях : Сб. науч. тр. — Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1984. — С. 150—161.
33. Введенская А.В. Об определении напряжений, действующих в очагах землетрясений, по наблюдениям сейсмических станций // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1960. — № 4. — С. 513—519.
34. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. — М. : Наука, 1969. — 134 с.
35. Введенская А.В. Сейсמודинамика. — М. : Наука, 1984. — 144 с.
36. Виноградская Г.М. О генезисе полосчатых дунит-перидотитов западной полосы гипербазитов Урала // Материалы ВСЕГЕИ. Н. С. — 1957. — Вып. 21. — С. 66—80.
37. Войси А.Х. Некоторые замечания к гипотезе дрейфа континентов // Дрейф континентов : Горизонт. движения зем. коры. — М. : Мир, 1966. — С. 217—222.
38. Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. — Киев : Наук. думка, 1974. — 160 с.
39. Гайнатов А.Г., Ушаков С.А. Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины // Докл. АН СССР. — 1964. — 158, № 3. — С. 594—597.
40. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов. Масштаб 1 : 200000 / Под ред. В.А. Шакина. — Киев : УкрНИГРИ, 1976.
41. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. — М. : Наука, 1974. — Т. 3. — С. 5—194.
42. Гзовский М.В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1954. — № 6. — С. 527—545.
43. Гзовский М.В. Новое направление в изучении складок // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — С. 289—305.
44. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. — М. : Наука, 1975. — 536 с.

45. *Гзовский М.В., Ма-Цинь*. Зависимость строения складок поперечного изгиба от скорости и истории их роста (результаты экспериментов с моделями) // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — С. 306—324.
46. *Гинтов О.Б., Гутерман В.Г.* Псевдосдвиги в зонах пересекающихся разломов // Геология и геофизика. — 1981. — № 3. — С. 145—150.
47. *Глушко В.В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. — М. : Недра, 1968. — 264 с.
48. *Гогель Ж.* Основы тектоники. — М. : Мир, 1969. — 440 с.
49. *Гречев А.Ф., Долуханов П.М.* Сравнительный анализ послеледниковых движений земной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохронологии // Проблемы современных движений земной коры : III Междунар. симпоз. (Ленинград, 1968). — М., 1969. — С. 173—186.
50. *Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др.* Петрология верхней мантии. — М. : Мир, 1968. — 335 с.
51. *Громин В.И., Запорожченко А.А.* Экспериментальная тектоника : Библиогр. (1812—1970 гг.). — Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1971. — 132 с.
52. *Гузь А.Н., Чехов В.Н.* Линеаризованная теория складкообразования в толще земной коры // Прикл. механика. — 1975. — 11, № 1. — С. 3—14.
53. *Гутенберг Б., Рихтер К.* Сейсмичность Земли. — М. : Изд-во иностр. лит., 1948. — 160 с.
54. *Гутерман В.Г.* Схема образования океанических хребтов // Геофиз. сб. / АН УССР. — 1976. — Вып. 69. — С. 35—43.
55. *Гутерман В.Г.* Эволюция многофазно-слоистой тектоносферы. — Киев : Наук. думка, 1977. — 155 с.
56. *Гутерман В.Г.* Структурообразующие свойства слоистых толщ по данным моделирования. 1 // Геофиз. сб. АН УССР. — 1978. — Вып. 85. — С. 3—13.
57. *Гутерман В.Г.* Структурообразующие свойства слоистых толщ по данным моделирования. 2. Результаты моделирования и их обсуждение // Там же. — 1979. — Вып. 87. — С. 36—48.
58. *Гутерман В.Г.* О роли гравитационной тектоники в создании складчатой структуры Карпат и Днепровско-Донецкой впадины // Тектоносфера Украины и других регионов СССР. — Киев : Наук. думка, 1980. — С. 89—97.
59. *Гутерман В.Г.* Расслоенные интрузии как природная модель тектоносферы // Геофиз. журн. — 1983. — 5, № 4. — С. 57—64.
60. *Гутерман В.Г.* Разломы и структуры, образующиеся при погружении участка хрупкой толщи (результаты моделирования). 1 // Там же. — 1984. — 6, № 1. — С. 24—32.
61. *Гутерман В.Г.* Разломы и структуры, образующиеся при погружении участка хрупкой толщи (результаты моделирования). 2 // Там же. — № 2. — С. 12—22.
62. *Гутерман В.Г., Лысынчук В.М.* Схема образования крупных соляных структур платформенных впадин // Там же. — 1981. — 3, № 1. — С. 74—77.
63. *Гутерман В.Г., Старостенко В.И., Яценко Ю.П.* О генезисе срединно-океанических хребтов // Геофиз. сб. АН УССР. — 1971. — Вып. 44. — С. 76—80.
64. *Гутерман В.Г., Хазан Я.М.* Об общих вертикальных движениях континентов. Кинематический аспект // Геофиз. журн. — 1983. — 5, № 1. — С. 14—23.
65. *Гутерман В.Г., Хазан Я.М.* Реакція мантиї, що містить розсіянн включення розплавів, на зміни тиску // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1984. — № 6. — С. 6—8.
66. *Гутерман В.Г., Шпортюк Г.А.* Описание медленных движений многофазной мантии Земли при помощи одномерной задачи типа Стефана // Геофиз. журн. — 1981. — 3, № 5. — С. 67—74.
67. *Дедеев В.А., Запольнов А.К.* Схема морфогенетической классификации глубинных разломов и их терминология // Тектоника Сибири. — М. : Наука, 1972. — Т. 5. — С. 132—136.

68. Деменицкая Р.М., Городницкий А.М., Кашинский В.Д., Литвинов Э.М. Подводные горы. — Л. : Недра, 1978. — 162 с.
69. Де Ситтер Л.У. Структурная геология. — М. : Изд-во иностр. лит., 1960. — 473 с.
70. Добрецов Н.П. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск : Наука, 1980. — 199 с.
71. Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. — Л. : Наука, 1967. — 258 с.
72. Ержанов Ж.С., Егоров А.К. Теория складкообразования в толще горных пород. — Алма-Ата : Наука, 1968. — 269 с.
73. Жарков В.Н., Трубицын В.П. Физика планетных недр. — М. : Наука, 1980. — 448 с.
74. Загний Г.Ф., Русаков О.М. Археоновые вариации геомагнитного поля юго-запада СССР. — Киев : Наук. думка, 1982. — 126 с.
75. Захаров С.А. Генезис покровной складчатости. — Душанбе : Дониш, 1979. — 167 с.
76. Захаров С.А. О генезисе складчатости // Геотектоника. — 1983. — № 5. — С. 107—110.
77. Кадик А.А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии // Химия земной коры. — М. : Изд-во АН СССР, 1963. — Т. 1. — С. 20—29.
78. Кадик А.А., Хитаров Н.И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла // Геохимия. — 1968. — № 6. — С. 651—665.
79. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение складчатости. — М. : Наука, 1981. — 135 с.
80. Кеннеди В. Разлом Грейт-Глен // Проблемы перемещения материков. — М. : Изд-во иностр. лит., 1963. — С. 194—225.
81. Кириллова И.В. Элементы внутреннего строения сложно деформированных слоистых толщ // Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. — М. : Недра, 1970. — С. 32—72.
82. Кисимото Е., Оике К. Микросейсмичность и ее тектонический смысл во внутренней зоне Юго-Западной Японии // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — М. : Наука, 1977. — С. 78—89.
83. Китык В.И. Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. — Киев : Наук. думка, 1970. — 202 с.
84. Китык В.И. Дисгармоничные складки осадочных толщ. — Киев : Наук. думка, 1979. — 127 с.
85. Кузнецова И.М. Выяснение условий возникновения складок продольного изгиба и продольного распушивания методом моделирования // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — С. 325—334.
86. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. — М. : Мир, 1970. — С. 249—261.
87. Лабораторная техника органической химии / Под ред. Б.Кейла. — М. : Мир, 1966. — 751 с.
88. Парин В.Н., Руженцев С.В. Моделирование покровных складок // Геотектоника. — 1975. — № 3. — С. 36—43.
89. Лебедева Н.Б. Некоторые данные по моделированию процесса образования складчатости общего смятия // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — С. 284—288.
90. Лебедева Н.Б. Опыт моделирования складчатой зоны // Сов. геология. — 1966. — № 2. — С. 70—78.
91. Лобацкая Р.М. Разрывные нарушения верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны // Проблемы разломной тектоники. — Новосибирск : Наука, 1981. — С. 112—129.
92. Логачев Н.А. О соотношении магматизма и тектоники при рифтовом режиме активизации материков (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон) // Байкальский рифт. — Новосибирск : Наука, 1975. — С. 102—120.

93. *Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — М. : Наука, 1974. — 304 с.
94. *Лучицкий И.В., Белецкий И.А., Громин В.И.* Деформация слоистых моделей из горных пород // Докл. АН СССР. — 1962. — 144, № 5. — с. 1126—1128.
95. *Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа // Геотектоника. — 1967. — № 2. — С. 3—20.
96. *Лучицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И., Ушаков Г.Д.* Тектонический эксперимент в Сибири // Геология и геофизика. — 1977. — № 12. — С. 37—45.
97. *Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. — М. : Наука, 1968. — 280 с.
98. *Люстих Е.Н.* Изостазия и изостатические гипотезы. — М., 1957. — 90 с. — (Тр. Геофиз. ин-та АН СССР; № 38).
99. *Люстих Е.Н.* Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Ст. 2. Увязка гипотез конвекции и материкового дрейфа // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1965. — 40, вып. 2. — С. 5—21.
100. *Люстих Е.Н.* Послесловие // Дрейф континентов : Горизонт. движения земной коры. — М. : Мир, 1966. — С. 226—231.
101. *Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. — М. : Недра, 1965. — 379 с.
102. *Мейерхофф А., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника — основные противоречия // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). — М. : Мир, 1974. — С.377—455.
103. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. — М. : Недра, 1976. — 279 с.
104. *Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев Г.Ф. и др.* Петрография Центрального Казахстана. Т. 2. Интрузивные основные и ультраосновные породы. — М. : Недра, 1971. — 360 с.
105. *Михайлова А.В.* Разрывы, деформации и перемещения в моделях надвиговой структуры // Тектонофизика и механические свойства горных пород. — М. : Наука, 1971. — С. 48—61.
106. *Мишарина Л.А.* Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. — М. : Наука, 1967. — 136 с.
107. *Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. — М. : Наука, 1975. — С. 6—29.
108. *Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР : (Вопр. регион. и теорет. неотектоники). — М. : Госгеолтехиздат, 1962. — 390 с.
109. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. — М. : Мир, 1967. — 302 с.
110. *Орлов Д.М.* Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. — Л. : Недра, 1975. — 200 с.
111. *Осокина Д.Н.* Пластические и упругие низкомолекулярные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. — М. : Изд-во АН СССР, 1963. — 196 с.
112. *Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поля напряжений и деформаций в литосфере. — М. : Недра, 1979. — С. 163—184.
113. *Остерман Л.А.* Методы исследования белков и нуклеиновых кислот. Электрофорез и ультрацентрифугирование : (Практ. пособие). — М. : Наука, 1981. — 286 с.
114. *Оффман П.Е., Буш Э.А.* Связи между глубинной и поверхностной тектоникой Урала и Приуралья и их значение для поисков нефти и газа // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1977. — № 1. — С. 93—103.
115. *Павлова Н.Н.* Деформационные и коллекторские свойства горных пород. — М. : Недра, 1975. — 240 с.
116. *Палеомагнитология* / Под ред. А.Н.Храмова. — Л. : Недра, 1982. — 312 с.
117. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. — Алма-Ата : Наука, 1970. — 216 с.

118. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. — Алма-Ата : Наука, 1981. — 180 с.
119. *Пейве А.В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1956. — № 1. — С. 90—105.
120. *Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г.* Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. — 1983. — № 1. — С. 3—13.
121. *Пейве А.В., Савельев А.А.* Структуры и движения в литосфере // Там же. — 1982. — № 6. — С. 5—24.
122. *Петрова Г.Н.* Вековые вариации и граница ядро — мантия // Геомагнит. исслед. — 1986. — № 17. — С. 15—21.
123. *Прилепин М.Т.* Состояние и перспективы развития высокоточных геодезических методов изучения современных движений земной коры // Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. — М. : Наука, 1983. — С. 18—21.
124. *Рэддл Р.У.* Затвердевание отливок. — М. : Mashgiz, 1960. — 391 с.
125. *Райс Дж.* Механика очага землетрясения. — М. : Мир, 1982. — 217 с.
126. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. — М. : Мир, 1970. — 224 с.
127. *Ранняя история Земли* / Под ред. Б. Уиндли. — М. : Мир, 1980. — 620 с.
128. *Ронов А.Б.* Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода) // Проблемы тектоники. — М. : Госгеолтехиздат, 1961. — С. 118—164.
129. *Ронов А.Б., Сеславинский К.Б., Хаин В.Е.* Кембрийские литологические формации мира // Сов. геология. — 1974. — № 12. — С. 10—33.
130. *Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Девонские литологические формации мира // Там же. — 1954. — 41. — С. 46—76.
131. *Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Каменноугольные литологические формации мира // Там же. — 1955. — Сб. 48. — С. 92—117.
132. *Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Пермские литологические формации мира // Там же. — 1956. — 54. — С. 20—36.
133. *Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Триасовые литологические формации мира // Там же. — 1961. — № 1. — С. 27—48.
134. *Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Юрские литологические формации мира // Там же. — 1962. — № 1. — С. 9—34.
135. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Палеогеновые литологические формации мира // Там же. — 1978. — № 3. — С. 10—42.
136. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Ордовикские литологические формации мира // Там же. — 1976. — № 1. — С. 7—27.
137. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Нижне- и среднерифейские литологические комплексы мира // Там же. — 1980. — № 5. — С. 59—79.
138. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Вендские литологические комплексы мира // Там же. — 1981. — № 5. — С. 37—59.
139. *Руженцев С.В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. — М. : Наука, 1971. — 136 с.
140. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны : (Тектон. природа и структур. положение). — М. : Наука, 1976. — 171 с.
141. *Русаков О.М.* Магнитное поле Земли в мезозое. — Киев : Наук. думка, 1969. — 142 с.
142. *Саваренский Д.Ф., Кириос Д.П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. — М. : Гостехиздат, 1955. — 543 с.
143. *Саньков В.А.* Оценка глубины проникновения разломов : (Крат. обзор пробл.) / Проблемы разломной тектоники. — Новосибирск : Наука, 1981. — С. 51—60.
144. *Святоловский А.Е.* Структурная вулканология. — М. : Недра, 1971. — 230 с.

145. Сигалов В.М., Ульянов В.А., Сидоркин Н.В., Карташев А.П. Определение полных векторов тектонических движений в районе хребта Заилийского Алатау // Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. — М. : Наука, 1983. — С. 76—79.
146. Сподкевич В.В. Шельтингский перидотит-пироксенит-норитовый ряслоенный плутон Восточного Сахалина // Докл. АН СССР. — 1975. — 222, № 4. — С. 946—949.
147. Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геология и геофизика. — 1972. — № 12. — С. 37—42.
148. Соллогуб В.Б. Изучение глубинных разломов земной коры методом глубинного сейсмического зондирования // Геофиз. сб. АН УССР. — 1969. — Вып. 30. — С. 13—27.
149. Соллогуб В.Б., Павленкова Н.И., Чекунов А.В. Критерий выделения разломов земной коры по данным ГСЗ // Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. — М. : Наука, 1967. — С. 72—83.
150. Солоненко В.П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. — М. : Наука, 1968. — С. 57—71.
151. Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — С. 9—41.
152. Сорский А.А., Шолпо В.Н. История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана // Там же. — С. 134—170.
153. Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. — М. : Недра, 1977. — 144 с.
154. Субботин С.И. Вопросы гравиметрии, исследования земной коры и мантии, теория тектогенеза : Избр. тр. — Киев : Наук. думка, 1979. — 376 с.
155. Тараканов Р.З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. — М. : Наука, 1972. — С. 215—234.
156. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — М. : Наука, 1977. — С. 67—77.
157. Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли // Тр. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1972. — 46. — С. 27—37.
158. Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур / Под ред. В.И.Китыка. — Киев : Наук. думка, 1966. — 328 с.
159. Ушаков С.А. История исследования изостазии // История и методология естественных наук. — М.: Изд-во МГУ им. М.В.Ломоносова, 1974. — Вып. 13. Геология. — С. 105—117.
160. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М. : Мир, 1970. — 525 с.
161. Федынский В.В. Глубина заложения и форма крупных разломов континентальных и океанических структур по геофизическим данным // Разломы земной коры. — М. : Наука, 1977. — С. 30—31.
162. Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов. — М. : Мир, 1971. — 236 с.
163. Хазан Я.М. О постановке и численном решении задачи Стефана в тектонофизике // Геофиз. журн. — 1983. — 5, № 5. — С. 83—87.
164. Хаин В.Е. Общая геотектоника. — М. : Недра, 1973. — 512 с.
165. Хаин В.Е. О новой глобальной тектонике // Проблемы глобальной тектоники. — М. : Наука, 1973. — С. 5—26.
166. Хаин В.Е., Ронов А.Б. Меловые литологические формации мира // Сов. геология. — 1975. — № 11. — С. 10—39.
167. Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Неогеновые литологические формации мира // Там же. — 1979. — № 10. — С. 3—35.
168. Хаин В.Е., Ронов А.Б., Сеславинский К.Б. Силурийские литологические формации мира // Там же. — 1977. — № 5. — С. 21—43.

169. Хаин В.Е., Ронов А.Б., Славинский К.Б. Верхнерифейские литологические комплексы мира // Там же. — 1981. — № 1. — С. 72—91.
170. Хан Б.Х., Быков Н.И., Кораблин В.П., Ладохин С.В. Затвердевание и кристаллизация каменного литья. — Киев : Наук. думка, 1969. — 164 с.
171. Хейрцлер Дж., Диксон Г., Херрон Э. и др. Морские магнитные аномалии, инверсии геомагнитного поля и движения океанического дна и континентов // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). — М. : Мир, 1974. — С. 38—57.
172. Хесс Х. Срединноокеанические хребты и тектоника дна океана // Геология и геофизика морского дна. — М. : Мир, 1969. — С. 246—261.
173. Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. — М. : Недра, 1968. — 479 с.
174. Хореев Б.Я. Петрологические особенности зон смятия и характер связи их с глубинными разломами // Глубинные разломы. — М. : Недра, 1964. — С. 139—146.
175. Храмов А.Н. Современное состояние проблемы дрейфа материков по палеомагнитным измерениям // Проблемы строения земной коры и верхней мантии. — М. : Наука, 1970. — С. 83—89.
176. Чалмерс Б. Теория затвердевания. — М. : Металлургия, 1968. — 288 с.
177. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры (на примере Украины). — Киев : Наук. думка, 1977. — 84 с.
178. Чекунов А.В., Соллозуб В.Б., Харитонов О.М. Разломы и особенности их проявления в литосфере // Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. — Киев : Наук. думка, 1980. — С. 174—182.
179. Чехов В.Н. Исследование процесса складкообразования при нелинейном докритическом состоянии // Прикл. механика. — 1976. — 12, № 4. — С. 32—40.
180. Шарапов В.П., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. — Новосибирск : Наука, 1984. — 200 с.
181. Шарков Е.В. Направление кристаллизационной дифференциации в Златогорском плутоне основных и ультраосновных пород (Северный Казахстан) // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр. — 1966. — № 12, вып. 2. — С. 119—122.
182. Шарков Е.В. Пегматитовые образования Златогорского плутона (Северный Казахстан) // Вопросы магматизма Центрального Казахстана. — Л., 1968. — С. 5—25. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 157).
183. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. — Л. : Наука, 1980. — 183 с.
184. Шейнманн Ю.М. О живучести мобилистских представлений и их объективном значении // Проблемы перемещения материков. — М. : Изд-во иностр. лит., 1963. — С. 330—362.
185. Шейнманн Ю.М. Новая глобальная тектоника и действительность. Ст. 2 // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1974. — 49, вып. 1. — С. 5—26.
186. Шейнманн Ю.М. Тектоника и магматизм : Изб. тр. — М. : Наука, 1976. — 392 с.
187. Шеменид А.И. Физическое моделирование зоны поддвига океанических литосферных плит // Докл. АН СССР. — 1979. — 246, № 6. — С. 1334—1337.
188. Шлак П.Ф., Чекунов А.В., Гутерман В.Г. Генезис погребенных поднятий центральной части Днепровско-Донецкой впадины и перспективы их нефтегазоносности (на примере Яблунювской структуры) // Геол. журн. — 1981. — 41, № 4. — С. 123—126.
189. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. — Новосибирск : Наука, 1977. — 102 с.
190. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). — Новосибирск : Наука, 1983. — 112 с.
191. Шерман С.И., Лобацкая Р.М. О корреляционной зависимости между глубиной залегания гипоцентров и длиной разломов в Байкальской рифтовой зоне // Докл. АН СССР. — 1972. — 205, № 3. — С. 578—581.
192. Шерман С.И., Лобацкая Р.М. О нижней границе активного проникновения разломов в земную кору // Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1973. — Вып. 1. — С. 72—82.

193. *Щукин Ю.К., Добрев Т.Д.* Глубинное геологическое строение, геодинамика и геофизические поля очаговой зоны Вранча // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. — М. : Наука, 1980. — С. 7—41.
194. *Эз В.В.* О роли продольного изгиба слоев и послыпного перераспределения материала в образовании полной складчатости // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1958. — 33, вып. 4. — С. 117—130.
195. *Эз В.В.* Экспериментальное воспроизведение складчатой структуры со складками разнообразных простираний // Там же. — 1959. — 34, № 4. — С. 113—116.
196. *Эз В.В., Гафт Д.Е., Кузнецов Б.И.* Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинали Южного Урала. — М. : Наука, 1965. — 102 с.
197. *Юров Ю.Г.* Строение земной коры на Кавказе и изостазия // Сов. геология. — 1963. — № 9. — С. 113—118.
198. *Яншин А.Л.* О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1973. — 48, вып. 2. — С. 9—44.
199. *Яршевский А.А.* О происхождении ритмических структур изверженных горных пород // Геохимия. — 1970. — № 5. — С. 562—574.
200. *Adam N.V., Benjkova N.P., Khramov A.N., Cherevko T.N.* Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field of the Brunhes epoch // Stud. geophys. et geod. — 1975. — N 19. — P. 141—148.
201. *Artemjev M.E., Artyushkov E.V.* Structure and isostasy of the Baikal rift area and the mechanism of rifting // J. Geophys. Res. — 1971. — 76, N 5. — P. 1197—1211.
202. *Atlantic ocean floor.* — Geographic Soc. (USA) for The National Geogr. Mag., 1968, June.
203. *Benioff H.* Orogenesis and deep crustal structure additional evidence from seismology // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1954. — 65, N 5. — P. 385—400.
204. *Biot M.A.* Folding instability of layered viscoelastic medium under compression // Proc. Roy. Soc. London A. — 1957. — 242, N 1231. — P. 444—454.
205. *Biot M.A.* Folding of a layered viscoelastic medium derived from an exact stability of a continuum under initial stress // Quart. Appl. Math. — 1959. — 17, N 2. — F. 185—204.
206. *Biot M.A.* Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1961. — 72, N 11. — P. 1598—1620.
207. *Biot M.A., Odé H., Roever W.L.* Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media // Ibid. — P. 1621—1632.
208. *Bucher W.H.* An experiment of the role of gravity in orogenic folding // Geol. Rdsch. — 1962. — 52, N 2. — S. 804—810.
209. *Bullard E.C.* Gravity measurements in East Africa // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. — 1936. — 235, N 757. — P. 445—531.
210. *Bullard E.C., Freedman C., Gallman H., Nixon J.* The westward drift of the earth's magnetic field // Ibid. — 1950. — 243, N 1. — P. 67—75.
211. *Cathles L.M.* The viscosity of the Earth's mantle. — Princeton; New Jersey : Princeton Univ. press, 1975. — 386 p.
212. *Chapple W.M.* A mathematical theory of finite-amplitude folding // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1968. — 79, N 1. — p. 47—68.
213. *Chapple W.M.* Fold shape and rheology : the folding of an isolated viscous-plastic layer // Tectonophysics. — 1969. — 7, N 2. — P. 97—116.
214. *Cloos H.* Hebung — Spaltung — Vulkanismus // Geol. Rdsch. — 1939. — 30, N 5. — S. 401—527.
215. *Currie J.B.* Experimental structural geology // Earth Sci. Rev. — 1966. — 1, N 1. — P. 51—67.
216. *Currie J.B., Patnode N.W., Trump R.P.* Development of folds in sedimentary strata // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1962. — 73, N 6. — P. 655—674.
217. *Daubrée A.* Etudes synthétiques de géologie expérimentale. — Paris, 1879. — 828 p.
218. *Dibillee T.W. Jr.* Evidence for cumulative offset on the San Andreas fault in central and northern California // Bull. Calif. Dif. Mines abd Geol. — 1966. — N 190. — P. 375—384.

219. *Engdahl E.R., Scholz C.H.* A double Benioff zone beneath the central Aleutians: an unbending of the lithosphere // *Geophys. Res. Lett.* — 1977. — 4, N 10. — P. 473–476.
220. *Evison F.F.* Earthquakes and faults // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* — 1963. — 53, N 5. — P. 873–891.
221. *Fudjii N., Uyeda S.* Conditions for once-molten Earth to cool // *J. Phys. Earth.* — 1966. — 14, N 1. — 15–26.
222. *Gignoux M.* Meditations sur la tectonique d'écoulement par gravité // *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble.* — 1948. — 27. — P. 1–34.
223. *Gravity and tectonics* / Ed. K.A. De Jong, R. Sholten. — New York etc. : Wiley, 1973. — 502 p.
224. *Green D.H.* A review of experimental evidence on origin of basaltic and nephelinitic magmas // *Phys. Earth Planet. Int.* — 1970. — 3 (spec). — P. 221–235.
225. *Guterman V.G.* Model studies of gravitational gliding tectonics // *Tectonophysics.* — 1980. — 65, N 1/2. — P. 111–126.
226. *Hanuš V., Vaněk J.* Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism, and tectonic features of the Nazca plate // *Ibid.* — 1978. — 44, N 1/4. — P. 65–77.
227. *Hasegawa A., Umino N., Takagi A.* Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc // *Ibid.* — 47, N 1/2. — P. 43–58.
228. *Hasegawa A., Umino N., Takagi A., Suzuki Z.* Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath northeastern Honshu (Japan) // *Ibid.* — 1979. — 57, N 1. — P. 1–6.
229. *Heiskanen W.A., Vening-Meinesz F.A.* The Earth and its gravity field. — New York : McGraw-Hill, 1958. — 470 p.
230. *Hess H.H.* Stillwater igneous complex, Montana. A quantitative mineralogical study // *Geol. Soc. Amer. Mem.* — 1960. — 80. — 230 p.
231. *Hill M.L.* The San Andreas system, California and Mexico // *Paper. Geol. Surv., Canada.* — 1966. — N 14. — P. 239–245.
232. *Holmes A.* Principles of physical geology. — London, 1944. — 532 p.
233. *Honea E., Johnson A.M.* A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible, elastic multilayers. IV. Development of sinusoidal and kink folds in multilayers confined by rigid boundaries // *Tectonophysics.* — 1976. — 30, N 3/4. — P. 197–239.
234. *Illies J.H.* An intercontinental belt of the world rift system // *Ibid.* — 1969. — 8, N 1. — P. 5–29.
235. *Jackson E.D.* Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. — Washington : US Govern. Print Off. — 1961. — 106 p. — (US Surv. Prof. Pap.; N 358).
236. *Kennedy G.C.* The origin of continents, mountain ranges, and ocean basins // *Amer. Sci.* — 1959. — 47. — P. 491–504.
237. *Logatchev N.A., Belousov V.V., Milanovsky E.E.* East African rift development // *Tectonophysics.* — 1972. — 15, N 1/2. — P. 71–82.
238. *Lovering J.F.* The nature of the Mohorovičić discontinuity // *Trans. Amer. Geophys. Union.* — 1958. — 39, N 5. — P. 947–955.
239. *Lugeon M.* Sur la formation des Alpes franco-suissees // *Soc. géol. France. Comptes-rendus.* — 1940. — Jan. 22. — P. 197–239.
240. *Luyendyk B.P.* Origin of short-wavelength magnetic lineations observed near the ocean bottom // *J. Geophys. Res.* — 1969. — 74, N 20. — P. 4869–4881.
241. *Luyendyk B.P., Mudie J.D.* Lineations of magnetic anomalies in the northeast Pacific observed near the ocean floor // *Ibid.* — 1968. — 73, N 18. — P. 5951–5957.
242. *Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A., Briggs R.S. Jr.* Continental drift. V : Proposed hypothesis of Earth tectonics // *J. Geol.* — 1972. — 80, N 6. — P. 663–692.
243. *Nakada M.* Rheological structure of the Earth's mantle derived from glacial rebounding Laurentide // *J. Phys. Earth.* — 1983. — 31, N 6. — P. 349–386.

244. *Nowroozi A.A.* Seismo-tectonics of the Persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush regions // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* — 1971. — **61**, N 2. — P. 317–341.
245. *Oakeshott G.B.* San Andreas fault revisited : evidence for displacement // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* — 1965. — N 82. — P. 268.
246. *O'Connell R. J., Wasserburg G.J.* Dynamics of the motion of a phase change boundary to changes in pressure // *Rew. Geophys.* — 1967. — **5**, N 4. — P. 329–410.
247. *O'Connell R.J., Wasserburg G.J.* Dynamics of submergence and uplift of a sedimentary basin underlain by a phasechange boundary // *Rew. Geophys. and Space Phys.* — 1972. — **10**, N 1. — P. 335–368.
248. *Orowan E.* Mechanisms of seismic faulting // *Geol. Soc. Amer. Mem.* — 1960. — **79**. — P. 323–345.
249. *Pascal G.* Seismotectonics of the Papua New Guinea – Solomon Islands region // *Tectonophysics.* — 1979. — **57**, N 1. — P. 7–34.
250. *Peltier W.R., Yuen D.A., Wu P.* Postglacial rebound and transient rheology // *Geophys. Res. Lett.* — 1980. — **7**, N 10. — P. 733–736.
251. *Ramberg H., Sjöström H.* Experimental geodynamical models relating to continental drift and orogenesis // *Tectonophysics.* — 1973. — **19**, N 2. — P. 105–132.
252. *Ramsay I.G.* Folding and fracturing of rocks. — New York : McGraw-Hill, 1967. — 568 p.
253. *Reyer E.* Theoretische Geologie. — Stuttgart, 1888. — 868 S.
254. *Reyners M., Kenneth S.C.* Fine structure of the dipping seismic zone and subduction mechanism in the Shumagin islands, Alaska // *J. Geophys. Res.* — 1982. — **87**, N B 1. — P. 356–366.
255. *Samowitz I.R., Forsyth D.W.* Double seismic zone beneath the Mariana island arc // *Ibid.* — 1981. — **86**, N B8. — P. 7013–7021.
256. *Shaw D.M.* Development of the early continental crust. Pt 1. Use of the trace element distribution coefficient models for the protoarchean crust // *Can. J. Earth Sci.* — 1972. — **9**, N 12. — P. 1577–1595.
257. *Suzuki S., Sasatani T., Motoya Y.* Double seismic zone beneath the middle of Hokkaido, Japan, in southwestern side of the Kurile arc // *Tectonophysics.* — 1983. — **96**, N 1/2. — P. 59–76.
258. *Talwani 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. — **70**, N 2. — P. 341–352.
259. *Van Andel T.H.* The structure and development of rifted mid-oceanic rises // *J. Mar. Res.* — 1968. — **26**, N 2. — P. 144–161.
260. *Van Bemmelen R.W.* Gravitational tectogenesis in Indonesia // *Geol. en Mijnbouw*. 12 année. Nouv. série. — 1950. — N 2. — P. 351–361.
261. *Vening-Meinesz F.A.* Les "graben" africains, resultat de compression ou de tension dans la croûte terrestre // *Koninkl. Belg. Kol. Inst. Bull.* — 1950. — **21**, N 2. — P. 539–552.
262. *Wagner C.A., Lerch F.J.* Improvement in the geopotential derived from satellite and surface data (Gem 7 and 8) // *J. Geophys. Res.* — 1977. — **82**, N 5. — P. 901–904.
263. *Wilson J.T.* Continental drift // *Sci. Amer.* — 1963. — **208**. — P. 86–100.
264. *Wilson R.L.* Permanent aspects of the Earth's non-dipole magnetic field // *Trans. Amer. Geophys. Union.* — 1966. — **47**, N 1. — P. 77–78.
265. *Withjack M.* An analytical model of continental rift fault patterns // *Tectonophysics.* — 1979. — **53**, N 1/2. — P. 59–81.
266. *Wright L.A., Troxel B.W.* Limitations on strike-slip displacement along the Death Valley and Furnace Creek fault zones, California // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* — 1966. — N 87. P. 188–189.
267. *Wunderlich H.G.* Brüche und Gräben im tectonischen Experiment // *Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.* — 1957. — H. 11. — S. 477–498.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Принципы тектонофизического моделирования	6
Глава 2. Особенности центрифугируемых моделей	11
Глава 3. Вертикальные и горизонтальные движения	20
Методы определения вертикальных и горизонтальных движений, происшедших в различные эпохи. Достоверность данных	20
Проблема определения мощности толщ, захватываемой тектоническими движениями	26
Глава 4. Консидиментационные складки. Соляные структуры платформенных впадин	34
Особенности тектоники осадочных толщ, содержащих пластичные слои	34
Моделирование антиклинальных структур Днепровско-Донецкой впадины	35
Глава 5. Гравитационная тектоника скольжения: складкообразование, гравитационные сдвиги	43
Зоны складчатости и складкообразование	43
Постановка эксперимента. Условия подобия. Основные параметры моделей	46
Результаты моделирования гравитационной складчатости	51
Сопоставление гравитационной складчатости со складчатостью бокового давления	56
Сочетание гравитационной тектоники скольжения и тектоники инверсии плотностей	60
Гравитационные сдвиги	63
Глава 6. Разломы и структуры, образующиеся при погружении участков хрупкой толщи вследствие изменения объема на определенных глубинных уровнях	65
Проблема происхождения грабенов (рифтов) и сейсмофокальных зон	65
Схема моделирования. Условия подобия. Материалы.	67
Разрывы, ограничивающие участки погружений. Картина в вертикальном разрезе	70
Разрывы и структуры на поверхности хрупкой толщи	89
Глава 7. Двухфазная модель тектоносферы	103
Связь тектоники и магматизма. Проблема происхождения мантийных магм. Расслоенные интрузии как природная модель тектоносферы	103
Основные характеристики расслоенных интрузий	105
Представления о механизмах формирования внутренней структуры расслоенных интрузий	108

Эволюция первоначально расплавленной Земли — аналогия с крупной интрузией	114
Глава 8. Кристаллизация мантийных расплавов <i>in situ</i> как причина медленных колебательных (по отношению к уровню океана) движений континентов	118
Общие и волновые колебания	118
Анализ кинематических схем вертикальных движений континентов	123
Колебательные движения континентов по отношению к уровню океана — следствие несинхронного погружения отдельных блоков литосферы	127
Глава 9. Обратимые переходы в тонкодисперсной двухфазной системе астеносферы как одна из причин гляциально-постгляциальных движений	129
Глава 10. Разломно-магматический механизм установления изостатической уравновешенности земной коры, дифференцированные вертикальные движения ее блоков	134
Классическая изостазия и ее проблемы	134
Разломно-магматическая изостазия	137
Модель разломно-магматически-изостатического процесса образования грабеноподобной структуры	144
Причины знакопеременных вертикальных движений блоков земной коры. Инверсии	146
Заключение	149
Список литературы	160

Монография

Валентин Григорьевич Гутерман

МЕХАНИЗМЫ ТЕКТОГЕНЕЗА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Утверждено к печати ученым советом

Института геофизики им. С.И.Субботина АН УССР

Редактор *С.А.Свердлова*
 Оформление художника *А.А.Стеценко*
 Художественный редактор *Г.А.Сергеев*
 Технический редактор *Т.М.Зубрицкая*
 Оператор *Л.Н.Федоренко*
 Корректоры *В.И.Гломозда, Л.И.Мазниченко*

ИБ № 8214

Подп. в печ. 06.02.87. БФ 25529. Формат 60x84/16. Бум.офс. № 1. Офс.печ. Гарн.Универс.
 Усл.печ.л. 12,79. Усл.кр.-отт. 13,02. Уч.изд.л. 15,08. Тираж 700 экз. Заказ 6—647.
 Цена 2 р. 30 к.

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.
 Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

2 р. 30 к.

5059

НАУКОВА ДУМКА