

В. В. Белоусов

ОСНОВЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

557.24

В. В. Белоусов

ОСНОВЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

1375

МОСКВА «НЕДРА» 1975



Белоусов В. В. Основы геотектоники. М. «Недра», 1975, 264 с.

В книге освещены основные положения, проблемы и методы геотектоники на современном уровне ее развития. Помимо описания геотектонических процессов и методов их изучения, существенное внимание уделено закономерностям объединения различных эндогенных процессов в «эндогенные режимы». Значительное место отведено критическому обзору новейших представлений в области вопросов развития тектоносферы Земли. При рассмотрении причин и механизма эндогенных процессов автор использовал новейшие данные геофизики, геохимии и тектонофизики.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами общей геотектоники, поисками полезных ископаемых, изучением геологического строения крупных регионов. Она может быть использована студентами старших курсов геологических вузов и университетов.

Табл. 9, ил. 199, список лит. 382 назв., прил. 1.

За последние годы в науках о Земле произошли чрезвычайные перемены. Они обусловлены главным образом тремя обстоятельствами: 1) прогрессом в геофизических и геохимических методах изучения глубин Земли; 2) успехами в изучении строения дна океанов; 3) обращением к вопросам строения и развития земного шара нового контингента исследователей, имеющих не столько геологическую, сколько физико-математическую подготовку.

Первое обстоятельство привело к тому, что ранее в значительной степени разделенные геологи, геофизики и геохимики стали все в большей степени объединяться для совместного разгадывания тех загадок, которые ставят перед нами недра Земли. Стала зарождаться комплексная наука о Земле — геономия. Впервые за всю историю наших знаний о Земле появились реальные возможности выяснить связи поверхностных геологических процессов с явлениями в земных глубинах. Это раскрыло пути к непосредственному изучению причин тектонических движений. Вместе с тем выяснились некоторые закономерности связей тектонических явлений с другими эндогенными процессами — магматическими и метаморфическими. Возникло представление об эндогенных режимах, в которых тектоническое развитие составляет неотъемлемую часть более общего развития земных недр. Весьма вероятно, что мы находимся на том рубеже, когда геотектоника как геологическая дисциплина в какой-то мере утрачивает свою самостоятельность, «растворяясь» в общем геонимическом учении о внутренней жизни Земли.

Второе обстоятельство позволило геологии (и геотектонике, в частности) выйти за пределы материков и стать наукой о земной коре в целом. Известно, что до самого последнего времени геотектоника оставалась в сущности континентальной дисциплиной, в которой пространства, занятые океанами, едва упоминались. Поскольку океаны покрывают две трети поверхности земного шара, говорить в этих условиях о каких-либо глобальных обобщениях было невозможно. Результаты изучения дна океана привели в последние годы к новым, необычным, с точки зрения классической материковой геологии, обобщениям. Оценку им мы постараемся дать на последующих страницах. Но вне зависимости от качества конкретных представлений сегодняшнего дня, не следует умалять значение того факта, что теперь, наконец, оказалось возможным охватить изучением всю поверхность земного шара, а не отдельные ее куски.

Появление среди тех, кто исследует Землю, представителей физико-математических дисциплин, несмотря на краткость срока, уже наложило глубокий отпечаток на характер мышления геологов. Они все чаще стремятся к выражению своих данных в количественной форме; все в большем объеме в геологический обиход проникает метод исследования, основанный на построении гипотетических «моделей», схематизирующих геологические процессы с целью разделения в них главного и случайного. Хотя в использовании новых для геологов приемов на первых порах, в увлечении, делается немало ошибок, внедрение в геологические дисциплины большей логической строгости и более точных критериев является, конечно, положительным фактором.

Все перечисленные особенности современного развития наук о Земле должны быть приняты во внимание, особенно, когда речь идет об изложении такой обобщающей геологической дисциплины, как геотектоника. О ней теперь следует писать как о геонимической дисциплине, объединяя собственно геологические методы и данные с соответствующими данными

геофизики и геохимии и строя изложение на основе представления об общности различных эндогенных процессов. Нельзя не ставить перед собой задачу рассмотрения всей земной коры в целом, как материковой, так и океанической ее части, если мы стремимся осветить глобальные геотектонические закономерности. Там, где возможно, необходимо задумываться над количественным выражением тектонических процессов и над поисками «моделей», иллюстрирующих наиболее общие и важные закономерности развития земной коры.

Все сказанное автор имел в виду при составлении этой книги. И именно эти новые подходы отличают предлагаемую книгу от предыдущих попыток автора (в «Общей геотектонике» и двух изданиях «Основных вопросов геотектоники») обобщить геотектонические данные и увидеть сквозь них основные закономерности развития структуры Земли. Здесь больше говорится об океанах, о глубинах Земли и связи тектонических процессов с другими эндогенными процессами.

Однако автор категорически не согласен с теми, кто полагает, что роль геологии в решении основных вопросов строения и развития земного шара теперь стала минимальной и что она должна уступить свое место «точным» наукам о Земле — геофизике и геохимии. По нашему мнению, роль геологии в области этих вопросов как была, так и остается чрезвычайно важной, поскольку только геология может определить, что именно происходит в земной коре и что именно следует объяснять глубинными процессами с помощью геофизики и геохимии. Только геологические наблюдения служат надежным критерием оценки правильности тех или иных геофизических и геохимических «моделей». Поэтому в предлагаемой книге геотектоника излагается по-прежнему в основном как геологическая дисциплина.

По сравнению с предыдущими книгами автора из этой книги исключены многие вопросы, ставшие в настоящее время элементарными. Например, почти все, что относится к морфологической тектонике или к физическому механизму внутрикоровых тектонических дислокаций — складок и разрывов. Автор не возвращается больше к связям мощностей и фаций осадочных толщ с колебательными движениями земной коры и к обоснованию методов изучения истории последних. Здесь излагаются лишь те данные о типах тектонических структур и движений, которые необходимы для рассмотрения принципиальных проблем происхождения тектонических процессов и закономерностей их развития в связи с развитием земного шара в целом.

Первая часть книги посвящена тектонике материков. В ней рассматриваются основные особенности проявления и развития колебательных движений, глубинных разломов и складчатости; центральными в этой части являются главы, в которых обосновывается выделение эндогенных режимов и устанавливаются закономерности эндогенного развития материков. Во второй части приводятся данные о тектонике океанов. В третьей части приповерхностные проявления эндогенных режимов сопоставляются с глубинным строением Земли и глубинными процессами. На основании такого сопоставления автор стремится и оценить распространенные идеи «новой глобальной тектоники», и предложить свою гипотезу о развитии глубин Земли. Он надеется, что эта гипотеза, хотя и не решает всех проблем, однако намечает некоторые реальные направления дальнейших исследований.

В книге нет очерка региональной тектоники Земли. В нем нет необходимости после выхода в свет книги В. Е. Хаина «Региональная геотектоника».

Трудной технической задачей оказался выбор способа ссылок на литературные источники. Естественно, что выводы, к которым приходит автор, основаны на анализе и обобщении большого количества оригинальной литературы. Многие соображения, которые высказываются на последующих страницах, уже в том или ином виде существовали. В ряде случаев роль автора сводилась к тому, чтобы объединить такие соображения в некоторую систему и расставить среди них новые акценты.

После некоторых попыток автор пришел к выводу, что давать в тексте ссылки на литературные источники, значит сделать книгу совершенно неудобочитаемой. В конце концов он решил, что целесообразнее будет дать в конце книги список главнейших источников, разделенных по вопросам, рассматриваемым в тех или иных главах, а в тексте ограничиться упоминанием имен исследователей только тогда, когда это совершенно необходимо, т. е. когда речь идет о данных и о мнениях, действительно, вполне оригинальных. Когда же дело касается широко известных сведений и более или менее общепринятых точек зрения, прошедших сквозь работы многих исследователей, автор позволил себе рассчитывать на то, что квалифицированный читатель знаком с историей этих взглядов и не нуждается в особых ориентирах.

СОДЕРЖАНИЕ ГЕОТЕКТОНИКИ

Геотектоника буквально — наука о строении Земли. Но такое определение слишком широко и требует уточнения.

Будучи геологической дисциплиной, геотектоника занимается изучением строения не всей Земли, а в основном земной коры. Правда, чтобы понять причины наблюдаемого строения земной коры, необходимо исследовать и более глубокие оболочки земного шара, но в таких случаях мы уже выходим за пределы собственно геотектоники и обращаемся к геофизике и геохимии.

Под строением земной коры геотектоника понимает размещение в коре тел, образуемых различными горными породами. Это размещение можно представить себе как совокупность геометрических фигур, заполняющих кору. Такие фигуры называются *формами залегания горных пород, структурными формами, или просто структурами*. Геотектоника изучает структурные формы, их историю и процессы, ведущие к их образованию.

Образование и дальнейшее изменение структурных форм всегда происходит при тех или иных перемещениях материала земной коры. Такие перемещения могут захватить всю толщу коры или проявиться в деформациях некоторых объемов горных пород внутри коры.

Всякие перемещения материала земной коры, приводящие к образованию и изменению структурных форм, называются *тектоническими движениями*. Таким образом, перед геотектоникой стоит задача изучения не только структурных форм, но и тектонических движений, их создающих. Это позволяет определить *геотектонику как дисциплину, занимающуюся механическими процессами в коре и их результатами*.

При этом геотектоника не изучает процесс формирования вещества горных пород: она пользуется в таких случаях данными других разделов геологии — петрологии и литологии. Однако ее интересуют не только форма залегания горной породы в целом, но и те особенности ее внутренней структуры и текстуры, которые также создаются в результате тектонических движений. Такой особенностью, например, может быть ориентированное расположение зерен породы.

Уточняя дальше содержание геотектоники, мы должны исключить из ее рассмотрения структурные формы заведомо поверхностного происхождения, например оползневые структуры или дислокации, возникшие под влиянием движения ледника по поверхности Земли и т. п. Геотектоника занимается структурами глубинного происхождения.

Следует, однако, оговориться, что в данном случае границу между эндогенными и экзогенными процессами не всегда легко провести. Так, многие тектонические и экзогенные дислокации горных пород вызываются одной и той же причиной — силой тяжести. Критерием для выделения экзогенных, т. е. нетектонических процессов, может служить то, что они приурочены лишь к самой поверхности коры и подчинены неровностям современного рельефа (например, оползни на склонах долин). Тектонические движения охватывают земную кору на значительную глубину и в своем распределении подчиняются особому плану, не зависящему от современного рельефа.

Все эти рассуждения позволяют точнее определить геотектонику как *геологическую дисциплину, изучающую движения земной коры, охватывающие значительные ее глубины, и те структуры, которые такими движениями образуются*.

Общий предмет геотектоники может быть подразделен на ряд задач, следующих друг за другом в логической последовательности.

Первая задача состоит в изучении морфологии структурных форм и их классификации по морфологическим признакам.

Вторая задача заключается в изучении кинематики, или «механизма», образования структурных форм.

Эти задачи относятся к разделу геотектоники, который именуется структурной геологией.

Третья задача — это изучение пространственного расположения структурных форм и их истории с выделением структурных комплексов, характеризующихся общими структурными чертами. Результатом решения данной задачи является геотектоническое районирование той или иной территории. Эта задача относится к региональной геотектонике.

Четвертая задача состоит в выяснении закономерностей развития тектонических движений. При этом выделяются зоны, характеризующиеся определенными последовательностью и соотношением различных геотектонических процессов, или зоны разных *геотектонических режимов*, а в историческом аспекте тектоническая история земной коры может быть разделена на *геотектонические циклы*, или *этапы*.

Пятая задача заключается в сопоставлении геотектонической истории с историей других эндогенных процессов (магматических и метаморфических), что позволяет установить ряд закономерностей, связывающих все эндогенные процессы между собой. Отсюда возникает представление об *эндогенных режимах*, а периодическое развитие всего комплекса эндогенных процессов позволяет говорить об эндогенных циклах в развитии земной коры.

Наконец, *шестая задача* носит обобщающий характер. Она состоит в разработке теории геотектонических процессов, в выяснении их причин и движущих сил. Как уже отмечалось, ставя перед собой эту конечную задачу, тектонист неминуемо должен выйти далеко за пределы собственно геотектоники. Он должен привлечь данные других отраслей геологии и в первую очередь петрологии, освещающей условия образования магматических и метаморфических пород. Он должен глубоко внедриться и в соседние науки о Земле — геофизику и геохимию, так как только с их помощью можно составить представление об обстановке и процессах в глубоких недрах Земли. Это не означает, однако, что тектонист полностью заимствует представления о глубинных процессах из других дисциплин и ничего не может сказать о них своего. Решение конечной задачи требует объединения методов и данных как геофизики и геохимии, так и самой геотектоники, поскольку только она в состоянии точно определить, какие именно тектонические процессы и в каких соотношениях друг с другом, где и когда происходят. Такой объединенный геолого-геофизико-геохимический подход к познанию глубинных процессов в последнее время получил наименование *геономического*. На его основе постепенно создается комплексная наука о земных недрах — *геономия*.

Последние две задачи относятся к *общей геотектонике*.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Эта книга посвящена общей геотектонике, что означает, что в центре нашего внимания будут преимущественно не тектонические формы, а движения земной коры, которые их создают. Однако не следует забывать, что представления о самих тектонических движениях получают почти исключительно путем изучения структурных форм, являющихся конечным результатом движения. Только в некоторых случаях оказывается возможным изучать тектонические движения не по их конечному результату, а путем непосредственной регистрации. Таковы, например, современные поднятия и опускания земной коры, которые можно прямо наблюдать с помощью геодезических методов.

Геологи в течение долгого времени стремятся разработать наилучшую классификацию тектонических движений.

По структурам земной коры и признакам бывших изменений очертаний суши и моря уже в XVIII в. М. В. Ломоносов выделил две категории тектонических процессов: с одной стороны, быстрое, катастрофическое, разламывание «камней диких», которые, «сворочены с прежнего своего положения» и образуют «расселины, наклонные положения, стремнины, пропасти разной величины и фигуры отменной», а с другой, — «нечувствительные и долговременные понижения и повышения» земной поверхности.

Сходное разделение тектонических движений укрепились во второй половине XIX — начале XX вв. и частично сохраняется до сих пор. В конце XIX в. Дж. К. Гильберт предложил различать *эпейрогенические* и *орогенические* тектонические движения. Определения этих терминов были уточнены в XX в. Г. Шилле и его понимание сохранилось на многие десятки лет. Согласно ему, эпейрогенические движения (*эпейрогенез*) выражаются в медленных поднятиях и опусканиях участков земной коры, тогда как орогенические движения (*орогенез*) — это смятие слоев в складки и смещения их по разрывам. Следует отметить, что в таком понимании первоначальный смысл терминов оказался искаженным: в переводе с древнегреческого «эпейрогенический» означает «создающий материки», а «орогенический» — «создающий горы». Но вертикальные движения земной коры создают не только сушу, но и моря (при опускании), а складки и движения по разрывам далеко не всегда создают горы: последние обычно возникают в процессе вертикальных медленных поднятий коры, т. е. в результате тех же эпейрогенических движений.

Несколько раньше Дж. К. Гильберта и одновременно с ним ряд русских ученых (Н. А. Головкинский, А. Д. Озерский, А. П. Карпинский) те движения, которые получили на западе название эпейрогенических, наименовали «колебательными», или «волнообразными колебаниями земной поверхности».

Довольно широко была распространена (и до сих пор применяется) крайне простая классификация, разделяющая тектонические движения на *вертикальные (радиальные)* и *горизонтальные (тангенциальные)*. Эта классификация имеет тот недостаток, что во многих структурообразующих процессах совместно проявляются как вертикальные, так и горизонтальные движения. — *диформационные*.

М. М. Тетяев называл тектонические движения «формами геотектогенеза». Он выделял колебательную, складчатую, магматическую формы геотектогенеза, а также форму макроколебаний, понимая под последней вертикальные движения большой амплитуды глыб земной коры по разломам.

Автор этой книги в общем ранее следовал классификации М. М. Тетяева, но выделял лишь колебательные, складчатые и разрывные тектонические движения, исключая, таким образом, «магматическую форму геотектогенеза» и «макроколебания» и вводя группу тектонических разрывов.

Последняя классификация оказалась удобной для использования в обиходе. Однако она (впрочем, так же, как и предыдущие) просто перечисляет наблюдаемые процессы или их структурные результаты и никак не отражает ни их соотношения, ни их происхождение. Последнее, правда, не может быть учтено в классификации до тех пор, пока мы не узнаем достоверные причины тектонических движений. Но отразить в классификации в какой-то мере соотношения и взаимную подчиненность процессов следовало бы.

Попытка в этом направлении была сделана В. Е. Хаиным, который связал отдельные тектонические движения с разными глубинами земного шара. Он выделил следующие движения: экзотектонические, происходящие на самой поверхности Земли и вызванные экзогенными причинами (оползни, гляциодислокации и т. п.); поверхностные, причины которых лежат в осадочном слое коры (например, соляные диапиры); коровые — развивающиеся

в связи с процессами в консолидированной части коры (например, линейная складчатость); глубинные — связанные с процессами в верхней мантии; сверхглубинные — вызванные процессами в нижней мантии и ядре Земли.

С нашей точки зрения, из этой классификации следует исключить экзотектонические, глубинные и сверхглубинные движения. Первые представляют собой экзогенный процесс и, как таковые, к геотектонике не относятся. Вторые и третьи принадлежат в большей мере к геофизике, чем к геотектонике. Остаются поверхностные и коровые движения. Хотя в принципе такое разделение имеет определенное значение, термины нельзя признать удачными, так как и те и другие движения происходят в коре.

Ставя перед собой задачу отразить в классификации соподчиненность разных категорий тектонических движений, мы должны признать, что наиболее важной характеристикой тектонических процессов является не столько глубина их заложения, сколько охват ими того или иного объема коры. В наиболее грубой форме тектонические движения можно разделить на *общекоровые* и *внутрикоровые*. Первые охватывают всю толщину коры. Внутрикоровые движения проявляются в ограниченном объеме коры и выражаются в деформации этого объема без перемещения всей коры. Примером общекоровых процессов могут служить медленные поднятия и опускания коры, охватывающие широкие территории. В таких «колебательных» движениях участвует заведомо вся кора. Примерами внутрикоровых тектонических процессов являются соляные диапировые купола или сильно сжатая линейная складчатость. И тот и другой процессы всегда локализованы в некотором объеме пород и не охватывают кору на всю ее толщину.

Общекоровые тектонические движения представляют собой более общий процесс по отношению к внутрикоровым.

Общекоровые тектонические движения обратимы: поднятие земной коры может смениться ее опусканием и т. д. Внутрикоровые движения не всегда обратимы: например, смятые в складки слои не могут вернуться в первоначальное положение.

Впрочем, как и в любой классификации природных явлений, различия между общекоровыми и внутрикоровыми движениями ясны в типичных случаях, но становятся расплывчатыми в ряде переходных случаев.

Среди общекоровых тектонических движений прежде всего выделяется важнейший класс *колебательных движений земной коры*, т. е. ее медленных поднятий и опусканий.

Естественно было бы этому классу противопоставить горизонтальные коровые движения. Но вопрос о них в настоящее время не может считаться ясным. Если просто следовать всему тому, что публикуется сейчас в геологической литературе, то сюда можно было бы отнести дрейф материков, «растекание» океанического дна, общекоровые сдвиги, надвиги, сбросы и раздвиги. Но дальше мы попытаемся показать, что, судя по всей геологической очевидности, дрейф материков и «растекание» океанического дна в природе не существуют. Общекоровые надвиги, возможно, сейчас имеются вокруг Тихого океана (так называемые зоны, или разрывы, Беньофа), хотя их природа еще далеко не ясна. Общекоровые сдвиги, по-видимому, существуют, но их масштаб и роль в развитии коры в современной литературе сильно преувеличены. Важное место в строении и материковой и океанической коры занимают общекоровые сбросы, раздвиги и в особенности смещения по вертикальным разломам.

Следует заметить, что все движения этого типа объединены тем, что связаны с разломами, прорезающими всю толщу земной коры и, очевидно, проникающими в верхние слои мантии. Это так называемые *глубинные разломы*. Следовательно, предварительная упрощенная классификация общекоровых движений может предусматривать выделение, с одной стороны, колебательных движений, а с другой — глубинных разломов (среди которых в свою очередь различается ряд разновидностей в зависимости от направления относительных смещений крыльев разломов).

Общекоровые движения ведут к образованию общекоровых структур.
Внутрикоровые тектонические движения могут быть разделены на
связные и разрывные.

Мы начнем изложение конкретных сведений с колебательных движений
земной коры, представляющих собой наиболее очевидную форму общекор-
овых движений и играющих важнейшую роль в развитии земной коры.

Все тектонические движения, а также созданные ими структуры будут
рассмотрены прежде всего для материков. Тектонике океанов будет посвящен
особый раздел книги. Следующей задачей будет попытка синтезировать
имеющиеся данные уже в масштабе всей Земли.

Часть I

ТЕКТОНИКА МАТЕРИКОВ

- ГЛАВА 1 КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ
- ГЛАВА 2 ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ
- ГЛАВА 3 СКЛАДЧАТОСТИ ГЛЫБОВАЯ
И НАГНЕТАНИЯ
- ГЛАВА 4 СКЛАДЧАТОСТЬ ОБЩЕГО СМЯТИЯ
- ГЛАВА 5 ГЛУБИННАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И ОБЩИЕ
СООБРАЖЕНИЯ О СКЛАДЧАТЫХ
ДВИЖЕНИЯХ
- ГЛАВА 6 ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ МАТЕРИКОВ
ОБЩИЕ ДАННЫЕ.
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ РЕЖИМЫ
- ГЛАВА 7 ПЛАТФОРМЕННЫЕ И ОРОГЕННЫЕ
РЕЖИМЫ
- ГЛАВА 8 РЕЖИМЫ: РИФТОВЫЙ,
МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ
И МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИН
- ГЛАВА 9 ГЛАВНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ЭНДОГЕННОГО РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВ

Раздел А

ОБЩЕКОРОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Глава 1

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

КАТЕГОРИИ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Колебательные движения земной коры, ее поднятия и опускания происходят сейчас и происходили на всем протяжении известной нам геологической истории материков. Они происходили и происходят в пределах последних повсеместно. В то же время другие виды как общекоровых, так и внутрикоровых движений всегда локальны и каждое их проявление ограничено во времени. Поэтому мы вправе рассматривать колебательные движения земной коры как наиболее общую форму тектонических движений.

Для изучения колебательных движений используются различные методы: геодезический, исторический, геоморфологический и геологические.

Геодезические измерения позволяют изучать те колебательные движения коры, которые развиваются сейчас. Исторический метод основан на использовании исторических памятников или свидетельств, указывающих на то, что когда-то раньше, но в течение исторического времени, высота того или иного участка над уровнем моря отличалась от современной. Геоморфологический метод состоит в изучении форм современного рельефа для восстановления истории тех вертикальных движений земной коры, которые участвовали в его образовании.

Поскольку современный рельеф земной поверхности сформировался преимущественно в неогене и четвертичном периоде, эти методы пригодны для изучения колебательных движений, приуроченных к указанным двум самым молодым геологическим периодам.

Геологические методы включают исследование осадочных толщ, в составе и мощности которых отразились происходившие во время их образования опускания и поднятия коры. Эти методы применимы для изучения колебательных движений любых геологических периодов, оставивших после себя толщи осадочных горных пород.

Хотя нет сомнений в том, что колебательные движения любой геологической эпохи — от современной до самой отдаленной от нас — представляют собой единый процесс, их все же удобно разделить на три категории по времени проявления, а именно на современные, новейшие и древние. Такое разделение оправдывается различием методов, употребляемых для изучения движений, происходящих сейчас и происходивших в историческое время, приуроченных к неотектонической эпохе формирования современного рельефа, и, наконец, проявившихся в течение более ранних геологических периодов. Однако следует отметить, что методы изучения новейших и древних колебательных движений лишь частично различны, но в другой части совпадают. Различие состоит в том, что только для новейших движений может быть использован геоморфологический метод. Для древних движений он неприменим поскольку от более древних периодов рельеф за редкими исключениями не сохранился. Геологические же методы, являющиеся единственными для исследования древних движений, могут быть использованы и для новейших. Интересно отметить, что геоморфологический метод дает сведения главным образом об истории колебательных движений

коры, направленных вверх, т. е. формирующих возвышенные формы рельефа. Геологические же методы в основном регистрируют движения, направленные вниз.

Из сказанного следует, что для новейших движений мы обладаем более богатыми методическими возможностями, чем для древних: для первых мы можем изучать историю движений как вниз, так и вверх, тогда как относительно древних мы получаем прямые данные только об опусканиях коры, а поднятия освещаются лишь косвенно.

Ниже будут изложены основные закономерности развития колебательных движений, как они вырисовываются сейчас по результатам произведенных исследований.

СОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Наиболее точно современные колебательные движения измеряются с помощью геодезических методов. К таковым относятся водомерные измерения

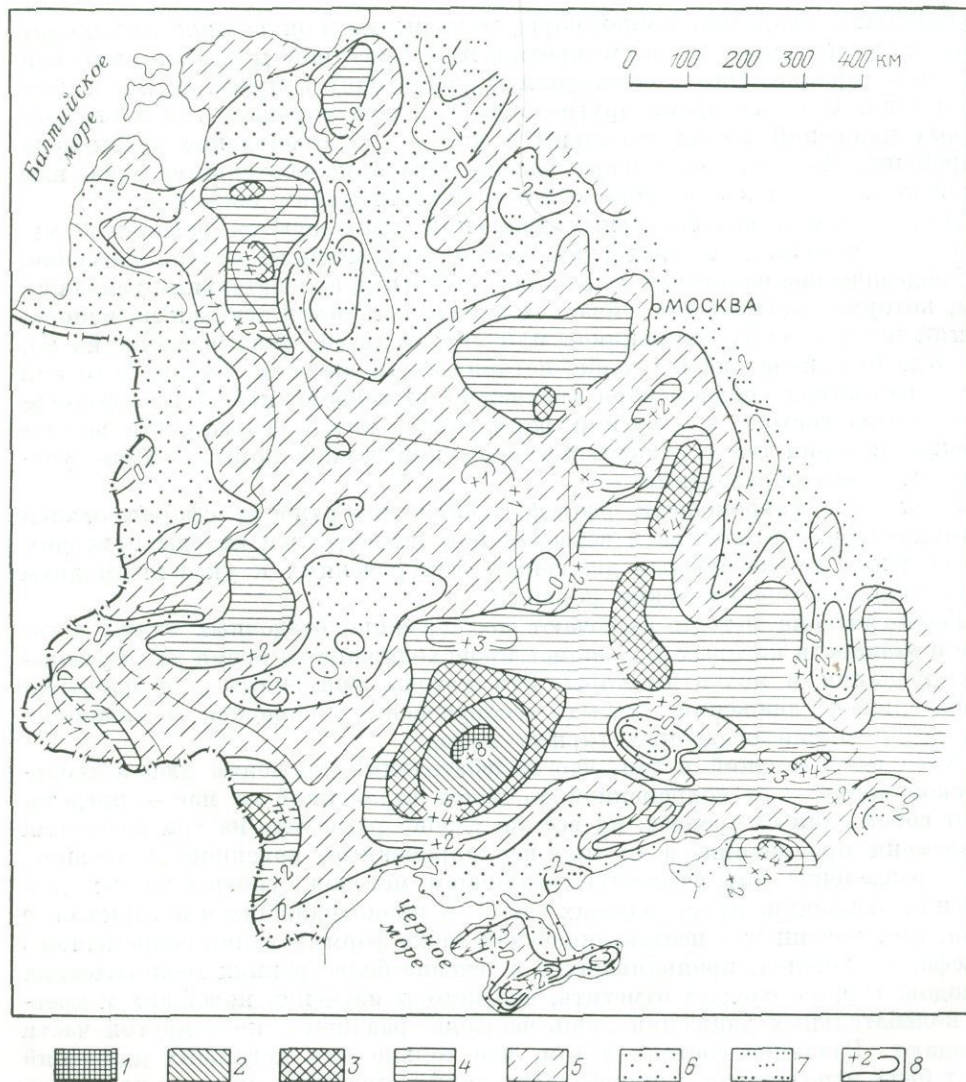


Рис. 1. Схематическая карта скоростей современных вертикальных движений земной коры (под ред. Ю. А. Мещерякова)

Поднятия разной интенсивности (мм/год): 1 — от +8 до +10; 2 — от +6 до +8; 3 — от +4 до +6; 4 — от +2 до +4; 5 — от 0 до +2. Опускания разной интенсивности (мм/год): 6 — от -2 до 0; 7 — от -4 до -2; 8 — изолинии скоростей вертикальных движений

(мареографы, футштоки), повторное нивелирование, наклонные наблюдения.

Водомеры употребляются на берегах моря. В настоящее время многие сотни их установлены на разных береговых пунктах всех континентов.

Наиболее универсальным методом измерения современных колебательных движений является повторное точное нивелирование. Оно может применяться в любых районах, расположенных внутри суши. Надежные результаты получаются при возобновлении нивелировочных ходов через 10—20 лет.

Такие нивелировки проводились, например, по многочисленным направлениям в западных и юго-западных районах Русской равнины. По результатам сравнения нивелировок, проведенных в 1913—1932 гг., с нивелировками 1945—1950 гг. Ю. А. Мещеряковым с сотрудниками составлена карта современных движений этих районов (рис. 1). Среди городов, которые поднимаются (скорость, мм/год): Таллин (2,3), Вильнюс (3,8), Харьков (3,9), Киев (0,4); Донбасс поднимается со скоростью 10,3 мм/год. Среди опускающихся городов (мм/год): Витебск (—1,4), Ленинград (—0,4); Москва расположена близ нейтральной изолинии.

В целом, как показывают изолинии, на западе Русской равнины вырисовывается меридиональная зона поднятия. Другая такая же зона, занимающая срединное положение, может быть названа Средне-Русской. Подмосковский бассейн испытывает опускание.

В Главном Кавказском хребте геодезические измерения обнаружили современное поднятие со скоростью до 10—12 мм/год.

Обширные нивелирные работы выполнены и в Японии. Они установили очень сложное, мозаичное расположение областей современных поднятий и опусканий, каждая из которых имеет в поперечнике десятки или немногие сотни километров. Скорости движений обычно около 4—5 мм/год.

На рис. 2 изображен результат четырех повторных нивелировок по линии Такасаки — Симосува. Каждая следующая кривая указывает размер относительного вертикального смещения точек за время, протекшее после предыдущего нивелирования, т. е. линия высот изображена в виде горизонтальной линии. Из кривых видно, что от первой до третьей нивелировки (с 1888 по 1926 г.) распределение скоростей поднятия между точками сохранялось одинаковым. Но между третьей и четвертой нивелировками (т. е. между 1926 и 1932 гг.) произошли изменения: те точки, которые поднимались скорее, теперь стали отставать и даже начали опускаться, тогда как отстававшие точки стали подниматься быстрее. Произошло обращение кривой скоростей. Последние в первый период не превышали 2 мм/год, во второй достигали 40 мм/год, а в третий — 5 мм/год.

Аналогичное обращение современных движений отмечалось и в других местах. Например, в Эстонии в районе Пярну с 1937 по 1948 г. регистрировалось поднятие со скоростью 1,5 мм/год, а с 1948 по 1961 г. здесь же происходило опускание со скоростью 0,9 мм/год.

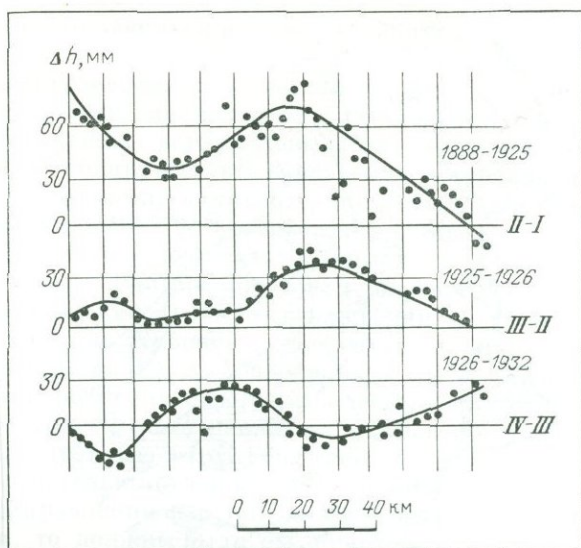


Рис. 2. Изменение высот по линии Такасаки — Симосува (Япония) за время с 1888 по 1932 г. (по Ч. Цубои)

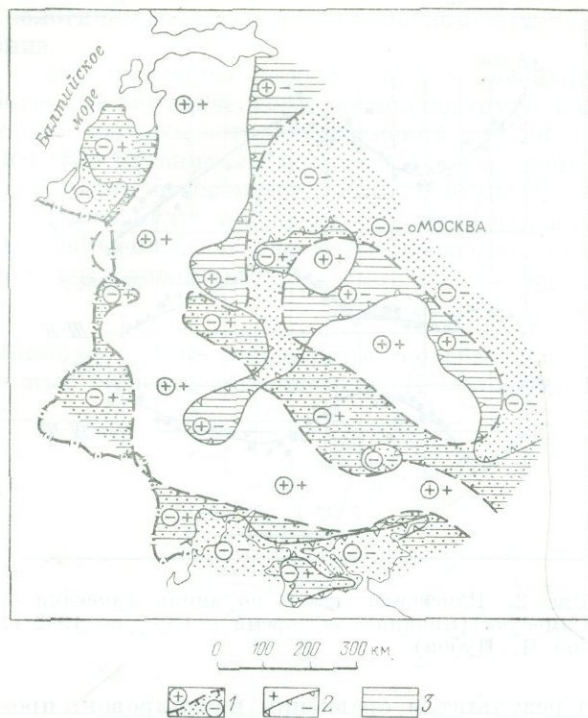


Рис. 3. Соотношение современных движений с древними структурами (по Ю. А. Мещерякову)

1 — выступы (+) и впадины (—) фундамента; 2 — современные поднятия (+) и опускания (—); 3 — участки несоответствия (по знаку) структуры и движений

Собранный материал показывает, что современные колебательные движения происходят на материках повсеместно. Их скорость обычно до нескольких (1—5) миллиметров в год, но местами достигает и даже превышает 1 см/год. Большие скорости современного поднятия (около 1 см/год) наблюдаются, в частности, в областях последнего покровного оледенения (Балтийский и Канадский щиты). Но в общем отмечается очень малая разница скоростей современных движений между равнинами и горами. Например, скорости поднятия равнинного Донбасса и горного Кавказа одинаковы.

Важным мерилем колебательных движений вообще и современных в частности является их градиент, т. е. изменение скорости между двумя точками, отнесенное к расстоянию между ними. Для того чтобы определить максимальный градиент, необходимо, чтобы точки, между которыми он измеряется, лежали на линии, поперечной к изолиниям скоростей движений, или к границе, разделяющей соседние зоны разной направленности или разной скорости движений. Размерность градиента выражается следующим образом:

$$\frac{\text{расстояние}}{\text{время} \times \text{расстояние}} = \frac{1}{\text{время}}$$

Если в качестве единицы измерения мы примем год, то размерность градиента будет 1/год или, год⁻¹.

Оказывается, обычные градиенты современных колебательных движений находятся в пределах от 2×10^{-8} год⁻¹ до 5×10^{-8} год⁻¹, что соответствует приращению разности высот между точками, расположенными на взаимном расстоянии 100 км, на 2—5 мм/год. Эти градиенты возрастают

Исторические данные для некоторых районов указывают на колебания значительно большей длительности.

Археологические раскопки на Херсонесе в Крыму показали, например, что пониженные участки этой древнегреческой, а позже византийской, колонии периодически затоплялись морем и снова осушались. Затопления происходили в VI—V вв. до н. э.; I в. до н. э. — I в. н. э.; IV—V вв.; X—XI вв. В этом случае продолжительность одного цикла колебательных движений равнялась 5—6 векам.

К настоящему времени измерения современных колебательных движений земной коры проведены во многих странах. Сейчас они выполняются по международной программе. Разработка программы, а также организация исследований в международном масштабе во многом обязаны инициативе советского ученого Ю. А. Мещерякова.

у краев локальных интенсивно поднимающихся или опускающихся структур, а также у разрывов.

Интересно сопоставить распределение современных поднятий и опусканий земной коры с ее структурами, являющимися результатом значительно более длительных предыдущих вертикальных движений. Такое сопоставление в одних случаях обнаруживает совпадение направления современных движений с более древними, в других — несовпадение. Как правило, горные хребты, образовавшиеся в результате поднятия земной коры в течение неогена и четвертичного периода, поднимаются и сейчас. Но, например, Апеннинские и Средне-Венгерские горы в настоящее время опускаются. Структурные депрессии, как правило, в наши дни опускаются (например, Московская синеклиза), но Кубанская депрессия поднимается. Для Восточно-Европейской платформы Ю. А. Мещеряков в 70% случаев обнаружил согласие современных движений с формой более древних структур. В остальных 30% случаев современные движения оказываются несогласно «наложенными» на более древнюю структуру (рис. 3).

Если бы современные колебательные движения продолжали развиваться в наблюдаемом сейчас направлении и с той же скоростью в течение долгого геологического времени, то должны были бы образоваться высокие горы и глубокие впадины там, где их сейчас нет. Например, в том районе Восточно-Европейской платформы, который поднимается со скоростью 2 мм/год, за 1 млн. лет должна была образоваться возвышенность в 2 км высотой. Такие скорости на платформе наблюдаются, но высокий рельеф отсутствует.

Это заставляет предполагать, что наблюдаемые в данный момент скорости колебательных движений не могут сохраняться долго и что направление их быстро меняется, т. е. движения носят колебательный характер. Мы можем представить себе колебательные движения вообще как сложный процесс, состоящий из колебаний разного порядка и разных периодов, наложенных друг на друга. Изучая современные движения, мы регистрируем лишь самые малые и самые быстрые колебания с периодом, вероятно, в несколько сот лет, а формирование больших общекоровых прогибов и выгибов, депрессий и поднятий определяется колебаниями значительно более медленными и имеющими значительно более длинный период.

Причины колебательных движений, в том числе и современных, неизвестны. Но некоторые процессы, специфические для новейшего времени, в той или иной мере влияют на эти движения. Выше, например, отмечалось, что современные поднятия интенсивны в областях четвертичного покровного оледенения. Здесь действует с запозданием, вызванным вязкостью подкорового материала, разгрузка коры после таяния ледниковых покровов. Тяжесть последних вдавливала кору в субстрат, отесняя некоторый его объем в стороны. Когда тяжесть была снята, субстрат стал возвращаться на свое место, а кора начала всплывать. Расчеты показывают, что если лед, покрывающий Антарктиду, растает, то последняя постепенно поднимется на 600—800 м над современным своим уровнем. Однако геологическая история свидетельствует, что Балтийский и Канадский щиты начали подниматься уже очень давно — с конца протерозоя. Но этот подъем был очень медленным. Мы можем поэтому думать, что «гляциоизостатический фактор» сыграл лишь дополнительную, ускоряющую, роль, тогда как в основе своей подъем коры был вызван глубинными процессами.

Сложность в изучении современных колебательных движений вносят собственные (эвстатические) колебания уровня Мирового океана. Значение их ясно из того, что все геодезические измерения высот ведутся от уровня моря. Эвстатические колебания уровня Мирового океана могут происходить от разных причин, но главной причиной, по-видимому, является изменение количества воды в океане. Оно происходит, например, при оледенении суши, когда значительное количество воды связывается в форме льда на суше, не доходя до океана, или, наоборот, при таянии льдов, когда ранее связанная вода освобождается и стекает в океан.



Установлено, что в течение максимума последнего оледенения уровень Мирового океана стоял приблизительно на 100 м ниже современного и значительная площадь морских шельфов была осушена. Уровень поднялся до теперешнего его положения, когда большая масса льдов растаяла.

Чрезвычайно трудно установить и измерить современные эвстатические колебания уровня океана из-за отсутствия реперов. Предполагается, что в связи с продолжающимся уменьшением площади ледников в настоящее время уровень океана все еще поднимается со скоростью около 1 мм/год.

НОВЕЙШИЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Наблюдаемый рельеф земной поверхности геологически молод. В различных местах начало эпохи современного рельефообразования относится к разному геологическому времени, но в большинстве случаев оно падает на миоцен, иногда опускаясь в палеоген. Установлено, что на месте таких хребтов, как Кавказ, Альпы, Тянь-Шань, Кордильеры, в палеогене существовал если не вполне равнинный, то, во всяком случае, выровненный, слегка всхолмленный рельеф. Это показано Е. Е. Милановским, например, для Кавказа, С. С. Шульцем — для Тянь-Шаня, Ф. Кингом — для Кордильер и т. п. Лишь позже начался этап «нейшей тектонической активизации», называемый также «неотектоническим» этапом, в течение которого на поверхности материков поднялись современные горные хребты, в том числе и такие грандиозные, как Тянь-Шань и Памир. Длительность этого этапа, охватывающего, как правило, неоген и четвертичный период, не превышает 20—25 млн. лет.

Основные возможности геоморфологических методов изучения истории новейших колебательных движений связаны с главным свойством рассматриваемых движений, а именно с их колебательным характером. Процесс колебательных движений земной коры распадается на движения разных порядков, наложенных друг на друга.

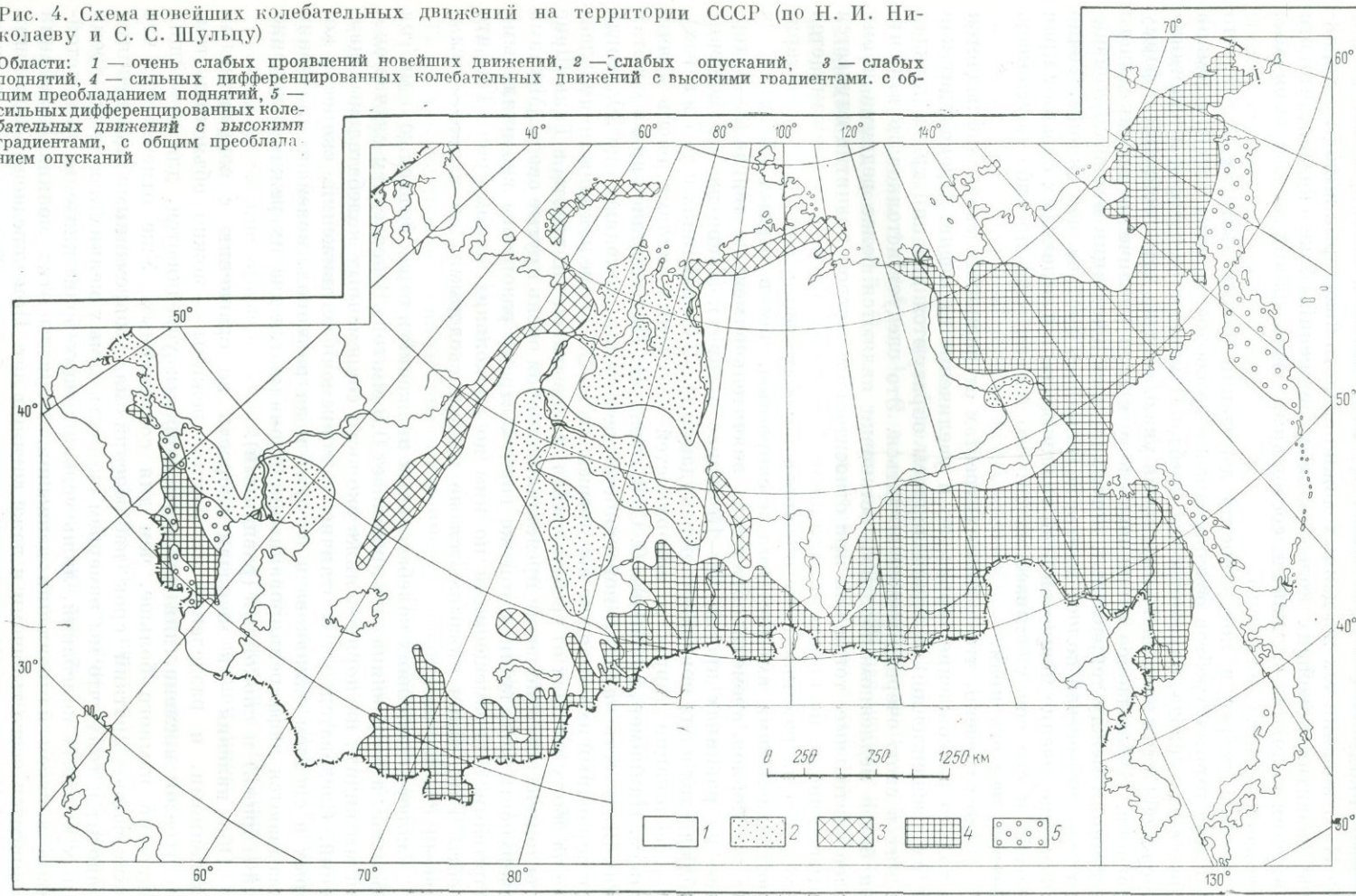
Длительное, охватывающее весь неотектонический этап, поднятие горного хребта отражает наиболее крупный порядок движений. На его фоне происходят колебания с меньшими периодами. Когда малое колебание направлено противоположно крупному, скорость первого вычитается из скорости второго. В таких случаях происходит либо замедление основного движения, либо его остановка, или же движение временно оказывается направленным в противоположную сторону. Именно такие замедления колебательных движений земной коры, их временные остановки и повороты вспять и оставляют в выпуклых формах рельефа суши следы, которые используются геологами для разделения процесса новейших колебательных движений на этапы и для определения амплитуды и скорости этих движений. Эти следы выражены главным образом в форме террас и поверхностей денудации. Изучение тех и других и представляет собой основной путь к познанию истории новейших колебательных движений.

Зоны длительного прогибания земной коры, развивающиеся на материках в процессе новейших колебательных движений, являются зонами накопления неогеновых и четвертичных отложений. Их история изучается с помощью геологических методов, основанных на рассмотрении состава и мощности осадочных пород. Это те же методы, которые в гораздо большем объеме используются при восстановлении истории древних колебательных движений.

В настоящее время новейшие колебательные движения изучаются во многих странах. Их изучение, как и современных движений, ведется по программе специального международного проекта. Для СССР составлена карта новейших колебательных движений, на которой показаны суммарные амплитуды поднятий и опусканий за весь неотектонический этап. Упрощенное изображение этой карты приведено на рис. 4.

Рис. 4. Схема новейших колебательных движений на территории СССР (по Н. И. Николаеву и С. С. Шульцу)

Области: 1 — очень слабых проявлений новейших движений, 2 — слабых опусканий, 3 — слабых поднятий, 4 — сильных дифференцированных колебательных движений с высокими градиентами, с общим преобладанием поднятий, 5 — сильных дифференцированных колебательных движений с высокими градиентами, с общим преобладанием опусканий



Рассмотрение всех существующих данных о новейших колебательных движениях показывает, что эти движения, как и современные, повсеместны на материках.

На основании тех же данных можно сделать некоторые выводы о характере развития новейших колебательных движений. Уже сказано, что эти движения являются сложными, состоящими из колебаний разных порядков, наложенных друг на друга.

Форма террас и поверхностей денудации свидетельствует о том, что поднятие горных хребтов обычно связано со сводообразным изгибом земной коры, с осью свода, близкой к оси хребта. Изменение мощности и залегание слоев в областях новейшего опускания указывают на корытообразную форму прогибов. Наблюдаемое вверх по склону хребта увеличение вертикального расстояния между террасами и поверхностями денудации является признаком того, что осевая полоса хребта поднималась быстрее, чем склоны. Точно так же увеличение мощности всей толщи осадков и отдельных слоев от края прогиба к его оси указывает на то, что осевая зона прогиба опускалась быстрее, чем его края.

Было отмечено, что в горных хребтах от подножия вверх наблюдается не только расхождение террас, но и увеличение их числа. Происходит как бы их расщепление: из одной террасы образуются две или три и каждая из них в свою очередь может ветвиться. Это следует истолковать так, что при более медленном поднятии остановки являются более редкими и они более длительные, тогда как при относительно быстром поднятии случается большее число, но коротких остановок. Эта же закономерность сказывается в том, что на равнинах, где новейшие колебательные движения характеризуются меньшими амплитудами и скоростью, чем в горных областях, за тот же период времени образуется значительно меньше террас (3—4 террасы на равнинах против 12—15 террас в горах). Такое же соотношение наблюдается и для поверхностей денудации (1—2 на равнинах и до 7 в горах).

Дислокации террас и поверхностей денудации местами очень значительны. Например, по данным С. С. Шульца, Н. П. Костенко и др., в хребтах Тянь-Шаня есть наклоны поверхностей денудации, достигающие до 20° , тогда как первичный их наклон не мог превышать $1-2^\circ$. Такие наклоны, направленные на обоих склонах от гребня хребта, показывают, что хребты в Тянь-Шане в тектоническом отношении представляют собой очень крутые своды. Местами поверхности денудации в той же горной стране разорваны вертикальными разрывами с перемещениями по ним до нескольких километров. Так что хребты Тянь-Шаня оказываются не только сводовыми, но и сводово-глыбовыми структурами.

Скорость новейших колебательных движений в горах бывает до 5 мм/год и больше, а на равнинах не превышает 0,5 мм/год. В последнем случае она, как мы видим, на порядок ниже скорости современных колебательных движений. Следовательно, в отличие от современных движений, скорость которых в среднем одинакова и в горах и на равнинах, новейшие движения оказываются дифференцированными; проявляются два их режима: подвижный (горный) и спокойный (равнинный).

Оба явления — и меньшая скорость по сравнению с современными движениями, и разделение на разные режимы — можно объяснить тем, что отрезок времени, для которого скорости усредняются, для новейших движений намного больше, чем для современных. Уже отмечалось, что чрезвычайно краткий срок наблюдений над современными движениями приводит к тому, что мы измеряем скорость самых мелких и в то же время самых быстрых колебаний, лишь усложняющих более длительные и устойчивые в своем направлении движения. Периоды этих мелких колебаний измеряются всего тысячами и даже сотнями лет. При усреднении новейших движений за миллионы лет самые мелкие колебания нейтрализуются и средние скорости отражают движения значительно более длинных периодов и гораздо более медленные.

Разделение же новейших движений на подвижный и спокойный режимы при отсутствии такого разделения для современных движений означает, что самые мелкие колебания, регистрируемые при изучении современных движений, одинаковы как в подвижных, так и в спокойных областях, а различия режимов сказываются на скоростях более медленных и длиннопериодных колебаний, определяющих более устойчивые и длительные тенденции в движениях земной коры.

Если определен возраст отдельных этапов неотектонического развития, то оказывается возможным установить изменение скорости движения в течение неотектонического этапа или для перехода от последнего к современной стадии. Например, по данным Е. Е. Милановского, в Главном Кавказском хребте средняя скорость поднятия за весь неотектонический этап очень мала: она не превышает 0,5 мм/год; однако средняя скорость за четвертичный период достигла 2—3 мм/год, а за последние 2000 лет она возросла до 15 мм/год. Произошло ускорение в течение неотектонического этапа в тридцать раз. Напротив, для Скандинавского свода установлено, что его центр поднимался в период, непосредственно следовавший за таянием льда, со скоростью 3 см/год, а к нашему времени поднятие замедлилось и сейчас не превышает 1 см/год.

Градиенты новейших колебательных движений для горных областей в среднем равны $1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹, т. е. они лишь немного меньше градиентов современных движений. Но для равнин они в 10—30 раз меньше последних. Следовательно, и в градиентах сказывается разделение новейших движений на подвижный и спокойный режимы.

Амплитуды неотектонических вертикальных движений в подвижных областях достигают многих километров. Например, в Большом Кавказе неотектоническое поднятие составляет 4—5 км, а амплитуда неотектонического прогибания межгорного Курино-Рионского прогиба доходит до 5—7 км. В Тянь-Шане суммарный размах неотектонических движений около 12 км.

Как и для современных движений большой интерес представляет вопрос, являются ли новейшие колебательные движения продолжением древних аналогичных движений, наследуют ли их, или же они «наложены» с иным планом распределения поднятий и опусканий на эти древние движения.

И в этом случае, как и для современных колебательных движений, обнаруживаются как унаследованность, так и наложенность. Например, новейшее опускание Прикаспийской или Печорской низменностей можно рассматривать как продолжение прогибания, начавшегося еще в палеозое. Точно так же древнюю унаследованность имеет медленное новейшее поднятие Урала, Донбасса, Центрального Казахстана. Примерами «наложенности» могут служить хребты и впадины Тянь-Шаня и Памира, на месте которых перед неотектоническим этапом была слабо всхолмленная равнина, тектонически представлявшая собой платформу. Уже отмечалось, что и на месте хребтов, образовавшихся из альпийских геосинклиналей, к началу неотектонического времени рельеф был низкий и спокойный.

Эти последние примеры указывают, что неотектонический этап привел к значительным изменениям в древней структуре земной коры.

ДРЕВНИЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Древние колебательные движения оставили свои следы в строении осадочных толщ — в их мощностях и литологическом составе (фациях).

Метод определения амплитуды прогибания земной коры состоит в измерении мощности отложений с поправкой на изменение глубины образования осадков, залегающих в основании и кровле изучаемого разреза.

Рассмотрение большого числа геологических разрезов приводит к выводу, что в огромном большинстве случаев между тектоническим прогибанием земной коры и накоплением осадков существует общая тенденция,

состоящая в компенсации прогибания накоплением. Эта тенденция проявляется тем лучше, чем более мощный отрезок геологического разреза рассматривается. Она может нарушаться для коротких отрезков геологического разреза, если к тому же на последовательности пород, входящих в этот отрезок, отразилось изменение батиметрического уровня образования осадков, т. е. повышение или понижение земной поверхности, связанное с тем, что скорость накопления либо превышала скорость прогибания, либо отставала от нее.

Но все же временно и локально случаются значительные отклонения от компенсации, связанные с образованиями «пустых» впадин, когда объема поступающего осадочного материала оказывается недостаточно, чтобы заполнить очень быстро растущий тектонический прогиб земной коры.

В развитии геосинклиналей существует стадия, которая характеризуется чрезвычайно быстрым ростом внутригеосинклинальных прогибов. В это время в них отлагаются породы, свидетельствующие о большой глубине морского бассейна, достигающей может быть нескольких километров (радиоляриты, яшмы и др.). Во время перехода от предыдущей стадии мелководных отложений к стадии кремнистых осадков или от кремнистой стадии к последующей снова мелководной, компенсация значительно нарушалась.

Однако такие крупные отклонения от основной тенденции всегда оказываются весьма ограниченными как на площади, так и во времени. Они приурочены каждый раз лишь к некоторым зонам геосинклиналей или к небольшому району платформы и длительность их ограничивается ярусом, отделом и реже периодом.

Подробное обоснование «метода мощностей» следует искать в других работах автора¹.

Если мы в современной обстановке хотим найти области, в которых наблюдается компенсация прогибания накоплением, их следует искать в мелководных морских бассейнах с выровненной поверхностью дна. Таковы бассейны зоны шельфа, где глубины мало изменяются и обычно не превышают 200 м. В континентальной обстановке областями с выровненной поверхностью являются слабо наклоненные к морю прибрежные аллювиальные равнины.

Геофизические и буровые данные показывают, что мощность отложений на шельфах и аллювиальных равнинах весьма различна в разных местах. Выровненность же их поверхности свидетельствует о хорошей компенсации накоплением неравномерного опускания земной коры. Изучение условий образования различных осадочных горных пород, образующих геологические разрезы, показывает, что именно с этими двумя обстановками — шельфами и аллювиальными равнинами — мы преимущественно и встречаемся в геологических разрезах на материках. Нарушения компенсации, наблюдаемые в некоторых местах и для некоторых отрезков времени в материковых разрезах, связаны с временным и местным проникновением глубоководной обстановки в пределы областей, являющихся сейчас материками.

Обратимся к областям тектонического поднятия земной коры. Наблюдается ли в таких областях общая тенденция компенсации поднятия денудацией?

В настоящее время в областях поднятия на материках мы видим высокие горы. Компенсация кажется полностью нарушенной. Но вспомним, что наблюдаемый сейчас рельеф очень молод. А если мы обратимся к древним геологическим разрезам, то узнаем и будущую судьбу современного рельефа: он будет полностью срезан денудацией и произойдет это, судя по всему, в ближайшем геологическом будущем. Действительно, в течение геологической истории в разных местах на поверхности материков возникали горы. Но они не сохранились в строении земной коры. Нигде в земной коре нет

¹ Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962 (гл. 4, 5, 6).

погребенных Альп, Гималаев или Кавказа. Погребенные формы рельефа кое-где встречаются, но их размеры не идут ни в какое сравнение с размерами современных горных хребтов. В конце палеозоя высокие горные хребты существовали не только на месте Урала, но и во многих районах Западной Европы. Эти горные хребты оказались полностью срезанными в начале мезозоя до того, как на их месте после перерыва возобновилось осадконакопление уже в условиях молодой платформы.

Следовательно, общая закономерность состоит в том, что в перспективе геологического времени наземный рельеф уничтожается и поднятия компенсируются денудацией. А существование современного высокого рельефа горных областей представляет временное отклонение от компенсации, аналогичное также местному и временному, но обратному по знаку, отклонению, наблюдаемому в областях опускания. Выше было отмечено, что наиболее значительные отклонения от компенсации прогибания накоплением могут быть обнаружены в геосинклиналях в те стадии их развития, которые характеризуются особенно быстрым развитием опусканий. Наибольшие нарушения компенсации поднятия денудацией наблюдаются в областях горообразования, где скорость поднятия максимальна. В обоих случаях нарушения компенсации связаны с экстремальными состояниями активности тектонических процессов. Для нормального же их состояния характерна компенсация. В общем, в геологический разрез переходит выровненная поверхность Земли: впадины оказываются заполненными осадками, выпуклости срезаются денудацией. Рельеф в перспективе геологического времени уничтожается, а в геологическом разрезе остаются только его следы в составе осадочных пород и в стратиграфических перерывах.

Но геолог не должен забывать, что это лишь самая общая закономерность и что там или здесь он может встретить отклонения от нее в ту или другую сторону в форме некомпенсированного изменения глубины морского бассейна или небольших захороненных в осадочных толщах древних форм рельефа.

Фации отложений используются не только для внесения поправки в измеренную с помощью мощности осадков амплитуду прогибания земной коры, но и как самостоятельный индикатор распределения и характера колебательных движений. При этом основное значение имеют те особенности фаций, которые указывают на относительную дальность формирования того или иного осадка от областей размыва.

По распределению фациальных зон могут быть околонтурены зоны размыва. По миграции фаций можно установить историю смещений границ между областями размыва и отложения. Изменение ширины разноса обломочного материала указывает на изменение соотношения между скоростью поднятия коры в области размыва и скоростью опускания ее в области отложения. Наконец, по степени четкости фациальной зональности можно судить о степени устойчивости границ между областями размыва и отложения: отсутствие четкой фациальной зональности, смещение фаций свидетельствует о значительных колебаниях в положении этих границ.

Особо должен быть упомянут объемный метод изучения древних колебательных движений. Он был предложен А. Б. Роновым.

Любая достаточно большая территория поверхности земли всегда разделяется на участки поднятия и опускания земной коры, причем скорость того и другого в разных местах различна. Можно говорить об объемной скорости колебательных движений.

Объем прогибов можно считать приблизительно равным общему объему накопленных за данный промежуток отложений. Поскольку поднятие ведет к размыву, объем поднятий в перспективе геологического времени можно считать приблизительно равным объему обломочных отложений, снесенных с этих поднятий.

Следовательно, если подсчитать объем всех накопленных в течение определенного времени отложений и отдельно в них — объем обломочных осадков, то получим суммарные объемы всех прогибов и всех поднятий,

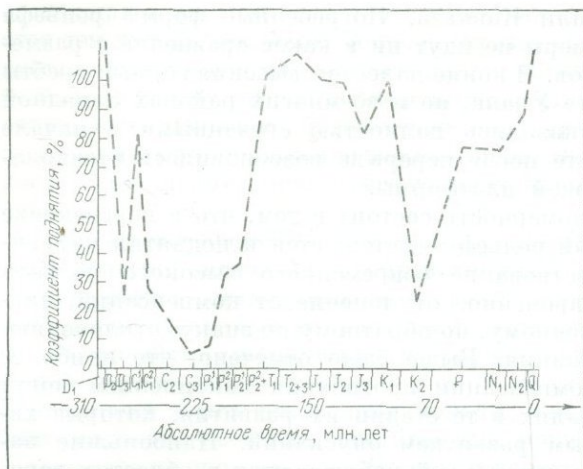


Рис. 5. Изменение коэффициента поднятия (отношение объема поднятия к объему опускания) на Восточно-Европейской платформе со среднего палеозоя доныне (по А. Б. Ронсу)

образовавшихся в течение этого времени в пределах изучаемой площади. Мы можем также определить отношение между объемами опусканий и поднятий, которое будет равно отношению их объемных скоростей. А продолжая такие подсчеты для серии последовательных стратиграфических подразделений с учетом их абсолютной продолжительности, мы получим изменение объемных скоростей опусканий и поднятий и их отношений в ходе геологического времени. Соответствующие подсчеты производятся по картам мощностей и фаций, а также по детальным литологическим разрезам, позволяющим оце-

нить роль обломочного материала в изучаемой толще.

Поскольку объем обломочных отложений мы относим к общему объему всех осадков, получаемое отношение никогда не может быть больше единицы. Следовательно, этим путем как будто нельзя установить случаи, когда объемная скорость поднятий преобладает над объемной скоростью опусканий. Для того чтобы обнаружить такие случаи, необходимо ввести поправку на изменение уровня осадкообразования. Если скорость поднятий в сумме преобладает над скоростью опусканий, то обломочного материала сносится больше, чем могут вместить прогибы, и поверхность осадков в зонах накопления повышается. Это повышение и является мерой преобладания над опусканиями. Для подсчетов начальный уровень, с которого началось накопление, принимается за исходный. В подсчетах общего объема опусканий участвуют только те породы, которые залегают ниже этого уровня. В объем же обломочных осадков входят все породы терригенных фаций, находящиеся как ниже, так и выше этого уровня.

Объемный метод применим для освещения развития колебательных движений земной коры на широких площадях, поскольку последняя должна включить все вероятные источники наблюдаемых обломочных накоплений. На рис. 5 изображена полученная этим методом кривая изменения отношения между опусканиями и поднятиями на Восточно-Европейской платформе со среднего палеозоя доныне.

Данный метод имеет исключительно большое значение для выяснения общих закономерностей развития колебательных движений земной коры.

ОБЩИЕ СВОЙСТВА ДРЕВНИХ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение истории колебательных движений земной коры на значительных площадях материков за длительные промежутки геологического времени показывает, что среди них могут быть выделены две основные разновидности:

- 1) общие колебания;
- 2) волновые, или глыбово-волновые, колебательные движения.

На эти два типа колебательных движений было впервые указано В. Е. Хаиним, хотя он пользовался несколько иной терминологией.

Первые выражаются в одновременном поднятии или опускании обширных территорий, охватывающих целые материки или значительные их части.

Вторые проявляются в длительном развитии поднятий и прогибов, округлых или удлиненных, имеющих в ширину от десятков до сот (в некоторых случаях до тысячи и несколько больше) километров. Размещение таких поднятий и прогибов в общих чертах может выдерживаться в течение ряда геологических периодов, хотя границы между ними всегда колеблются около некоторого среднего положения. Но те же поднятия и прогибы могут медленно смещаться («перекатываться») по поверхности материка, значительно расширяться и сокращаться, исчезать и возникать вновь.

Примером проявления волновых колебательных движений служит Московская синеклиза, которая при малых изменениях своих контуров прогибалась со среднего палеозоя до конца мезозоя. Другим примером является поднятие Уралтау, воздымавшееся в течение почти всего палеозоя. Общие колебания выражаются опусканием всей Восточно-Европейской платформы в среднем девоне, когда после длительного континентального состояния на платформу проникла широкая морская трансгрессия, или столь же обширным по площади подъемом всей платформы и ее полным осушением в конце палеозоя — начале мезозоя. Можно установить, что эти общие колебания охватили не только Восточно-Европейскую платформу, но и значительные площади Евразийского материка за ее пределами.

Общие колебания, как видно из приведенных примеров, внешне проявляются в трансгрессиях и регрессиях морей, в изменениях площадей, занятых процессами накопления и размыва. Эти изменения сказываются на характере и размещении фаций отложений. Следовательно, общие колебания устанавливаются по изменению фаций отложений, а также по перерывам в осадконакоплении.

Волновые колебательные движения отражаются прежде всего на размещении мощностей отложений: в одних зонах в течение длительного времени накапливаются большие мощности осадков, в других — меньшие, или накопления в них нет совсем. Но они влияют также и на распределение фаций, поскольку волновые движения приводят к образованию зон размыва, откуда смываемый материал сносится в соседние прогибы.

Поскольку и общие, и волновые колебания происходят одновременно на одной и той же площади, они суммируются, а в строении осадочных толщ отражается их сумма. Так как общие колебания охватывают значительно большие площади, чем волновые движения, проще всего считать, что последние развиваются на фоне первых. При этом на общие колебания одного направления накладываются волновые движения как того же направления, так и встречные. Представим себе, что на нисходящее общее движение наложено более ограниченное по площади восходящее волновое движение (рис. 6). Тогда, если волновое поднятие развивается с большей скоростью, чем общее опускание, на поверхности будет наблюдаться абсолютное поднятие земной коры и тут образуется зона размыва. Если же скорость волнового поднятия меньше скорости общего опускания, то поверхность земли на гребне волнового поднятия будет опускаться, но медленнее, чем развивается общее опускание, и еще медленнее, чем в тех соседних волновых прогибах, где нисходящее волновое движение суммируется с нисходящим общим движением. Мы можем говорить, что в этом случае в зоне волнового поднятия процесс поднятия является не абсолютным, а относительным. Такое рассмотрение объясняет часто наблюдаемую в истории любых районов смену во времени абсолютного поднятия относительным и обратно. При абсолютном поднятии на его месте возникает область размыва, а при относительном та же область оказывается местом накопления осадков, но мощность последних здесь меньше, чем в соседних зонах.

Для общих колебаний характерно распадение их на движения многих порядков, наложенных друг на друга. О такой сложности процесса колебательных движений мы уже говорили применительно к современным и новейшим колебательным движениям. Делались попытки определить периоды колебаний разных порядков но они пока не дали полных результатов.

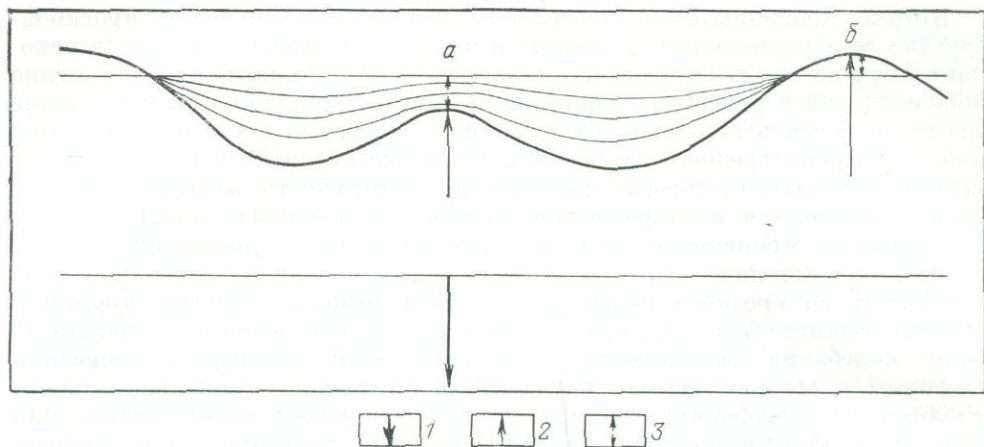


Рис. 6. Схема наложения волновых колебаний на нисходящие общие колебания. Длина стрелок соответствует скорости движений

a — скорость волновых поднятий меньше скорости общего опускания; b — скорость волновых поднятий больше скорости общего опускания; 1 — скорость общих колебаний; 2 — скорость волновых колебаний; 3 — разность скоростей

Известно, что существуют колебания с очень крупным периодом, около 200 млн. лет. Как мы увидим дальше, есть основания считать, что эти колебания определяют основной ритм развития земной коры, которому подчиняются не только колебательные движения, но и другие эндогенные процессы. Крупные колебания выражаются в самых обширных трансгрессиях и регрессиях морей. Они определили те изменения в отношениях между поднятиями и опусканиями на Восточно-Европейской платформе, которые изображены на рис. 5.

На эти колебания с самым длительным периодом накладываются колебания многих порядков со все более короткими периодами. О них наши сведения довольно неопределенны. Некоторые из них имеют продолжительность, приблизительно равную длительности геологического периода (30—40 млн. лет). Другие имеют период в 10—15 млн. лет. Указываются циклы в 4—6 млн. лет. А самые малые колебания определяют формирование индивидуальных слоев и их период измеряется уже сотнями тысяч лет.

На рис. 7 изображен разрез палеозойских отложений центральных районов Восточно-Европейской платформы от живетского яруса среднего девона, т. е. от начала большой среднепалеозойской трансгрессии, до татарского яруса верхней перми и нижнего триаса, отложившихся перед общим осушением платформы в начале мезозоя. Рассматривая в самом общем виде смену состава отложений, входящих в этот разрез, мы можем отметить, что нижняя его часть, в общем, трансгрессивна: песчано-глинистые отложения живетского яруса и нижних горизонтов франского выше сменяются преимущественно известняками верхнего девона и карбона. В перми условия изменяются в обратном направлении: известняки карбона вверх сменяются доломитами и ангидритами нижней перми, в верхней части которой появляются красноцветные континентальные обломочные отложения уфимского яруса. Континентальные породы решительно преобладают в верхней перми, они охватывают также и нижний триас, после которого на Восточно-Европейской платформе наступает длительный перерыв в осадконакоплении.

В целом совокупность трансгрессивной последовательности в начале рассматриваемого отрезка времени и регрессивной последовательности, заканчивающейся поднятием в зоне размыва, в конце его, рисуют один большой цикл, который следует считать циклом первого порядка. Продолжительность его около 170 млн. лет.

Но трансгрессивная серия нижней половины разреза нарушается в верхнем турне и нижнем визе признаками нескольких поднятий, сопровождаемых размывом и появлением песчано-глинистых и угленосных отложений. Следующее нарушение того же типа наблюдается в начале среднего карбона, когда снова происходит поднятие, некоторый размыв ранее отложившихся осадков и накопление песков. Две эпохи перерыва в осадконакоплении и размыва приурочены к пермскому периоду; один приходится на начало уфимского века, другой на начало татарского. Эти нарушения направленного изменения состава пород и перерывы в осадконакоплении отмечают циклы общих колебаний второго порядка. Период колебаний здесь от 40 до 60 млн. лет.

Если же мы будем изучать последовательность пород в той же колонке со все большей детальностью, то сможем выделить циклы со все более короткими периодами. Например, в нижней преимущественно терригенной части колонки чередуются глины и пески и среди них есть прослой известняков. Прослой глин и мергелей широко распространены в средней, главным образом карбонатной, части колонки, а в перми наблюдается чередование хемогенных пород (ангидритов, гипсов, доломитов) с песками и глинами. Все эти чередования отражают многие более мелкие циклы, продолжительность которых не может быть точно определена.

Волновые колебательные движения в разных местах имеют различные скорости, амплитуды и градиенты (контрастность). При этом волновые колебательные движения со сходной характеристикой концентрируются в некоторых более или менее четко ограниченных зонах. В связи с этим можно говорить о различных режимах волновых колебательных движений. Наибольшая скорость, амплитуда и контрастность движений свойственны геосинклинальному режиму, а наименьшие характеризуют режим древних платформ.

При геосинклинальном режиме скорость древних волновых движений в среднем близка к 0,05 мм/год, но местами доходит до 0,4 мм/год.

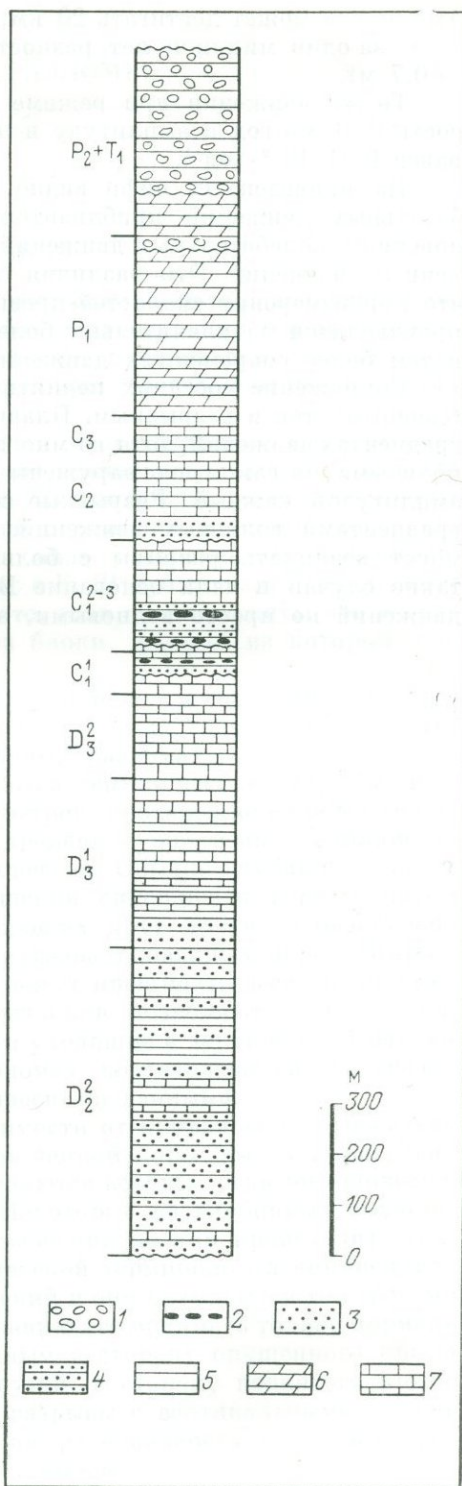


Рис. 7. Обобщенный разрез палеозойских отложений центральных районов Восточно-Европейской платформы

1 — континентальные красноцветы; 2 — угли; 3 — пески; 4 — пески и глины; 5 — глины; 6 — доломиты, ангидриты, гипсы; 7 — известняки

Амплитуда может достигать 20 км, а средний градиент равен $0,7 \cdot 10^{-9} \cdot \text{год}^{-1}$ ¹ (т. е. за один миллион лет разность высот на расстоянии 1 км возрастает на 0,7 м).

Те же движения при режиме древних платформ имеют среднюю скорость 0,01 мм/год и амплитуду в несколько километров. Средний градиент равен $0,04 \cdot 10^{-9} \cdot \text{год}^{-1}$.

Из приведенных цифр видно, что скорости древних волновых колебательных движений приблизительно на один порядок ниже скоростей новейших колебательных движений и на два порядка ниже скорости современных движений. Эти различия следует объяснять главным образом тем, что при измерении скоростей древних колебательных движений усреднение производится за значительно более длительный срок, чем для новейших и тем более современных движений.

Сопряжение соседних поднятий и прогибов может быть как плавным (связным), так и разрывным. Плавные сопряжения наблюдаются при малых градиентах движений, хотя во многих случаях сопряжения, которые кажутся плавными, на самом деле нарушены большим числом разрывов с очень малой амплитудой каждый. Разрывные сопряжения обычны для зон с высокими градиентами волновых движений. Здесь между поднятиями и прогибами могут возникать разрывы с большой амплитудой перемещений. Именно такие случаи и дали основание В. Е. Хаину называть эту разновидность движений не просто волновыми, а глыбово-волновыми.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Еще с середины XIX в. основоположник геотектонической гипотезы сжатия земного шара Эли де Бомон старался найти в простирании горных хребтов некоторую правильную сеть направлений. Он предполагал, что эта сеть соответствует положению ребер многогранника, форму которого принял земной шар при своем сжатии.

В начале XX в. В. Гоббс указывал на многочисленные примеры геометрической «структурированности» рельефа земной поверхности, в котором преобладают прямолинейные направления. В тридцатых годах нашего столетия Р. Зондер высказал предположение о наличии в земной коре сети первичных разломов, проявляющихся в виде «линеаментов» — прямолинейных структур и форм рельефа. Г. Клоос и Р. Штауб считали, что строение Западной Европы может быть лучше понято, если предположить, что земная кора разделена глубокими разрывами на блоки, каждый из которых движется как единое целое.

Эта проблема получила существенное развитие после того, как А. В. Пейве и ряд других советских тектонистов в сороковых годах этого столетия выдвинули свои представления о «глубинных разломах».

Под глубинными разломами понимаются тектонические разрывы, имеющие большое, измеряемое сотнями километров, протяжение на поверхности и оказывающие в течение длительного времени существенное влияние на характер и локализацию эндогенных процессов. Обычно глубинный разлом выражен не одной поверхностью нарушения сплошности горных пород, а целой зоной параллельных или сменяющих друг друга кулисообразно разрывов и перетертых, раздробленных и развальцованных пород. Ширина зоны обычно измеряется километрами и может превышать десяток километров. Указанные качества глубинных разломов позволяют видеть в них разрывы, рассекающие всю земную кору и уходящие в верхние слои мантии. Такое представление о глубинных разломах подтверждается приуроченностью к ним выходов магмы и геофизическими данными.

Среди глубинных разломов в зависимости от направления относительных смещений разделенных ими участков земной коры выделяются разновидности, аналогичные тем, которые выделяются вообще среди тектонических разрывных смещений любого размера. Некоторые из глубинных разломов рассекают земную кору вертикально и смещения по ним происходят также в вертикальном направлении. В геологической терминологии нет специального термина для обозначения этих смещений и они называются то сбросами, то взбросами. Между тем под сбросами правильнее понимать только нормальные сбросы со сбрасывателем, наклоненным в сторону опущенного крыла, а взбросы имеют наклон, хотя бы и крутой, в сторону поднятого крыла. Мы предлагаем называть вертикальные разрывы с вертикальными же смещениями *взрезами*. Следовательно, первая разновидность глубинных разломов это — *общекоровые, или глубинные, взрезы*.

Следующей разновидностью являются вертикальные или почти вертикальные разрывы со смещениями преимущественно в горизонтальном направлении. Это — *общекоровые, или глубинные, сдвиги*.

Общим признаком для глубинных взрезом и сдвигов, кроме перечисленных выше, является то, что по ним возможны знакопеременные движения. По глубинному взрезу одно и то же крыло может то подниматься, то

опускаться относительно другого, глубинный сдвиг на разных этапах своей жизни может быть то правым, то левым.

Далее выделяются общекоровые, или глубинные, взбросы и надвиги. Известны также глубинные сбросы. Это — нормальные сбросы с опущенным висячим крылом. Их образование связано с растяжением земной коры. О растяжении также свидетельствуют глубинные раздвиги, выраженные сквозными зияющими трещинами в коре.

Рассмотрение глубинных разломов мы начнем с глубинных взбросов.

ОБЩЕКОРОВЫЕ, ИЛИ ГЛУБИННЫЕ, ВЗРЕЗЫ

Глубинные взрезы часто служат границами между зонами поднятий и опусканий, вызванных глыбово-волновыми колебательными движениями. Движения в крыльях таких разломов направлены вертикально, развиваются длительно, т. е. так, как это свойственно колебательным движениям, и могут менять свое направление на обратное. Поскольку глубинные взрезы разделяют относительные поднятия и опускания, они являются границами, на которых резко меняются фации и мощности отложений.

Глубинные взрезы развиты повсеместно. Особенно ярко они проявляются в областях, где глыбово-волновые движения имеют большую амплитуду и скорость. Примерами могут служить глубинные разломы Средней Азии, Карпат и Кавказа.

Один из таких разломов протягивается между Алайским хребтом и Памиром по долине р. Муксу (Каракульский глубинный разлом). По обе сто-

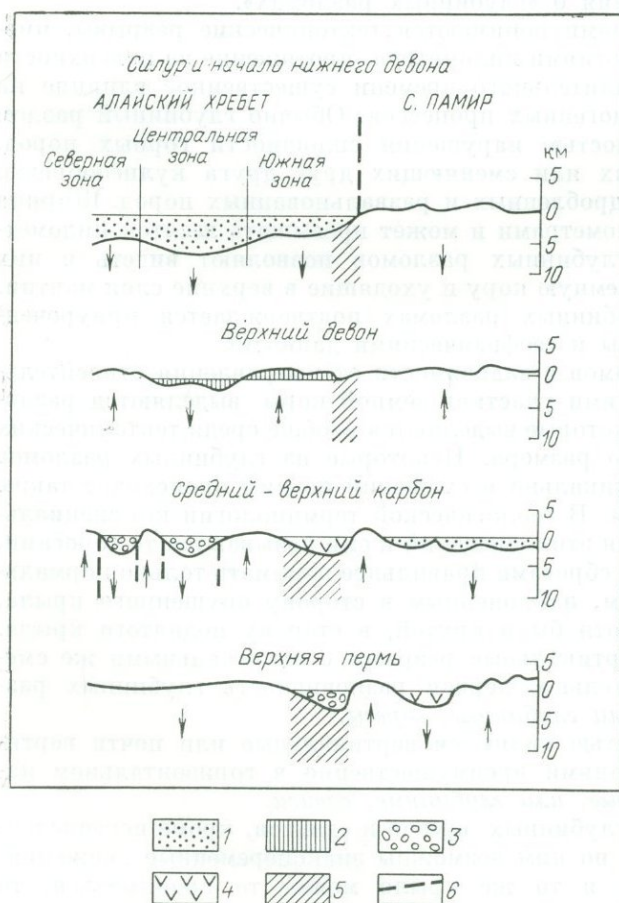


Рис. 8. Схема развития в палеозое Алайского хребта и Северного Памира и разделяющего их Каракульского глубинного разлома (по И. А. Марушкину)

1 — сланцы, известняки, песчаники; 2 — известняки, сланцы; 3 — известняки, аргиллиты, конгломераты; 4 — конгломераты, известняки, аффузивы; 5 — зона Каракульского разлома; 6 — краевые разломы

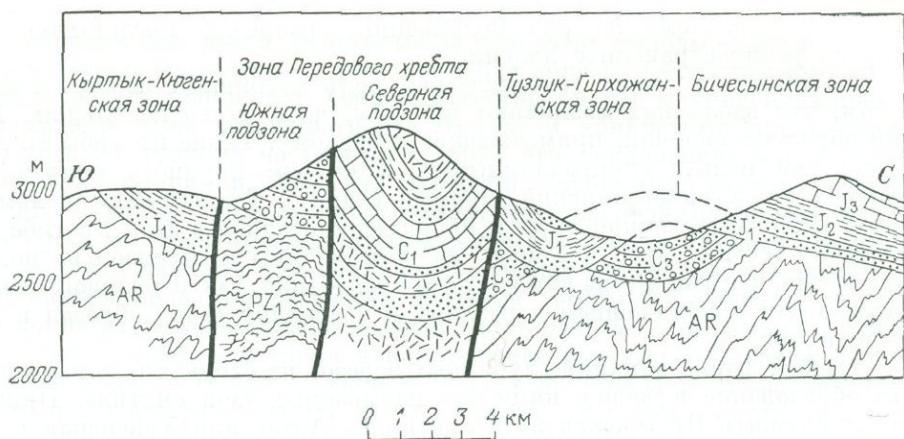


Рис. 9. Схематизированный геологический разрез через Передовой хребт Северного Кавказа (по Д. С. Кизевальтеру)

J_3 — верхняя юра, известняки; J_2 — средняя юра, глинистые сланцы; J_1 — нижняя юра, песчаники; C_3 — верхний карбон, песчаники и конгломераты; C_1 — нижний карбон, вулканогенно-осадочная толща; PZ_1 — нижний палеозой, метаморфические сланцы; AR — докембрий, кристаллические сланцы

роны разлома в течение долгого времени происходили вертикальные движения разного знака. Так, в силуре и девоне зона современного Алайского хребта прогнулась на 6—8 км, а Северный Памир в то же время поднимался. В раннем карбоне, наоборот, Северный Памир прогнулся на 3—4 км, а Южный Алай поднялся. В среднем карбоне и позже до конца палеозоя Алай и Северный Памир оба поднимались, но на месте Каракульского разлома существовал прогиб (рис. 8).

Тырныаузский глубинный разлом протягивается на 300 км вдоль северного склона Большого Кавказа. В палеозое он отделял прогибавшуюся герцинскую геосинклиналь, расположенную к северу, от зоны поднятия, находившуюся к югу. Амплитуда вертикальных перемещений по разлому могла достигать в то время 10 км. В мезозое тот же разлом находился на границе между поднятием эпигерцинской платформы на севере и прогибавшейся альпийской геосинклиналью на юге. С начала миоцена Большой Кавказ стал весь подниматься и разлом утратил свое тектоническое значение.

На примере Тырныаузского глубинного разлома можно познакомиться со сложностью строения тектонических структур этого типа. В плане Тырныаузский разлом представляет собой полосу шириной от 2 до 10 км, разделенную продольными разрывами на несколько более узких пластин с различным характером разреза и разной историей развития (Д. С. Кизевальтер).

Всего выделено пять таких пластин, или зон. В схематическом виде их геологические разрезы показаны на рис. 9. Из сопоставления разрезов видно, что история началась с опускания южной подзоны Передового хребта в раннем и среднем палеозое. В раннем карбоне опускание проявилось в северной подзоне того же хребта. В позднем карбоне эта подзона поднималась, а в опускание были вовлечены южная подзона Передового хребта и Тузлук-Гирхожанская зона. В течение пермского периода опускалась только южная подзона Передового хребта, а все остальные зоны поднимались. В триасе и самом начале юры поднималась вся полоса глубинного разлома, а затем отдельные ее зоны стали опускаться, одни со среднего, другие с верхнего лейаса или верхней юры.

По наклону некоторых разрывов, осложняющих полосу Тырныаузского глубинного разлома, можно предположить, что все они на глубине нескольких километров сходятся в единый разлом. Такое расщепление к поверхности

глубинного разлома на ряд подчиненных разрывов представляет собой широко распространенное явление.

Во многих случаях тектоническая роль глубинных взрезов выражена в том, что вдоль них возникают прогибы, чаще всего небольшие. Иногда они образуют цепочки, примыкающие к разлому. Такие прогибы Б. А. Петрушевский назвал «приразломными». Примером крупного приразломного прогиба является Ферганский, примыкающий к Талассо-Ферганскому разлому. Опускание земной коры и накопление осадков в этом прогибе происходили в течение юры. А в мелу на том же месте произошло поднятие. Интересно, что амплитуда как юрского прогибания, так и мелового поднятия нарастала с приближением к разлому и последний резко обрезал и прогиб и поднятие.

Особая форма влияния глубинных взрезов на структуру земной коры — это образование в связи с ними так называемых «зон смятия». Примерами могут служить Иртышская зона смятия на Алтае или Успенская в Казахстане. И там и здесь слагающие местность палеозойские породы смяты в сильно сжатые изоклинальные складки, пронизанные кливажом течения. Эти деформации сопровождаются метаморфизмом: глины превращены в филлиты или зеленые сланцы. Такая зона, имеющая в ширину несколько десятков километров, представляет собой выход на поверхность глубинного разлома, выраженного здесь полосой сильно деформированных пород, прогретых поднимающимися по густой сети трещин горячими растворами. За пределами этой зоны те же породы дислоцированы гораздо слабее и не метаморфизованы.

Глубинные взрезы существенно влияют на магматические проявления. С ними связаны выходы как интрузивных, так и эффузивных пород. Многие из таких разломов контролируют размещение ультраосновных интрузий. Таков, например, Главный Уральский глубинный разлом, разделявший в палеозое погружавшуюся Тагило-Магнитогорскую зеленокаменную зону и поднимавшуюся зону Уралтау. Протерозойские и палеозойские пояса ультраосновных интрузий протянулись вдоль многих глубинных разломов Саяно-Алтайской области. Вдоль Станового глубинного разлома разместились габбро-анортозитовые интрузии. Упомянутый выше Иртышский глубинный разлом сопровождается интрузиями гранитоидов. Кислые интрузивные породы расположены также в зонах ряда глубинных разломов Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. В качестве примеров глубинных разломов, являющихся каналами для выхода на поверхность эффузивных пород, можно указать Закарпатский разлом, вдоль которого развиты неогеновые средние и кислые лавы, и гипабиссальные интрузии разного состава, а также Чукотско-Охотский разлом с его мощными излияниями меловых андезитов и андезито-базальтов. Во многих случаях линейное или цепочечное расположение выходов магматических пород является первым индикатором наличия глубинного взреза.

Практический интерес глубинные взрезы представляют в связи с тем, что либо непосредственно, либо посредством сопровождающих их магматических пород они нередко контролируют размещение оруденения.

В настоящее время стало известно, что глубинные взрезы распространены не только в областях с интенсивными вертикальными движениями земной коры, но и на платформах. Многие из них по той или иной причине скрыты от глаза геолога и обнаружены лишь геофизическими методами: для последних глубинные разломы являются зонами резких изменений гравитационного или геомагнитного поля, или скорости распространения сейсмических волн. На основании имеющихся геологических и геофизических данных можно утверждать, что вся земная кора (вероятно, вместе с верхними слоями мантии) разделена разломами на глыбы разного размера и различной формы.

История глубинных взрезом сложна. Они возникали на разных этапах геологической истории: одни — в древние эпохи докембрия, другие —

в разные периоды фанерозоя, некоторые из них очень молоды. Многие древние разломы давно «залечены» и уже в течение долгого геологического времени никак себя не проявляют. Однако известны случаи «оживления» древних разломов и даже многократного. При этом конкретные проявления одного и того же разлома на разных стадиях его «оживления» могут быть разными. Так, например, Монголо-Охотский глубинный разлом, существовавший с рифея доныне, в палеозое отделял поднимающуюся зону докембрийских массивов от погружавшейся геосинклинали. Он же в среднем палеозое являлся каналом для излияния основных эффузивов, а в позднем палеозое контролировал размещение массивов габбро и габбро-диоритов. В самом конце палеозоя и начале мезозоя вдоль разлома образовался узкий приразломный прогиб, в котором накапливались морские отложения поздней перми и триаса. В юре и раннем мелу один большой приразломный прогиб сменился цепочкой малых изолированных прогибов с континентальными осадками. Здесь же излились средние и кислые лавы и образовались гипабиссальные малые интрузии разного состава.

Что можно сказать об условиях образования глубинных взрезов? Нельзя ли считать, что они являются следствием колебательных движений и образуются там, где в силу большой контрастности последних земная кора не выдерживает возникших в ней напряжений и разламывается?

Вероятно, именно так мы и должны представлять себе первоначальный механизм образования тех разломов, которые наблюдаются непосредственно на поверхности Земли. Они возникают на границах между рядом расположенными зонами интенсивного поднятия и интенсивного опускания. Но такой ответ едва ли может считаться окончательным решением проблемы происхождения глубинных взрезов, если обратить внимание на то, что само расположение зон глыбово-волновых поднятий и опусканий на материках подчиняется во многих случаях совершенно очевидной геометрической правильности. Например, огромное число зон поднятия и прогибания разного возраста, расположенных в широтной полосе между Байкалом на востоке и Западной Европой на западе, имеют одно и то же северо-западное простирание. Оно проявляется в Восточном Саяне, на Енисейском кряже, Алтае, в Центральном Казахстане, западных отрогах Тянь-Шаня, Копетдаге, на Кавказе, в Донбассе, Восточных Карпатах, Динаридах, Апеннингах, а также на эпигерцинской платформе Центральной и Западной Европы, где мезо-кайнозойские прогибы и поднятия имеют преимущественно северо-западное простирание. Много севернее Тиман и Пай-Хой (вместе с его продолжением на Южном острове Новой Земли) также имеют параллельное северо-западное простирание. Последнее во многих местах сочетается с поперечным северо-восточным простиранием, причем там, где эти два простирания встречаются, смена их происходит резким изломом под прямым углом или же эти два направления соединяются путем «торцового» сочленения. Резкий излом происходит в месте встречи Байкальского хребта с Восточным Саяном. Западный Саян с Восточным имеет торцовое соединение под прямым углом. Рудный Алтай под прямым углом меняет свое северо-западное простирание на северо-восточное простирание Томь-Колыванских гор, а последнее, как показывают геофизические данные, к северу от Новосибирска, под платформенным чехлом Западно-Сибирской низменности, снова изменяется столь же резко на северо-западное. Торцовое сочленение наблюдается между Кураминским хребтом и Северным Тянь-Шанем. Полярный Урал изломом в 90° соединяется с Пай-Хоем, и как раз на продолжении северо-восточного простирания Полярного Урала находится поднятие Таймыра с тем же простиранием. В Западной Европе северо-восточному простиранию подчиняются каледониды Скандинавии, Шотландии, Уэльса и Ирландии.

Иные простирания границ между крупными поднятиями и сопряженными с ними прогибами на рассмотренной территории имеют в целом подчиненное значение, хотя широтные простирания играют существенную роль

в Тянь-Шане, а Урал почти на всем своем протяжении имеет меридиональное простирание.

Геометрическая правильность сети тектонических простираний обнаруживается не только в Евразии, но и во многих районах других материков. В целом она указывает на то, что глубинные процессы, лежащие в основе вертикальных движений земной коры, развиваются в пространстве земных недр не беспорядочно, а вдоль некоторых линий, преимущественно прямых и подчиненных определенным направлениям. Даже когда на первый взгляд зоны поднятия и прогибания как будто образуют плавно изогнутые дуги (например, дуги Карпат, Верхоянского хребта, Западных Альп и т. п.), более внимательное рассмотрение показывает, что такие дуги состоят из отдельных прямолинейных отрезков с изменяющимся под некоторым углом простиранием от одного отрезка к другому.

ОБЩЕКОРОВЫЕ СДВИГИ

Выделяется группа глубинных разломов, в истории которых, как полагают, значительно преобладают не вертикальные, а горизонтальные смещения. Такие разломы должны быть отнесены к сдвигам. Размеры этих разломов, достигающие сотен километров в длину, заставляют считать их общекоровыми, проникающими через всю толщу земной коры. К общекоровым структурам их следовало бы отнести и на основании предполагаемой большой амплитуды горизонтальных смещений, но мы увидим, что в этом вопросе остается еще много неясностей.

Следует отметить, что горизонтальные смещения участков коры по разрывам, даже большой амплитуды, устанавливаются гораздо менее уверенно, чем вертикальные перемещения значительно меньшей амплитуды. 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 измерения амплитуды перемещения нужны структуры, которые пересекают разлом, разрезаются им и смещаются вдоль него. Такими структурами могут быть разрезанные сдвигом и смещенные складки, магматические тела, фациальные зоны и т. п. Но далеко не всегда такие структуры удается 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.

Классическим примером глубинного сдвига считается разлом Сан-Андреас в Калифорнии (США). Он протягивается почти параллельно побережью Тихого океана и на суше может быть прослежен на протяжении 800 км. Его северный конец обрывается берегом океана севернее Сан-Франциско, южный уходит под воды Калифорнийского залива (рис. 10). Под острым углом он пересекает крупные структуры Южной Калифорнии: поднятие Берегового хребта, прогиб Калифорнийской Долины и частично срединный массив Кордильер. Разлом выражен полосой раздробленных пород, ширина которой местами превышает 1 км. Эта раздробленная полоса хорошо выражена в рельефе в виде прямолинейной рывины, наложенной на самые различные более крупные формы рельефа.

Разлом Сан-Андреас привлек к себе внимание после катастрофического землетрясения 1906 г., разрушившего город Сан-Франциско. Это землетрясение было связано с правым горизонтальным смещением по разлому. Смещение в разных местах имело разную амплитуду, достигавшую максимум 7 м.

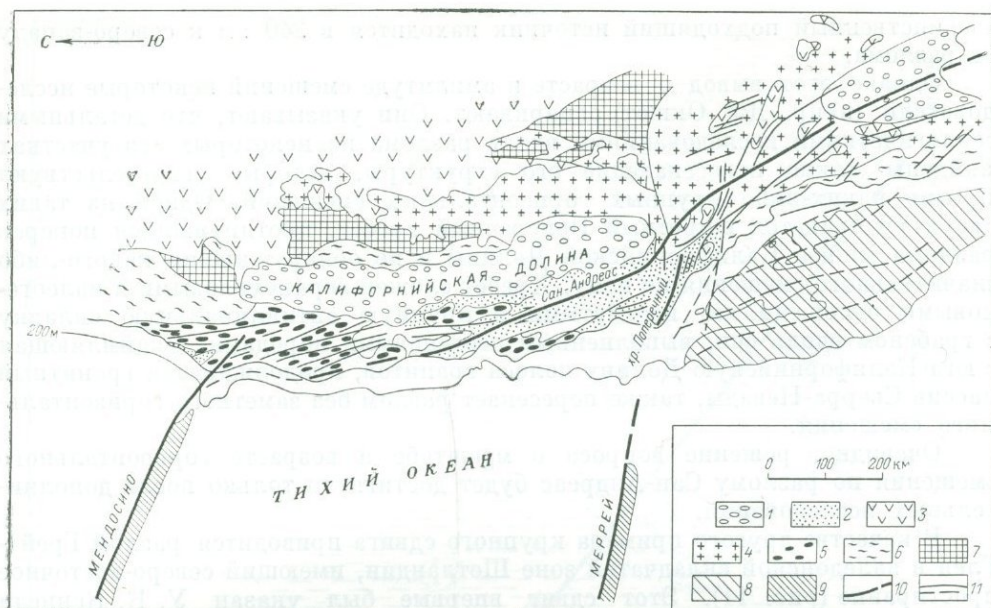


Рис. 10. Геологическая схема Калифорнии. Составлена автором по обзорной геологической карте

1 — юрские, меловые и главным образом третичные отложения молодых тектонических депрессий; 2 — юрские, меловые и третичные осадочные породы Береговой гряды; 3 — наземные вулканогенные третичные породы; 4 — гранитный позднеюрский батолит Сьерра-Невады; 5 — юрская офиолитовая (францискская) формация Береговой гряды; 6 — триасовая офиолитовая формация зоны Сьерра-Невады; 7 — палеозойские породы; 8 — подводные краевые плато; 9 — подводные гряды; 10 — главные разломы; 11 — второстепенные разломы

Было установлено, что по тому же разлому и ранее происходили горизонтальные сдвиговые смещения, вызывавшие землетрясения. Так, во время землетрясения 1857 г. смещение достигло 10 м, в 1868 г. и 1940 г. амплитуды сдвига были одинаковыми и равнялись 3 м. Направление смещения во всех случаях было одним и тем же (правым).

Топографическая карта показывает, что долины, пересекающие разлом, разрезаны последним и их отрезки смещены всегда вправо друг относительно друга с амплитудой около 1 км. Современный рельеф имеет четвертичный возраст и если считать, что продолжительность четвертичного периода 1 млн. лет, то средняя скорость смещения будет измеряться 1 мм/год.

Для указанного промежутка времени реперы были вполне надежными и сдвиговое смещение по разлому устанавливалось уверенно. Но геологи обратили внимание на расположение по обе стороны от разлома фаций более древних отложений — палеогеновых и мезозойских — и обнаружили в нем особенности, которые могли быть истолкованы как признаки значительно более древних смещений. Возникла идея, что разлом образовался и горизонтальное смещение по нему началось в конце юры; с того времени донныне общая амплитуда горизонтального смещения достигла 560 км. Эта цифра была указана М. Хиллом и Т. Дибли в 1953 г.

После долгой дискуссии, результаты которой опубликованы под редакцией В. Дикинсона и А. Грантца в 1968 г., столь древнее время образования разлома и столь большая амплитуда смещения большинством исследователей признаны недостаточно обоснованными. Вместе с тем надежными считаются данные, указывающие на поздний миоцен, как на время начала смещения по разлому. Суммарная амплитуда смещения сейчас оценивается в 240 км. Основным аргументом в пользу смещения является наличие грубых конгломератов самых верхних горизонтов миоцена, отложившихся в одном районе к востоку от разлома. Они могли образоваться лишь в непосредственной близости от источника соответствующего обломочного материала,

а единственный подходящий источник находится в 240 км к северо-западу от разлома.

Однако этот вывод о возрасте и амплитуде смещений некоторые исследователи (напр. Дж. Окшот) оспаривают. Они указывают, что детальными геологическими исследованиями вдоль разлома на некоторых его участках найдены такие пересекающие его структуры, которые свидетельствуют против каких-либо крупных горизонтальных смещений. Одной из таких структур является широтный Поперечный хребет, протянувшийся поперек разлома южнее Калифорнийской Долины и не обнаруживший какого-либо значительного смещения по нему. Хребет сложен верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, изогнутыми в крупную антиклинальную складку с грабеном вдоль оси, выполненным неогеновыми породами. Окаймляющая с юга Калифорнийскую Долину полоса гранитов, продолжающая гранитный массив Сьерра-Невады, также пересекает разлом без заметного горизонтального смещения.

Очевидно, решение вопроса о масштабе и возрасте горизонтального смещения по разлому Сан-Андреас будет достигнуто только после дополнительных исследований.

В качестве другого примера крупного сдвига приводится разлом Грейт-Глен в каледонской складчатой зоне Шотландии, имеющий северо-восточное простирание (рис. 11). Этот сдвиг впервые был указан У. К. Кеннеди в 1946 г. Реперами служили два гранитных массива, один из которых примыкает к разлому с юго-востока (Фойерс), другой — с северо-запада (Стронциан), а расстояние между ними вдоль разрыва 100 км. Считалось, что это части одного массива, разрезанного разломом; его отрезки испытали левое смещение с амплитудой в 100 км. Смещение произошло в конце раннего палеозоя (до отложения девонской красноцветной свиты).

В последнее время, однако возникли сомнения в реальности этих представлений, так как, во-первых, вдоль разлома найдено несколько сходных гранитных массивов и стало неясно, какие именно их пары составляют разъединенные части одного целого, и, во-вторых, обнаружены некоторые петрографические различия между породами тех двух массивов, с которых появилось представление о большом сдвиге.

В нашей стране ряд исследователей большим сдвигом считает Талассо-Ферганский разлом в Средней Азии (рис. 12). Длина его около 400 км. Он имеет в общем юго-восточное простирание. В своей северной части разлом разделяет каледонскую и герцинскую геосинклинали Тянь-Шаня, а южнее косо пересекает широтные складчатые структуры и тектонические зоны Центрального Тянь-Шаня. При этом структуры и зоны при подходе к разлому как с запада, так и с востока срезаются и прямо через разлом не продолжают. Однако, по мнению сторонников сдвиговой природы разлома (например, В. С. Буртмана), продолжение может быть найдено, но с правым горизонтальным смещением на 200 км. Именно на такое смещение указывает как будто положение по обе стороны разлома фацialsных зон среднего и верхнего девона, карбона и нижней перми. Сдвиг должен был произойти после ранней перми. Позже — в юре — по тому же разлому были лишь вертикальные движения, которые привели, в частности, к образованию упомянутого выше Ферганского приразломного прогиба. Но в четвертичном периоде правое смещение возобновилось и привело к излому пересекающих разлом ущелий с амплитудой горизонтального смещения в 30—50 м.

Еще раз мы сталкиваемся здесь с неясностями и разными точками зрения. Лет тридцать назад никто не сомневался в том, что все наблюдаемые особенности строения области вокруг Талассо-Ферганского разлома могут быть объяснены вертикальным смещением. С тех пор удалось обнаружить один бесспорный факт в пользу сдвига: смещение ущелий. Но он указывает на сдвиг четвертичного возраста с амплитудой всего в несколько десятков метров. Фацис средне- и верхнепалеозойских отложений по обе стороны от разлома настолько различны, что могли образоваться независимо в разных

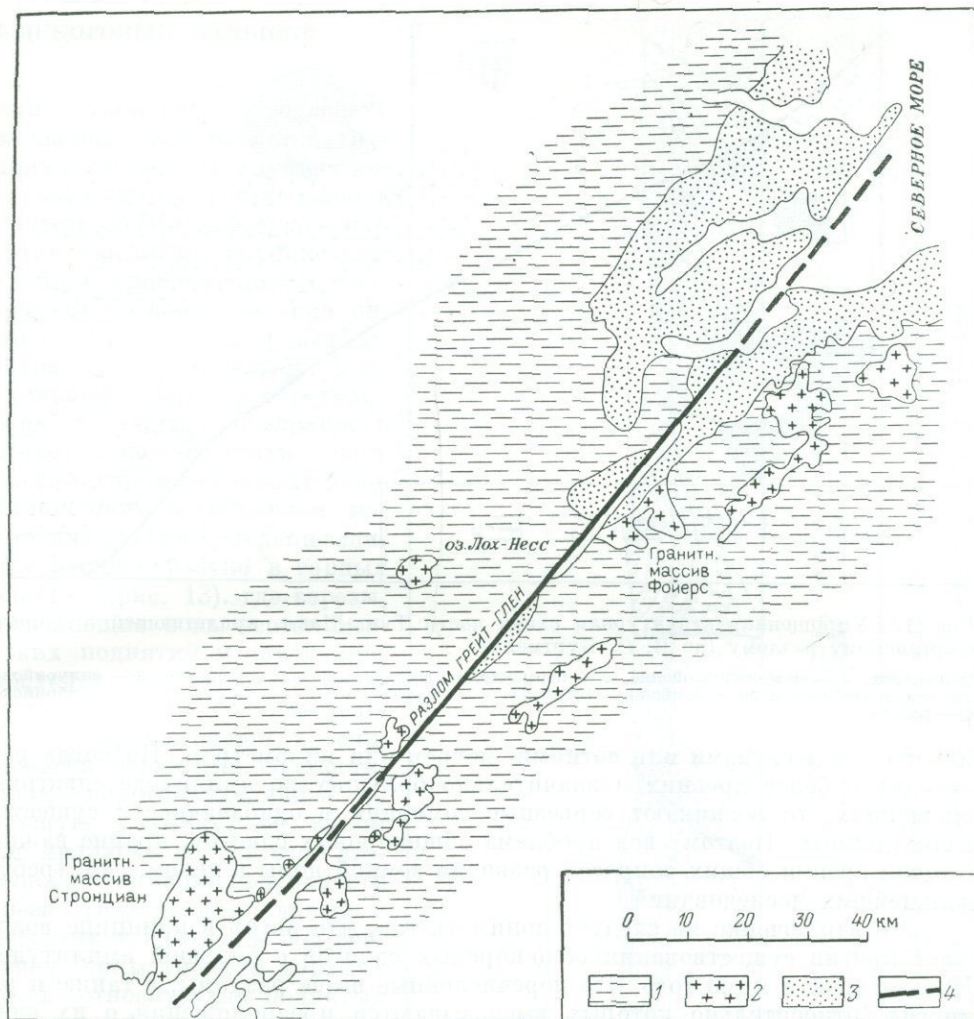


Рис. 11. Схема разлома Грейт-Глен в Шотландии. Составлена автором по обзорной геологической карте

1 — протерозойские метаморфические сланцы; 2 — граниты; 3 — девонские «нижние красные песчаники»; 4 — разлом

условиях и в различных бассейнах, расположение которых по обе стороны разлома связано с их первичным изгибом, а не с последующим смещением. Затруднение возникает также с «устройством» перемещенного на 200 км материала. В предыдущих двух примерах (Сан-Андреас и Грейт-Глен) разломы в обе стороны скрывались под морскими водами и относительно дальнейшей их судьбы можно было предполагать что угодно. Талассо-Ферганский разлом находится полностью на суше и оба его окончания — и северный и южный непосредственно наблюдаются. Едва ли можно представить себе, что при длине разлома в 400 км и амплитуде горизонтального смещения в средней его части в 200 км, происшедшее перемещение пород погасится, постепенно рассеиваясь вдоль разлома в малозаметных складчатых и разрывных деформациях, *на концах разлома*.

Следует отметить, что в упомянутых случаях не вызывают сомнений сдвиговые перемещения современные и новейшие, относящиеся к четвертичному периоду. Первые являются причиной землетрясений и регистрируются в наши дни путем непосредственных наблюдений. Вторые оставили свои следы в рельефе местности. Суммарная амплитуда этих перемещений

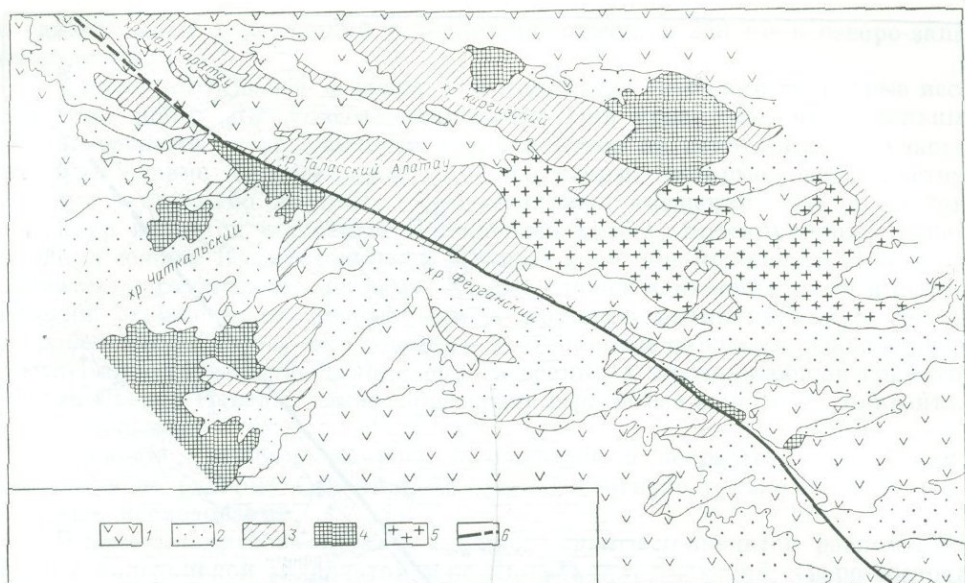


Рис. 12. Упрощенная структурная схема части Тянь-Шаня, прилегающей к Талассо-Ферганскому разлому (по В. С. Буртману)

Отложения: 1 — мезо-кайнозойские, 2 — пермские, каменноугольные и девонские, 3 — силурийские; нижнепалеозойские и докембрийские. Интрузии: 4 — герцинские, 5 — каледонские и докембрийские, 6 — разлом

измеряется десятками или сотнями метров или километром. Но когда речь заходит о более древних и значительно больших по амплитуде сдвиговых смещениях, то возникают серьезные сомнения в однозначности существующих данных. Поэтому вся проблема общекоровых сдвигов, крайне важная с точки зрения общих вопросов развития земной коры в целом, еще требует дальнейших исследований.

Это заключение не следует понимать так, что автор в принципе возражает против существования общекоровых сдвигов с большой амплитудой. Нельзя пройти мимо того, что перечисленные выше разломы, а также и ряд других, относительно которых высказываются предположения о их сдвиговом характере, отличаются неким особым обликом. Это — разломы преимущественно секущие по отношению к зонам тектонических поднятий и прогибов. Этим они отличаются от глубинных взрезов, которые параллельны тектоническим поднятиям и прогибам. Описываемые разломы сохраняют на всем протяжении большую цельность, тогда как глубинные взрезы сплошь и рядом распадаются на отрезки, расположенные пунктиром или сменяющие друг друга кулисообразно.

Вдоль всех разломов, относимых к сдвигам, молодые и современные сдвиговые смещения небольшой амплитуды бесспорны. Важно также подчеркнуть, что в отличие от глубинных взрезов, которые часто являются каналами для магматических эффузий и интрузий, такие наиболее крупные предположительные сдвиги, как Сан-Андреас и Талассо-Ферганский, не обнаруживают свойств магматических каналов. С ними не связаны ни излияния, ни интрузии. Это свидетельствует об особом режиме этих разломов, об их непроницаемости; они, по-видимому, являются сильно сжатыми.

Наше заключение следует понимать только в том смысле, что имеющиеся геологические данные не могут пока считаться бесспорным доказательством существования разломов с очень большими сдвиговыми перемещениями, растянутыми на длительное геологическое время. Если большие сдвиги подтвердятся, они должны занять в наших представлениях свое закономерное положение среди других тектонических структур и вполне закономерное место в развитии земной коры.

ОБЩЕКОРОВЫЕ НАДВИГИ

Если возможно проследить положение поверхностей глубинных взрезов на глубину нескольких километров, то сплошь и рядом можно наблюдать как вертикальный на глубине разлом при приближении к поверхности становится наклонным с падением под относительно поднятую глыбу. Вертикальный взрез переходит вверх в надвиг, поверхность которого может стать очень пологой, горизонтальной и даже наклоненной в обратном направлении. Такое явление широко распространено в горных областях (рис. 13), где взрезы, разделяющие зоны неотектонических поднятий и опусканий, переходят вверх в надвиги. Несомненно, что многие разрывы в горных областях, считавшиеся надвигами со сместителем, полого уходящим на большую глубину, на самом деле являются результатом вторичной деформации поверхности взреза. Деформация связана с расседанием в стороны под действием (силы тяжести верхних частей относительно поднятых глыб земной коры).

Очевидно, описываемые структуры остаются в категории взрезов и не могут быть причислены к глубинным надвигам.

Единственным типом структур, который может толковаться как общекоровый и даже мантйный надвиг, являются так называемые зоны Бенъофа. Они расположены по границам между материком и океаном или островной дугой и океаном, но всегда только там, где океан окаймлен глубоководным желобом. Подобные условия существуют почти по всему периметру Тихого океана, а в Атлантическом и Индийском океанах они наблюдаются вдоль островных дуг — Антильской, Сандвичевой и Зондской.

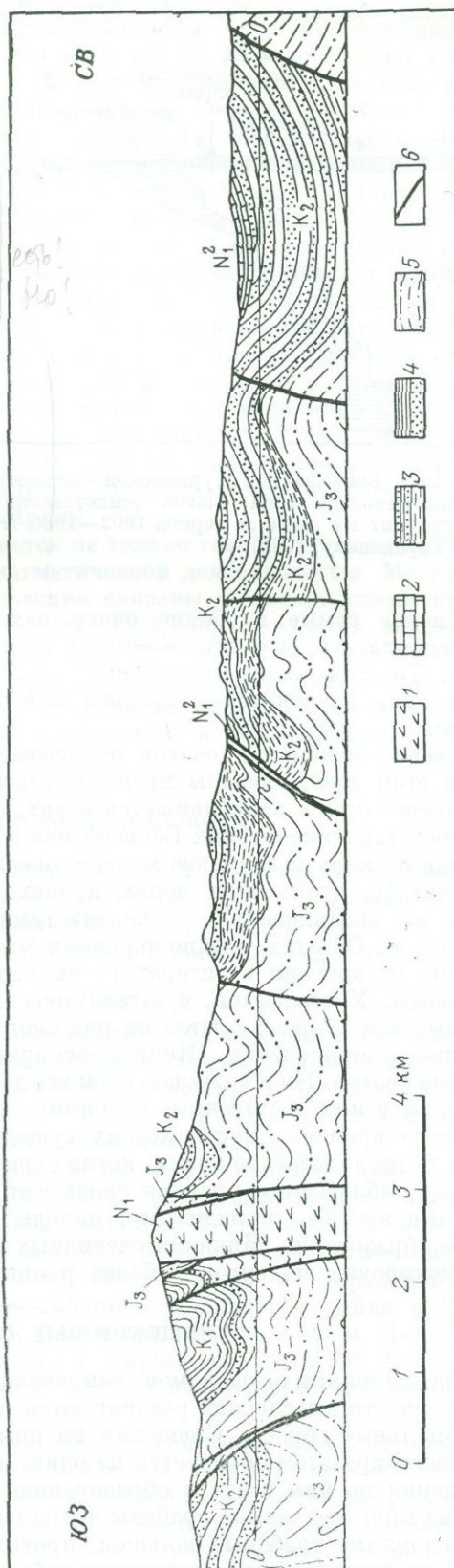


Рис. 13. Разрез через хр. Санта-Лючия, Калифорния (по Дж. Ферхутену и Тернеру и др., 1970, схематизировано). Изменения наклона взрезов 1 — кварцевые порфиры (N_1); 2 — глинистые сланцы (K_2); 3 — верхний мет (K_2); 4 — нижний мет (K_2); 5 — верхняя юра (J_3); 6 — разрывы

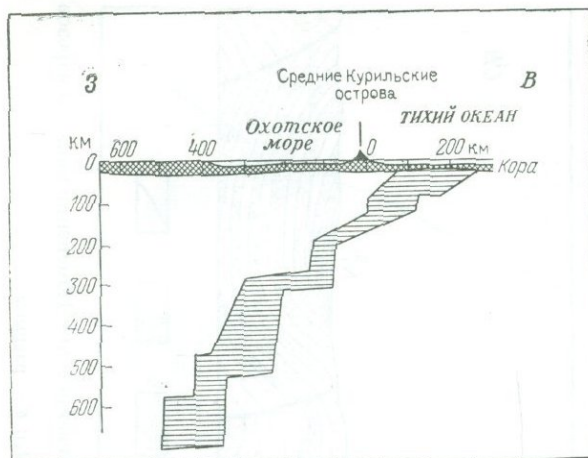


Рис. 14. Зона Беньофа под Курильской островной дугой. Заштрихована зона очагов землетрясений с магнитудой от 4 и выше за период 1902—1966 гг. (по Р. З. Тараканову, 1972)

в этом поясе самые глубокие очаги находятся на глубине 720 км, следует предполагать, что зона Беньофа проникает в мантию на эту огромную глубину. Толщина зоны, измеренная по отклонению очагов землетрясений вверх и вниз от некоторой средней поверхности, не превышает 100 км (рис. 14).

Изучение механизма очагов показывает, что землетрясения, происходящие в этой зоне, связаны преимущественно со смещениями надвигового типа: всячее крыло зоны движется вверх, а лежащее — вниз. Отсюда и возникло представление о зонах Беньофа как о надвигах коры и верхней мантии материков на кору и верхнюю мантию океанов. Впрочем, в последнее время стали считать, что в этих зонах происходит не надвигание материковой стороны на океаническую, а пододвигание океанической литосферы под материковую. Об этих предположениях мы будем говорить позже.

Время от времени в литературе высказываются сомнения в реальности зон Беньофа. Указывается, что сейсмические очаги не образуют сплошных наклонных зон, а распадаются на ряд скоплений, разбросанных по глубине не вполне упорядоченно. Иногда оспариваются и результаты изучения механизма очагов. Но и в случае, если все данные в пользу наличия таких зон и смещений в них достаточны, глубинные надвиги устанавливаются только для нашего времени. Вероятно, их существование можно распространить и на все то геологическое время, когда существовали глубоководные желоба, поскольку наблюдается прочная связь зон Беньофа с последними. Но глубоководные желоба, по-видимому, молоды и представляют собой неотектоническое образование. Никаких очевидных геологических данных о проявлении общекоровых надвигов в более ранние геологические периоды нет.

ОБЩЕКОРОВЫЕ СБРОСЫ

Этот вид глубинных разломов сопровождается растяжением земной коры. Соседние участки последней раздвигаются и между ними возникают наклонные нормальные сбросы. Смещения по ним компенсируют растяжение. На поверхности при этом образуется не один, а система сбросов. В сумме своей перемещения по ним ведут к образованию сложных грабенов, разделенных внутри на многочисленные грабены и горсты второго и следующих порядков. Такие сложные грабены большой протяженности, измеряемой многими сотнями и тысячами километров, и с большой амплитудой вертикальных

Зоны Беньофа устанавливаются по расположению очагов землетрясений. В Тихоокеанском сейсмическом поясе, как показывают наблюдения, очаги сосредоточены в зонах, которые, за редкими исключениями, наклонены под окаймляющие океан материка или островные дуги. Средний угол их наклона, по-видимому, близок к 45° . Но американский сейсмолог Г. Беньоф на основании обработки положений большого числа очагов пришел к заключению, что в верхней части (до глубины 300 км) зона наклонена положе — под углом около 30° , а глубже угол ее наклона возрастает до 60° . Поскольку

смещений, достигающей нескольких километров, принято называть рифтами. Примерами континентальных рифтов являются Африкано-Аравийская система грабенов, протянувшаяся на 6500 км от Мертвого моря на севере до р. Замбези на юге, Байкальская система грабенов длиной 2500 км (от оз. Косогол до Токкинской впадины), система Рейнских грабенов (600 км), совокупность сбросовых структур так называемого Большого Бассейна (или «Провинция Бассейнов и Хребтов»), расположенного в США в центре Кордильер в штатах Калифорния, Невада, Юта и Аризона (1000 км в длину).

Ширина рифтов весьма различна — от десятков до сот километров. Например, ширина Верхне-Рейнского грабена 40 км, а Большого Бассейна 600 км. Вертикальная амплитуда опускания земной коры в Байкальском рифте достигает 5 км (по некоторым данным 7 км), в других рифтах она обычно не превышает 3 км. Величина растяжения земной коры, приведшего к образованию рифта, может быть подсчитана, исходя из наклона сбросов (обычно 60—70°) и вертикальной амплитуды движения по ним. Для Африкано-Аравийского рифта растяжение выражается величиной 2—3 км. Для Байкальского и Рейнского рифтов оно не превышает 2 км, а для Большого Бассейна достигает 70 км. Но это последнее растяжение распределено по очень большой ширине зоны, занятой сбросовыми структурами, и приблизительно равно 10% от этой ширины.

Развитие рифтов сопровождается не только тектоническими движениями по сбросам, но и характерной магматической деятельностью. Местоположение рифтов и время их возникновения связаны с особенностями предшествующей истории земной коры. Рифтообразование является закономерной стадией в развитии коры и тектоносферы в целом. Поэтому следует говорить об особом *рифтовом режиме*, состоящем из определенной совокупности различных эндогенных процессов. Этот режим следует ставить в один ранг с такими режимами, как геосинклинальные и платформенные. Все они будут рассмотрены позже.

ОБЩЕКОРОВЫЕ РАЗДВИГИ

Если растяжение земной коры приводит не к сбросам, а к образованию зияющих трещин в ней, то такая структура является раздвигом. Когда есть основания считать, что зияющая трещина растяжения проникает сквозь всю земную кору, мы можем говорить об общекоровом, или глубинном, раздвиге.

Ясно, что глубинная трещина в земной коре не может остаться зияющей. Она заполняется магматическим материалом, образующим в трещине дайку. Трудно ожидать также, что раздвиг сохранится в чистом виде и что по тому же разлому не произойдет вертикального смещения. Действительно, в большинстве случаев раздвиги сочетаются с вертикальными перемещениями, т. е. представляют собой зияющие глубинные взрезы.

Типичным глубинным раздвигом является Великая дайка Родезии, представляющая собой, по А. Дю Тойту, вертикальное интрузивное тело основных и ультраосновных пород шириной 5—10 км и длиной 500 км. Эта дайка пересекает различные метаморфические и магматические породы докембрия и простирается на север-северо-восток от верховьев р. Саби к р. Замбези. Там же, в Южной Африке, долеритовая дайка в Мататиле (Капская провинция) имеет длину 24 км при ширине 1600 м. Дайка Бревен в Швеции протягивается на 25 км, а ширина ее достигает 1 км. Многие дайки имеют длину, измеряемую десятками километров, при ширине в десятки и сотни метров.

В ряде мест большое суммарное раздвигание коры распределяется между большим числом отдельных раздвигов, с которыми связаны группы или пучки даек. Каждая из них имеет мощность в десятки метров, но когда в пучке имеются сотни таких даек, то размер общего растяжения должен измеряться километрами. Пучок даек преимущественно долеритового

состава третичного (с конца эоцена до миоцена) возраста известен, например, в западной части Шотландии и на прилегающих островах. Простирающиеся преимущественно меридиональное и северо-западное. В некоторых местах дайки настолько густы, что занимают $1/5$ всего разреза. Другой пучок параллельных даек протягивается в северо-восточном направлении вдоль Южно-Шотландского нагорья. По другую сторону Атлантического океана, в Гренландии, известен пучок даек, образовавшийся в эоцене на флекуре, соединяющей этот субконтинент с дном Атлантического океана.

До сих пор вопрос о пространстве для подобных пучков даек и о размере необходимого для них растяжения коры не решен. Вполне возможно, что магматический материал, внедряющийся в открывающуюся трещину, воздействует механически на вмещающие породы, раздвигает и уплотняет их. В этом случае суммарная ширина даек может быть больше первичного растяжения земной коры. Не выяснено также, происходит ли где-либо в другом месте компенсации растяжения сжатием и в какой форме.

Заканчивая раздел, посвященный глубинным разломам, следует отметить, что хотя этот тип тектонических движений играет весьма важную роль в жизни земной коры и имеет большое практическое значение, в проблеме происхождения глубинных разломов, их геологической истории и соотношений с другими эндогенными процессами еще много неясного.

Раздел Б

ВНУТРИКОРОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Глава 3

СКЛАДЧАТОСТИ ГЛЫБОВАЯ И НАГНЕТАНИЯ

Классификация складчатостей — морфологическая и кинематическая — рассматриваются в курсах структурной геологии. Мы здесь будем следовать кинематической классификации. Она основывается на различиях в характере движений материала земной коры, непосредственно приводящих к формированию складчатости того или иного типа. Эта классификация предусматривает выделение складчатостей глыбовой, нагнетания, общего смятия и глубинной.

ГЛЫБОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Глыбовая складчатость связана с поднятием некоторых участков земной коры относительно соседних. Морфологически это идиоморфная или прерывистая складчатость, в частных своих проявлениях весьма разнообразная. Общими свойствами для нее являются наличие в типичных случаях одних антиклиналей, тогда как синклинали заменены промежуточными участками ненарушенного залегания слоев, и самостоятельность развития каждой складки. Последнее свойство выражается в том, что рядом расположенные складки могут иметь совершенно различные высоту, простираение и форму как в профиле, так и на площади. Среди складок этого типа мы встречаем и пологие купола с ничтожными углами наклона крыльев, и массивные горстообразные сундучные поднятия с плоской вершиной и крутыми крыльями, усложненными лестницами флексур. Здесь присутствуют валы длиной в сотни километров при ширине в десятки километров, а также резко асимметричные поднятия с одним очень пологим крылом и другим относительно крутым. Складки могут быть образованы плавными изгибами слоев, но иногда ограничены разрывами или разбиты ими на блоки. Амплитуда поднятий измеряется от десятков метров до километра и больше. Относительно крупные складки усложнены более мелкими поднятиями. Глыбовые складки именуются также «штамповыми», платформенными, отраженными.

Для этого типа складчатости характерны признаки длительного их развития, протекающего одновременно с осадконакоплением, т. е. признаки конседиментационности. Они выражены в изменении мощностей и фаций отложений в пределах каждой складки.

Глыбовые складки в период роста проявляются в качестве то относительных, то абсолютных поднятий. Можно представить, что земная кора во всей данной местности прогибается и складки растут на фоне прогибания. Когда поднятие складки обгоняет общее прогибание, складка проявляется как абсолютное поднятие, в случае, если ее самостоятельное поднятие отстает от общего прогибания местности, складка выражена в виде относительного поднятия.

Эти особенности распределения мощностей и фаций на глыбовых складках делают последние сходными с антеклизмами, антиклинориями и горст-антиклинориями, т. е. структурами, образующимися в процессе глыбово-волновых колебательных движений. Но колебательные движения

принадлежат к общекоровым движениям, а глыбово-складчатые — к внутри-коровым.

Историю колебательных движений земной коры мы изучаем с помощью мощностей и фаций осадков. Аналогичные наблюдения над мощностями и фациями позволяют восстановить историю глыбовых складок. Для этого надо сравнить мощности и фации отложений в разных частях складки — на вершине, крыльях и в пространствах между складками.

На своде Краснокамского вала на востоке Восточно-Европейской платформы мощности девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений значительно меньше, чем на крыльях. Из сравнения мощностей в скважине, пробуренной на своде, и скважине, заложенной на юго-восточном крыле, устанавливаются следующие разности мощностей для некоторых горизонтов:

артинский ярус	76 м
верейский горизонт	100 »
угленосный горизонт карбона	120 »
девон	120 »

Различие цифр еще не означает разной скорости поднятия района первой скважины относительно района второй скважины, так как для трех стратиграфических подразделений неизвестна их абсолютная продолжительность. Поскольку продолжительность девонского периода 50 млн. лет, средняя скорость относительного поднятия вала в девоне 0,024 мм/год, т. е. того же порядка, что и скорости волновых колебательных движений на платформах.

Об изменении скорости относительного поднятия свода можно судить по отношению мощностей на своде и крыльях, например на Жигулевском валу (табл. 1).

Цифры в третьем и пятом столбцах показывают, что скорость поднятия свода вала относительно крыльев с течением времени — от щигрово-семи-лукского века до лебедянского — уменьшалась. Это видно из того, что размер абсолютного опускания свода, сначала значительно меньший, чем абсолютное опускание крыльев (в пять раз по отношению к северному крылу), сравнялся с абсолютным опусканием крыльев в течение лебедянского времени. Различные отношения мощностей между сводом и обоими крыльями объясняются разным удалением скважин на северном и южном крыльях от свода.

Изучение истории глыбовых складок показывает, что они развивались крайне неравномерно во времени, рост их то ускорялся, то замедлялся. Например, упоминавшийся Краснокамский вал переживал периоды особенно быстрого поднятия в конце позднего карбона — начале перми, в конце артинского века и начале кунгурского, в конце раннего и начале среднего кунгура и т. д. На Жигулевском валу распределение мощностей живетского яруса свидетельствует о том, что в это время вал еще не поднимался.

Таблица 1

Мощности горизонтов верхнего девона Жигулевского вала и их соотношение

Горизонты	Мощность (а) на своде (м)	Мощность (в) на южном крыле (м)	а/в, %	Мощность на северном крыле (м)	%
Щигрово-семи-лукский . .	18	36	50	94	19
Воронежский	22	28	79	57	39
Евланово-ливенский и елец- кий	132	137	96	208	63
Лебедянский	216	236	91	215	100

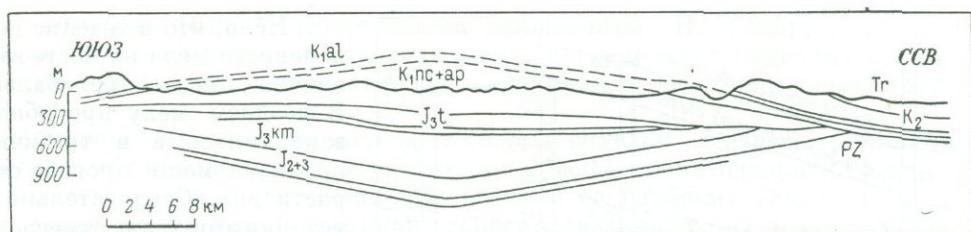


Рис. 15. Разрез через вал Уилд (по Д. Лэмплефу)

Позже наиболее интенсивное поднятие вала происходило в шигрово-семи-лукское время, после чего рост вала замедлился и к концу девона вовсе прекратился. Для турнейского времени признаков роста вала нет, за исключением размыва поверхности чернышевского горизонта. Поднятие вала возобновилось в верейское время, когда мощность накопившихся осадков на своде была на 50 м меньше, чем на крыльях. Однако в течение позднего карбона и долгое время потом вал не поднимался. Он значительно поднялся и принял современную форму в третичное время. Во всех случаях эпохи ускоренного роста глыбовых складок, по-видимому, значительно короче эпох медленного подъема или покоя. Наблюдения показывают, что ускорение и замедление роста глыбовых складок происходит синхронно во многих складках, расположенных на широкой территории. Однако начало роста различных складок падает на разные геологические эпохи.

Например, Туймазинский вал в Башкирии начал подниматься с начала девона, а Серафимовско-Балтаевский вал и восточная половина Больше-Кинельского вала поднимались с конца живетского века. В начале карбона начали расти Сокско-Шешминский и Вятский валы. В конце карбона и начале перми образовалась западная половина Больше-Кинельского вала.

Продолжительность роста глыбовых складок также различна. Некоторые складки на востоке Восточно-Европейской платформы (например, Гусенькинская на Саратовском валу) поднимались только в девоне. Другие складки (Пристанская и Шумекинская на том же валу) поднимались до конца палеозоя. Третьи продолжали свой рост в мезозое и кайнозое (Вятский вал).

Рост некоторых глыбовых складок продолжается и до сих пор.

Детальное изучение распределения мощностей и фаций в разрезе глыбовых складок во многих случаях позволяет подметить на общем фоне сокращения мощностей и изменения фаций в сторону более грубых по направлению к своду складки некоторые неправильности, свидетельствующие о миграции свода по площади.

В ряде складок было обнаружено также, что глубже некоторого стратиграфического уровня вместо уменьшения мощностей к своду глыбовой складки наблюдается, наоборот, их увеличение. В связи с этим с глубиной залегание слоев становится не круче, а положе и, наконец, антиклинальное залегание может смениться синклинальным.

Впервые такая особенность строения складки этого типа была отмечена Д. Лэмплефом для вала Уилд, разделяющего на юго-востоке Англии Лондонский и Гемпширский бассейны и протягивающегося через Ла-Манш в Северо-Восточную Францию (рис. 15). Буровые скважины обнаружили, что антиклинальное залегание третичных и верхнемеловых отложений, наблюдаемое близ поверхности, на большей глубине сменяется горизонтальным залеганием нижнемеловых и синклинальным — юрских отложений. Таким образом, осадочные отложения образуют здесь большую линзу. Юрские и нижнемеловые отложения под осью вала имеют мощность до 1500 м и выклиниваются к его крыльям, где нижний мел налегает непосредственно на палеозой. Мощность верхнемеловых пород изменяется мало, а третичных увеличивается от свода к крыльям. Все отложения мелководны.

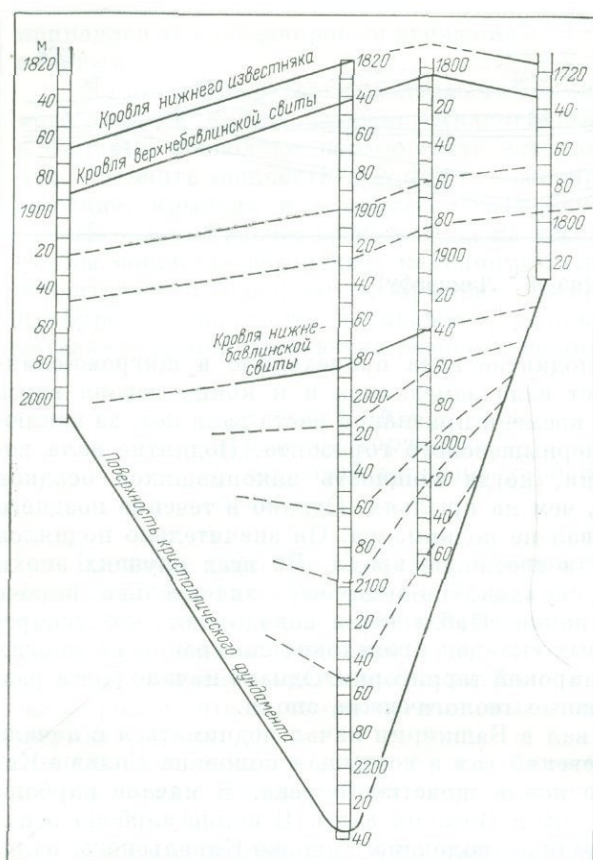


Рис. 16. Профиль через Бавлинскую складку (по Л. Н. Розанову)

Инверсия произошла после отложения бавлинской свиты

например, широко развиты во многих районах Восточно-Европейской платформы, на Северо-Американской платформе, а также на других платформах, как древних, так и молодых. Но глыбовые складки распространены также и в геосинклиналях, где концентрируются преимущественно в передовых и межгорных прогибах и на срединных массивах. Например, они известны в Терско-Кубанском передовом и Куринско-Рионском межгорном прогибах на Кавказе, в Предуральском передовом прогибе, на Паннонском срединном массиве и т. д.

Форма глыбовых складок и самостоятельность развития каждой из них не оставляют сомнений в том, что такие складки образовались в результате поднятия участков земной коры под влиянием сил, направленных вертикально снизу вверх. Размеры и форма этих складок на поверхности определяются размером, формой и амплитудой поднятия в более глубоких зонах коры. Следует только иметь в виду, что по чисто механическим причинам форма поднятия может значительно изменяться с глубиной. Несомненно, что большая часть глыбовых складок (а может быть и все) связана с вертикальными разломами, с взрезами. В одних случаях на глубине, в кристаллическом фундаменте, такие взрезы с разных сторон ограничивают поднятые глыбы коры и последние действуют как штампы на вышележащие породы, в других — поднятие на глубине может быть ограничено разрывом, с одной стороны, и иметь пологий склон, с другой.

Очень многие глыбовые складки представляют собой поверхностное отражение ступенчатых разрывов на склонах между поднятиями и проги-

Ясно, что в течение юры и раннего мела на месте вала земная кора прогибалась. В позднем мелу прогибание закончилось, а в третичное время на месте прогиба стал расти вал. Следовательно, в истории этого вала отмечается обращение, или инверсия, вертикальных движений.

Такие «инверсионные» глыбовые складки в большом количестве найдены на востоке Восточно-Европейской платформы. Выделяются складки, в разрезе которых выполаживание слоев с глубиной в зависимости от возраста инверсии начиналось в додевонских, девонских и каменноугольных отложениях. На рис. 16 изображен профиль Бавлинской складки, в котором можно увидеть сначала выполаживание слоев с глубиной, а затем переход к обратному, синклинальному, их изгибу. Инверсия произошла после бавлинского века, и, следовательно, в позднем протерозое на месте современной складки существовал прогиб.

Глыбовые складки характерны для платформ. Они,

бами, образованными колебательными движениями. Например, глыбовые складки на платформе часто располагаются по периметру синеклиз и отражают на поверхности ступенчатые взрезы, окружающие эти крупные структуры.

Причины, вызывающие подъем глыбовых складок, неизвестны. Можно думать, что это некие процессы увеличения объема, происходящие на разных глубинах в земной коре, преимущественно в ее глубоких зонах. Такими процессами могут быть, например, серпентинизация ультраосновных интрузивных пород или диафторез (амфиболитизация, биотитизация) высокометаморфизованных пород под воздействием воды, которая циркулирует по глубоким разрывам в коре. Отсюда может быть и связь глыбовых складок с разрывами.

Изучение истории роста глыбовых складок представляет не только теоретический, но и прямой практический интерес. Со многими глыбовыми складками — валами и куполами — связаны нефтяные и газовые месторождения. Но встречаются такие же складки, расположенные в общем в пределах нефтеносных и газоносных районов, которые лишены скоплений нефти и газа. Оказывается, продуктивность глыбовых складок зависит от времени их образования. Например, в Саратовском Поволжье промышленные скопления газа в девонских отложениях обнаруживаются только в тех складках, которые уже существовали в конце франского века. Там же в отложениях карбона нефть и газ концентрируются в тех структурах, которые образовались до мезозоя. В складках, образовавшихся позже, залежей нефти и газа нет. В Западной Сибири нефть находится в структурах, которые начали подниматься в юре и продолжали рост в раннем мелу. Но те структуры, которые воздымались только в начале юры или только в верхнем мелу, не содержат промышленных залежей.

Связь продуктивности с возрастом глыбовых складок можно понять так, что в истории земной коры существовали определенные эпохи нефти- и газообразования; те глыбовые складки, которые уже существовали в такую эпоху, оказывались местами концентрации нефти и газа. Те же, которые образовались позже, «опоздали» стать вместилищами для этих полезных ископаемых.

СКЛАДЧАТОСТЬ НАГНЕТАНИЯ

Если внутри осадочной толщи на некоторой глубине под поверхностью залегает достаточно мощная свита пород, обладающая повышенной пластичностью, то при определенных условиях породы этой свиты могут течь, выжимаясь из одних мест и нагнетаясь в другие. В области выжимания мощность пластичной серии при этом уменьшается, а в области нагнетания увеличивается. Подчиняясь движению пластичных пород, деформируются лежащие над ними менее пластичные осадочные породы. Их слои опускаются над областями выжимания и поднимаются над областями нагнетания пластичного материала. Обычно области выжимания занимают широкие площади и над ними слои залегают преимущественно спокойно, тогда как области нагнетания представляют собой места сосредоточенного интенсивного сгущивания пластичного материала и над ними в вышележащей серии осадков образуются локальные выпуклые структуры — куполовидные или брахиантиклинальные, в зависимости от того, какую форму имеет нагнетание. Эти выпуклые структуры могут иметь разную степень выраженности: от очень пологих поднятий до резких складок с крутым и даже опрокинутым залеганием слоев на крыльях, разбитых многочисленными разрывами. Что касается пород, залегающих глубже пластичной серии, то они могут вообще не принимать участия в деформациях, или же движения в «фундаменте» могут в той или иной мере влиять на размещение областей выжимания и нагнетания в пластичной серии. О механизме такого влияния будет сказано ниже.

Вся совокупность описанных деформаций образует то, что называется *складчатостью нагнетания*.

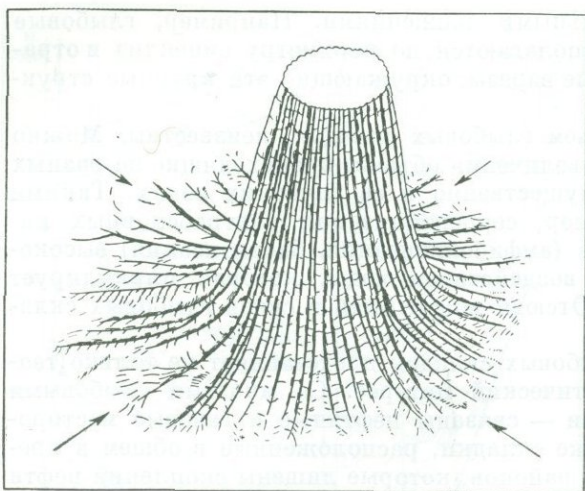


Рис. 17. Идеализированный соляной диапир. Соль радиально выдавливается в диапировое ядро, для которого характерны складки с вертикальными шарнирами (по В. Гуссову)

Если слоистость пластичных пород позволяет увидеть их внутреннюю структуру, то часто можно заметить очень сложное строение ядер нагнетания и протыкания. Оно особенно сложно, когда материалом для нагнетания служит слоистая соль. Последняя сминается в сильно сжатые изоклинальные причудливо изогнутые складки. В ядрах, имеющих форму колонн, шарниры таких внутренних складок вертикальные. Они образуются в результате подтекания соли со всех сторон к месту нагнетания и дальнейшего ее подъема внутри колонны. На первой стадии, когда соль горизонтально подтекает к колонне, она собирается в складки с горизонтальными шарнирами, радиально сходящимися к основанию колонны. При дальнейшем подъеме эти складки засасываются внутрь колонны и их шарниры становятся вертикальными (рис. 17). Этот процесс можно сравнить со смятием платка, разостланного на столе, а затем протянутого сквозь кольцо.

Выжимание и нагнетание происходит в связи с нарушением механической устойчивости в пластичной серии, что в свою очередь вызывается следующими причинами:

- а) инверсией плотностей;
- б) неравномерной нагрузкой на пластичную серию;
- в) отжиманием.

Первый механизм мы рассмотрим на примере складки нагнетания, ядро которой сложено каменной солью.

Плотность каменной соли обычно $2,2 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность песчано-глинистых рыхлых осадков, залегающих на поверхности, около $2,0 \text{ г/см}^3$. Но с глубиной под нагрузкой вышележащих слоев плотность песчано-глинистых осадков быстро возрастает до $2,5\text{--}2,6 \text{ г/см}^3$. В то же время плотность каменной соли под давлением почти не изменяется. В результате на глубине около 900 м плотность каменной соли уравнивается с плотностью покрывающих ее осадков. А глубже ее плотность становится меньше средней плотности песчано-глинистых пород, причем чем глубже, тем больше разница. Таким образом, с глубины около 900 м возникает обстановка инверсии плотностей: плотность соли становится меньше плотности покрывающих пород. Некоторое дополнительное, хотя и небольшое, снижение плотности каменной соли происходит и под влиянием возрастающей с глубиной температуры. На плотность песчано-глинистых пород температуры, существующие на глубине 1—2 км, влияют меньше.

Обстановка инверсии плотности механически неустойчива. Достаточно

В областях развития последней можно, как это видно из предыдущего, выделить в вертикальном геологическом разрезе три комплекса пород: нижний, подстилающий пластичную серию, средний — пластичный, и верхний, покрывающий пластичную серию.

Пластичными породами, образующими средний комплекс, бывают: каменная соль, гипс, глина, мергели, тонкослоистая перемежаемость всех этих пород. Из них соль чаще всего является материалом для ядер нагнетания и протыкания. Встречаются также маленькие диапиры с ядрами из угля и торфа.

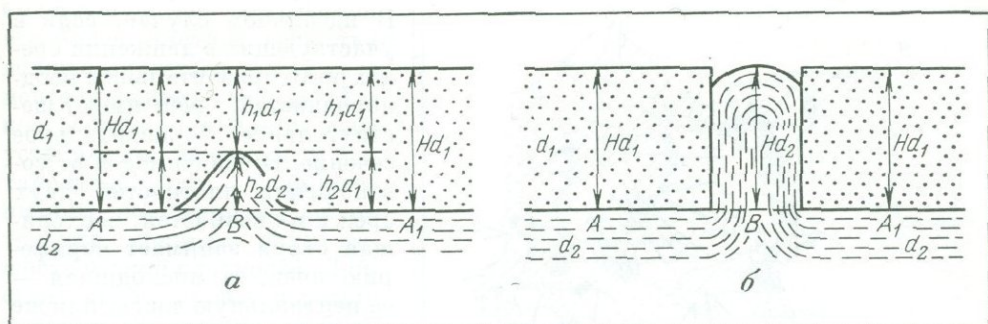


Рис. 18. Схема механизма тектонического нагнетания

а — в условиях инверсии плотностей: плотность покрывающей свиты (d_1) больше плотности подстилающей пластичной свиты (d_2). В точке *В* давление на горизонтальную плоскость *АВА*₁ меньше, чем в точках *А* и *А*₁, так как $h_1 d_1 + h_2 d_2 < h_1 d_1 + h_2 d_2$. Поэтому материал нагнетаемой свиты должен течь к точке *В* (показано стрелками) и высота (h_2) будет возрастать. С увеличением высоты складки увеличивается и разность $h_2 d_2 - h_2 d_2$, что сообщает процессу лавинообразный характер; *б* — плотности покрывающей (d_1) и подстилающей пластичной (d_2) свит равны. Когда образовалась складка нагнетания высотой h_2 , давление на плоскость *АВА*₁ было всюду одинаковым, так как $H d_1 = H d_2$. Дальнейшее поднятие складки невозможно

на поверхности раздела, по которой соприкасаются более плотный материал, лежащий сверху, и менее плотный, лежащий внизу, возникнуть любому отклонению от горизонтальной плоскости, как появляется стремление к лавинообразному росту этой неровности: чем больше неровность, тем больше различие в давлении под неровностью и за ее пределами на любую горизонтальную плоскость внутри соли (рис. 18).

Однако, реализуется ли это стремление, начнется ли движение более плотного материала вниз, а менее плотного вверх, зависит от способности этих материалов двигаться и деформироваться, от их вязкости и прочности. При комнатной температуре каменная соль не обладает пластичностью, достаточной для течения под собственной тяжестью. Но с повышением температуры вязкость соли и предел ее пластичности быстро падают. Соль становится вполне текучей при температуре выше 200°C . При этой же температуре предел ее пластичности падает в 2 раза (с 9 до $4,5 \text{ г/см}^3$). В районах с мощным покровом осадочных пород такая температура достигается на глубине 4—5 км. Последняя наиболее благоприятна для течения соли в обстановке инверсии плотностей. Что касается свойств вышележащей толщи, способствующих деформации, то среди них большую роль играют как вязкость, так и прочность. Наблюдения показывают, что и та и другая обычно достаточно низки, чтобы позволить верхнему комплексу слоев изгибаться и разрываться под давлением пластичной серии. Имеет значение и пористость осадков, допускающая их уплотнение с уменьшением объема: было установлено, что в пределах некоторой полосы в непосредственной близости к ядру протыкания породы верхнего комплекса не только разламываются, превращаясь в брекчию, но и уплотняются при раздвигании их ядром.

С физической стороны процесс формирования складок нагнетания в условиях инверсии плотности аналогичен конвекции. Но это не тепловая конвекция, в процессе которой один и тот же материал то нагревается и всплывает, то охлаждается и тонет. В нашем случае это конвекция гравитационная, однократная, состоящая в том, что материал с большей плотностью опускается вниз, а находящийся под ним материал с меньшей плотностью поднимается вверх и обратного движения не происходит. Такая однонаправленная конвекция называется также «адвекцией».

Многочисленными экспериментами установлены те «узоры движения», которые закономерно возникают при конвекции. Движение распадается на струи, которые группируются в ячей. Каждая ячей состоит из восходящей струи, образованной поднимающимся материалом меньшей плотности, и нисходящей струи, составленной материалом большей плотности.



Рис. 19. Группирование диапировых куполов в неправильные кольца и многоугольники. Прикаспийская синеклиза (поверхность предверхнемиоценового среза)

а — почти сплошные кольцевые массивы, Центральная зона; б — прерывистые кольцевые массивы, Хобдинская зона (по А. М. Сычевой-Михайловой)
1 — прорванные соляные купола; 2 — скрытопрорванные соляные купола; 3 — соляные перешейки; 4 — грабены соляных куполов; 5 — первичные компенсационные мульды; 6 — разломы; 7 — купола вторичной генерации; 8 — надсводовые мульды оседания. Уразбайтобе, Майлисай и др. — названия куполов

ячей. В этих природных ячейках легкий материал всплывает по их периферии, а опускание тяжелого материала сосредоточено во внутренней части. Геофизические данные показывают, что купола на глубине соединяются в сплошные соляные рамки, окружающие внутреннюю часть ячеек. Разделение таких рамок кверху на колонны диктуется тем, что поскольку цилиндр при одном и том же объеме обладает наименьшей боковой поверхностью из всех равнообъемных геометрических фигур, проникновение соли в вышележащие породы в виде цилиндров энергетически наиболее выгодно, так как при этом трение является наименьшим. Там, где на поверхности можно увидеть более глубокий срез структуры, сходной со структурой Прикаспийской синеклизы, эти соляные рамки удастся наблюдать непосредственно. Примером является Ишимбаевское Приуралье (рис. 20). Здесь конвекционные ячейки полностью окружены рамками соли кунгурского возраста, а внутренние части тех же ячеек сложены лежащими стратиграфически выше отложениями уфимского яруса, образующими мульды.

В соответствии с тем, что было установлено для процесса конвекции, размер ячеек, образуемых диапировыми куполами, прямо связан с мощностью соляной толщи. Например, в центральных районах Прикаспийской синеклизы, где соленосная толща имеет большую мощность, размер ячеек больше, чем по периферии впадины, где соленосная толща тоньше.

Предельным состоянием при однонаправленной конвекции (адвекции)

В идеальном случае, если в участвующих в движении средах нет горизонтальных неоднородностей, ячейки имеют шестиугольное горизонтальное сечение. В зависимости от соотношения плотностей двух сред и их вязкостей, восходящая струя занимает периферию ячеек, а нисходящая — ее центральную часть, или же расположение струй оказывается обратным. Горизонтальный размер ячеек зависит от толщины участвующих в конвекции слоев, главным образом нижнего слоя, имеющего меньшую плотность. Чем больше мощность нижнего слоя, тем крупнее ячейки. С очень грубым приближением можно считать, что диаметр ячеек в три раза превышает мощность нижнего слоя.

В целом ряде случаев можно наблюдать группирование природных диапировых куполов в неправильные кольца или многоугольники. Таково, например, расположение некоторых групп соляных диапировых куполов в Прикаспийской синеклизе (рис. 19). Очевидно, в таком группировании мы можем видеть проявление процесса образования конвекционных

будет полное перевертывание: все более плотное вещество должно оказаться внизу, все менее плотное — вверх. Такое состояние является уже устойчивым, поскольку оно характеризуется наиболее низким положением центра тяжести системы двух веществ разной плотности. Действительно, полное перевертывание неизменно наблюдается при моделировании диапировых куполов с помощью обычных для этого типа тектонических моделей маловязких эквивалентных материалов — битума, имитирующего соль, и сахарного сиропа — вместо покрывающих пород. Стадии эксперимента можно видеть на рис. 21.

Но в природных складках нагнетания полного перевертывания не происходит. Рост диапировых куполов обычно останавливается на той или иной глубине под поверхностью. Из предыдущего рассмотрения условий образования природных складок нагнетания причины такой неполноты адвекции ясны.

Во-первых, по мере подъема соли соотношение плотностей между солью и покрывающими породами изменяется таким образом, что подъемная сила, вызывающая движение соли вверх, уменьшается. Когда соль проникает в вышележащие породы, последние становятся из покрывающих вмещающими. Чем ближе к поверхности, тем меньше их плотность, тогда как плотность соли изменяется мало. В результате, по мере продвижения соли вверх разница плотностей уменьшается и подъемная сила соответственно падает. На последних стадиях подъема соль стремится в большей степени растекаться в стороны между слоями, чем протыкать их и подниматься выше. В это время в кровле диапирового ядра образуются козырьки, навесы (оверхенги) и ядро принимает грибообразную форму.

Во-вторых, по мере того, как соль поднимается выше, она попадает в зоны все более низких температур и ее вязкость и предел пластичности повышаются. В связи с этим течение соли все больше затрудняется.

Причиной прекращения подъема диапирового ядра может быть также иссякание источника соли в связи с пережиманием питающего соляного слоя.

Активность процесса нагнетания зависит также от исходной мощности каменной соли. Если она мала, нагнетание вообще может не развиваться. Дело в том, что поскольку размер конвекционных ячеек прямо зависит от

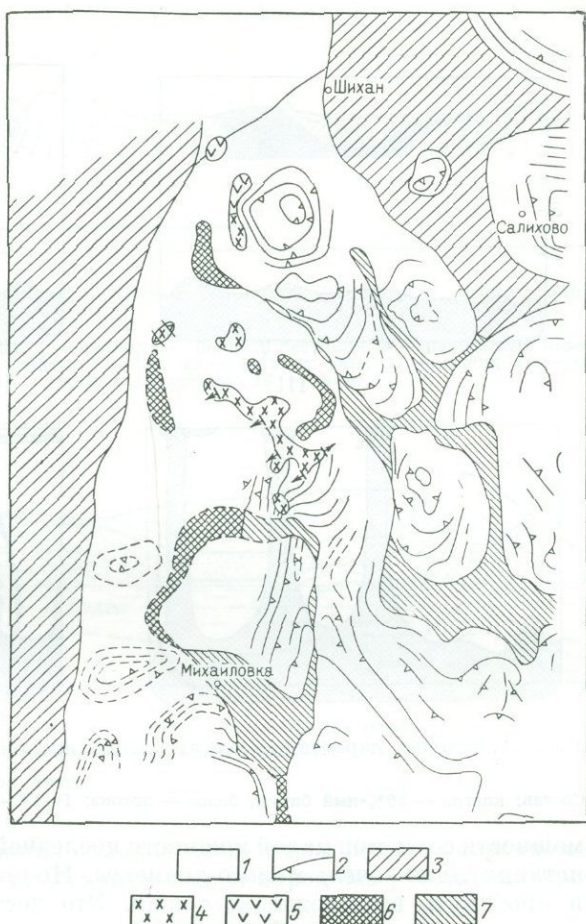


Рис. 20. Схематическая тектоническая карта района Ишимбаево (по А. А. Богданову)

1 — уфимские слои; 2 — залегание уфимских слоев; 3 — область приподнятого залегания кунгура в пологих структурах; 4 — погребенные массивы артинского ложа; 5 — места вероятного расположения массивов, по данным геофизики; 6 — скрытые диапиры; 7 — выходы кунгура в диапирах

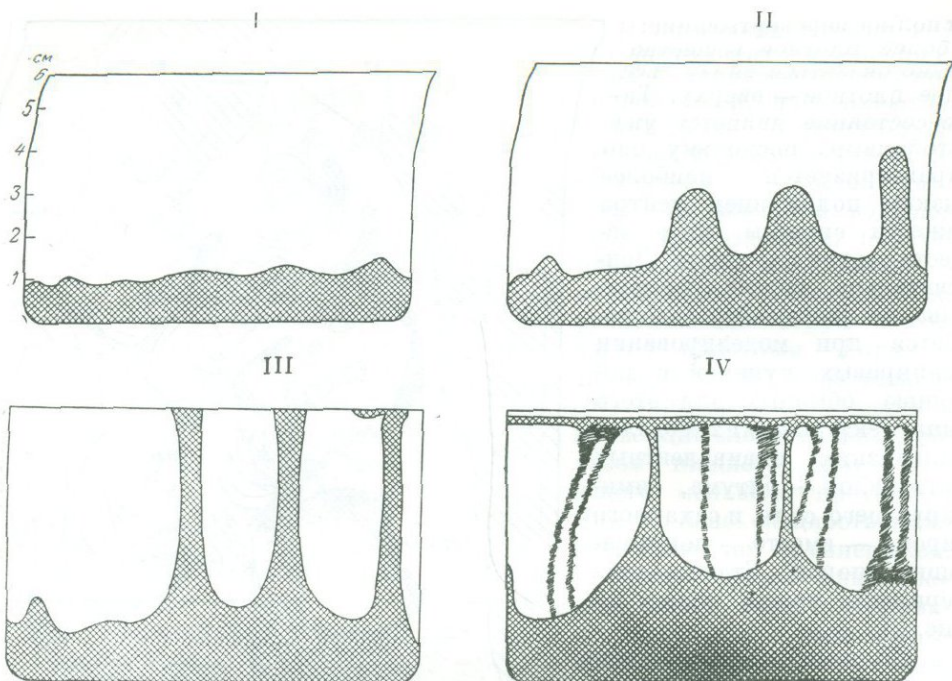


Рис. 21. Стадии перемещения двух вязких жидкостей (по А. М. Сычевой-Михайловой)

Состав: клетка — 55%-ный битум, белое — паточка; I—IV — стадии

мощности соли, при малой мощности последней могут образовываться ядра нагнетания лишь очень малого диаметра. Но они не в состоянии деформировать и проткнуть вышележащие толщи. Это доступно только широким ядрам, имеющим большую суммарную подъемную энергию, достаточную, чтобы выгнуть вверх покрывающие породы, преодолеть их прочность и разорвать.

Механизм образования ядер нагнетания и протыкания, сложенных не солью, а другими породами, в условиях инверсии плотностей, остается таким же. Например, глины, насыщенные водой с высоким поровым давлением, имеют плотность значительно более низкую, чем уплотненные осадки, и условия образования ядер нагнетания и протыкания в них аналогичны тем, которые сопровождают соляные ядра.

На процесс формирования складок нагнетания и в первую очередь на форму их ядер существенное влияние оказывает строение верхнего комплекса пород. Наличие в нем разрывов, естественно, определяет места и форму нагнетания пород пластичной серии. Разрывы могут быть предшествующими по отношению к процессу нагнетания, но могут возникать и во время последнего. Они настолько облегчают подъем пластичной серии, что в целом ряде случаев пластичные породы сквозь вершину складки нагнетания могут быть выкаты на поверхность и образовать на ней небольшие «выдавленные» шарики (рис. 22).

Как было сказано выше, нижний комплекс пород («фундамент» складки нагнетания) может и не принимать участия в дислокациях. Но во многих случаях его рельеф характеризуется ступенчатостью, связанной с глыбовыми вертикальными движениями. В этих случаях ядра нагнетания в покрывающей пластичной серии располагаются преимущественно над уступами фундамента. Очевидно, при глыбовых движениях в фундаменте, над разрывами, разделяющими глыбы, образуются если не разрывы, то ослабленные зоны, проникающие в пластичную серию и даже в верхний комплекс пород. По этим зонам и происходит нагнетание пластичного материала.

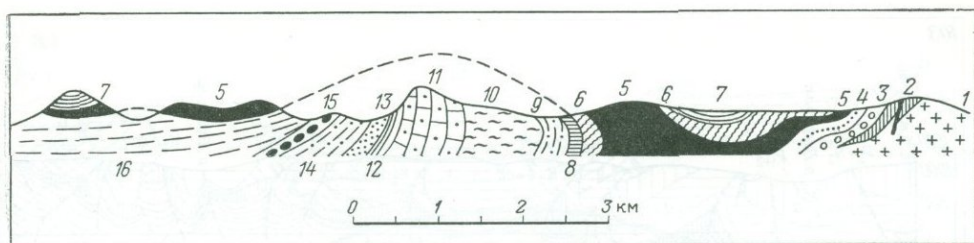


Рис. 22. Шариаж диапирового происхождения в Провансе (Франция). Антиклиналь Гро Серво (по Корюа)

1 — метаморфические породы; 2 — карбон; 3 — пермь; 4 — пестрый песчаник; 5 — раковистый известняк; 6 — кейпер; 7 — инфралеяс; 8 — леяс; 9 — бат; 10 — верхняя юра; 11 — турон; 12 — апт; 13 — сеноман; 14 — песчаный турон; 15 — турон с рудистами; 16 — сенон

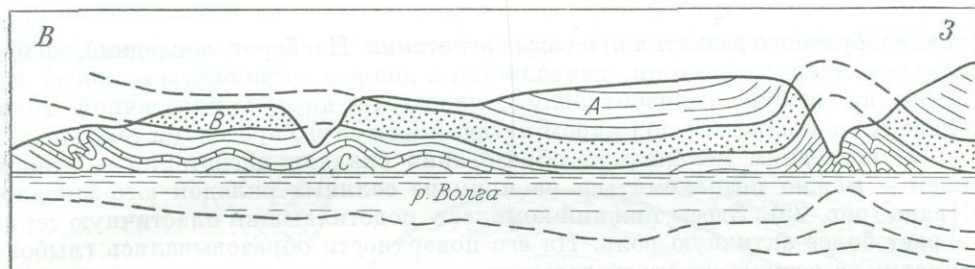


Рис. 23. Складки в пермских отложениях, образованные выжиманием пластичных пород в долины. Район г. Чебоксары (по В. В. Бронгулееву)

A, B, C — разные горизонты татарского яруса

Второй механизм образования складок нагнетания связан с неравномерностью давления нагрузки на пластичную серию пород без участия инверсии плотностей.

Неравномерность нагрузки бывает вызвана неровностями рельефа. Если неглубоко под поверхностью горизонтально залегает мощная пластичная серия пород, а рельеф поверхности рассечен, то пластичные породы могут быть выжаты из-под водоразделов, где нагрузка на них больше, в сторону долин, где нагрузка меньше. Очевидно, для этого разность давлений должна превысить предел ползучести пластичных пород. Нагнетание пластичных пород приведет к увеличению их мощности под долиной. Одновременно они могут сминаться в складки. Так образовались, например, складки в слоях татарского яруса в некоторых долинах Поволжья (рис. 23).

Неравномерность нагрузки иногда связана с плотностной неоднородностью лежащих над пластичной толщей пород. Глины при этом выжимаются из-под тяжелых песчаников и сминаются в складки, концентрически опоясывающие линзы.

Неравномерность нагрузки на пластичные породы часто вызывается разрывами в вышележащей толще. Под каждым разрывом и под всей более или менее широкой зоной перетирания пород, сопровождающей разрыв, давление на подстилающую толщу меньше, чем под ненарушенными породами, и поэтому материал пластичной серии может нагнетаться в такие зоны. Примером являются складки нагнетания на юго-восточном Кавказе, где ядра нагнетания сложены преимущественно глинами баррема и нижнего апта, а покрывающие породы представлены песчаниками, известняками и другими плотными породами верхнего апта, альба, верхнего мела и палеогена. В плане эти складки вытянуты по разрывам и относятся к морфологическому типу гребневидной складчатости (рис. 24).

Для всех складок нагнетания, в механизме которых не участвует инверсия плотностей, общим является то, что в них нет условий для

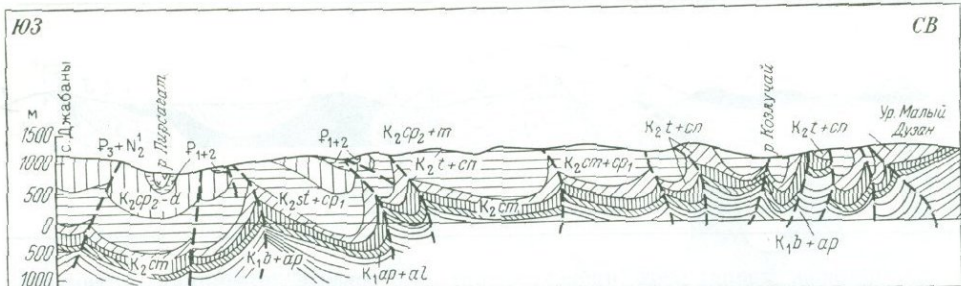


Рис. 24. Гребневидная складчатость нагнетания. Юго-восточный Кавказ (по А. В. Вихерту и др.)

лавинообразного развития процесса нагнетания. Наоборот, последний, по мере подъема ядер нагнетания, замедляется и должен остановиться, когда давление на любую горизонтальную плоскость внутри пластичной толщи окажется одинаковым под ядром нагнетания и за его пределами (см. рис. 19).

С последним механизмом образования складок нагнетания — отжиманием — можно познакомиться на примере соляных складок юго-западного Ирана (рис. 25). Здесь нижний комплекс, подстилающий пластичную серию, играет более активную роль. На его поверхности образовывались глыбовые складки, в результате чего пластичная соленосная толща оказалась зажатой между породами этого комплекса и покрывающей твердой песчано-глинистой толщей. Соль отжималась в стороны из мест вертикального сплющивания и прорывалась к поверхности там, где верхний комплекс был ослаблен разрывами. Несомненно, что в качестве дополнительных факторов здесь действовали также и инверсия плотностей и неравномерность нагрузки.

Складчатость нагнетания широко распространена в областях мощного накопления осадочных толщ, остающихся неметаморфизованными и содержащих в разрезе серии пластичных пород, в особенности соленосные. Такими областями являются передовые и межгорные прогибы орогенных зон и глубокие синеклизы платформ. На Восточно-Европейской платформе, кроме Прикаспийской синеклизы, складки нагнетания в форме диапировых куполов широко развиты в Днепровско-Донецкой синеклизе. Гребневидные складки нагнетания с глиняными ядрами известны в Терско-Кубанском передовом прогибе Кавказской орогенной зоны, а также в Куринско-Рионском межгорном прогибе той же зоны. Уже упоминались диапировые купола в Предуральском передовом прогибе. Складки нагнетания развиты в Ленском передовом прогибе, принадлежащем к орогенной зоне байкальского возраста. В последнем случае ядра складок нагнетания сложены соленосными сериями кембрия.

Складки нагнетания растут длительно и постепенно, так же как и глыбовые складки. Они образуются на фоне регионального опускания земной коры и накопления осадков, т. е. консолидационно. Подобно глыбовым складкам, рост их во времени неравномерен: эпохи ускоренного роста сменяются более спокойными периодами и полными остановками.

В Прикаспийской синеклизе соль ядер диапировых куполов по возрасту кунгурская (ранняя пермь). В течение поздней перми и раннего триаса протекал начальный этап формирования диапировых структур. Позже, в течение мезозоя и кайнозоя, купола продолжали подниматься, в общем, непрерывно, но с чередованием периодов усиления и ослабления роста. Первый этап усиления подъема диапировых ядер приурочен к предподнектриасовому времени. Затем усиления роста были отмечены для предсреднеюрского, предготеривского, предподнесантонского времени, а также для периода с конца олигоцена до начала позднего плиоцена. Все эти периоды совпадают во времени с региональными поднятиями коры. Причины такого совпадения не установлены.

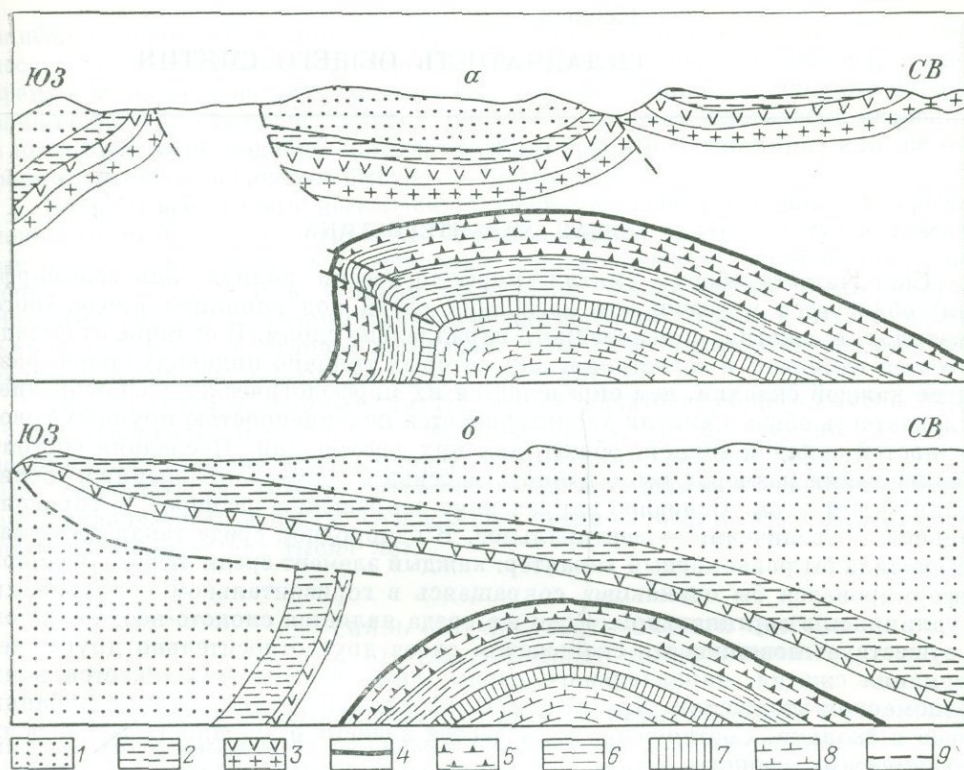


Рис. 25. Профили через складки Юго-Западного Ирана (по материалам Британской нефтяной компании)

а — складки Лали; б — складка Ага-Джари; 1 — верхний фарс; 2 — средний фарс; 3 — нижний фарс; 4 — кепрок; 5 — эсмарские известняки; 6 — эоцен — олигоцен; 7 — верхний мел; 8 — средний мел и древнее; 9 — разрывы

Некоторые складки нагнетания растут и в настоящее время. Геодезические измерения на куполах в районе оз. Баскунчак указывают на современный рост куполов со скоростью нескольких миллиметров в год.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Складчатость общего смятия (морфологически полная, или голоморфная) образуется в результате изгибания слоев под влиянием продольного сжатия, т. е. сжатия, направленного параллельно слоям. В отличие от складчатостей глыбовой и нагнетания, для которых типично индивидуальное развитие каждой складки, чем определяется их морфологическое разнообразие, складчатость общего смятия характеризуется подчиненностью крупных совокупностей складок единой, общей, для них деформации. Последняя состоит в сокращении размеров всего данного массива в одном направлении и увеличении — в другом. Основное направление сокращения размеров — горизонтальное, а увеличения — вертикальное. В однородной среде такая деформация носила бы равномерный характер: каждый элемент среди любого размера деформировался бы одинаково, сокращаясь в горизонтальном направлении и удлиняясь в вертикальном. Если же среда является слоисто-неоднородной и существует возможность скольжения слоев друг относительно друга, деформация сжатия, параллельного слоям, лишь частично выражается в их равномерном утолщении. Другая часть деформации реализуется в изгибании слоев в складки. Соотношение этих частей зависит от мощности слоев и их механических свойств.

МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ

ИСТОРИИ СКЛАДЧАТОСТИ ОБЩЕГО СМЯТИЯ

В отличие от складок глыбовых и нагнетания складки общего смятия постседиментационны. Их возраст устанавливается не по изменению мощностей и фаций отложений в пределах отдельных складок, а по угловому несогласию. Последнее представляет собой структурный результат некоторой цепи событий, а именно:

- а) накопления первой толщи слоев;
- б) смятия этих слоев в складки;
- в) поднятия смятых в складки слоев в зону размыва;
- г) размыва и образования поверхности денудации на смятых в складки породах;
- д) опускания поверхности денудации в область накопления и отложения новой толщи осадков.

Если события «в» и «г» не происходили бы и слои после смятия их в складки не поднимались и не размывались бы, углового несогласия не могло бы возникнуть и этот признак возраста складчатости не существовал бы. Но все геологические данные говорят за то, что образование складок общего смятия, действительно, тесно и закономерно связано с поднятием земной поверхности, которое ведет к размыву и выработке денудационной поверхности. Однако последующее опускание, необходимое для накопления новой толщи и образования углового несогласия (стадия «д»), уже представляет собой самостоятельное явление, которое может либо состояться, либо нет. В последнем случае мы теряем возможность определить верхний предел возраста складчатости.

Поскольку событие «д» не связано с предыдущими, интервал геологического времени, скрытый в том или ином угловом несогласии, может иметь самую различную продолжительность. Наиболее точно определить возраст складчатости можно по тем угловым несогласиям, которые соответствуют

наиболее коротким интервалам времени. Такие кратковременные угловые несогласия представляют интерес и для решения другого вопроса, в свое время весьма активно обсуждавшегося, а именно вопроса о скорости образования складчатости общего смятия: образуется ли она геологически медленно, в некоторой мере подобно складчатости глыбовой и нагнетания, или же она формируется геологически быстро — толчком.

Если бы все угловые несогласия заключали в себе длительные перерывы, можно было бы предполагать, что складки общего смятия растут в течение всего такого перерыва, т. е. медленно. Однако известны случаи, когда интервал, заключенный в угловом несогласии, геологически очень краток. Например на юго-восточном Кавказе между верхним титонем и нижним валанжином наблюдается угловое несогласие в 35° . На Малом Кавказе отмечено угловое несогласие между кампаном и маастрихтом.

Такие случаи позволяют считать, что складчатость общего смятия образуется геологически быстро. В геологическом масштабе времени такой акт деформации, действительно, может рассматриваться как толчок. Это — фаза складчатости. Весьма затруднительно определить продолжительность фазы складчатости в годах. Существуют предположения, что она не превышает нескольких сот тысяч лет.

СВЯЗЬ СКЛАДЧАТОСТИ ОБЩЕГО СМЯТИЯ С КОЛЕБАТЕЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Складчатость общего смятия приурочена исключительно к геосинклиналям. Это указывает на ее связь с тем режимом глыбово-волновых колебательных движений, который характерен для геосинклиналей, т. е. с режимом движений большой амплитуды и больших градиентов. Кроме того, внутри геосинклиналей складчатость общего смятия особенно интенсивна в зонах наиболее резких контрастов вертикальных движений коры. Контрасты могут быть выражены либо большими градиентами мощностей захваченных складчатостью отложений, либо крутыми перепадами неотектонического рельефа (если складчатость является молодой), либо и теми и другими. Например, на Большом Кавказе складчатость общего смятия развита на южном склоне хребта и местами захватывает его осевую часть. В то же время на северном склоне Большого Кавказа складчатость общего смятия почти полностью отсутствует и этот склон представляет собой пологую моноклиналь. Интенсивная складчатость южного склона образовалась в течение палеогена и неогена в мезозойских отложениях. Распределение мощностей мезозоя указывает на то, что как раз там, где сейчас находится южный склон хребта, протягивалась зона быстрого перехода от больших мощностей мезозоя в хребте к малым мощностям в Куринской депрессии. Это — зона больших градиентов мощностей мезозоя. В то же время убывание мощности мезозоя от оси современного хребта к его северным предгорьям (к Скифской эпигерцинской платформе) происходит очень постепенно, без значительного градиента. Вместе с тем южный склон хребта является крутым, тогда как северный полог, т. е. распределение неотектонических движений создало большие контрасты рельефа на южном склоне и малые на северном (рис. 26).

Мы особенно подчеркиваем связь складчатости общего смятия с большими градиентами глыбово-волновых движений, так как иногда высказывается взгляд, что эта складчатость связана не с контрастностью вертикальных движений, а с их амплитудой и прежде всего с амплитудой прогибания земной коры: где прогибание больше, там и складчатость сильнее. Но в Прикаспийской синеклизе мезо-кайнозойское прогибание имело амплитуду не меньше 10 км, что превышает амплитуду прогибания в большинстве районов Кавказа; однако в синеклизе нет складчатости общего смятия, а на Кавказе она есть. Различие заключается в контрастности вертикальных движений, которая очень мала в Прикаспийской синеклизе и очень велика на Кавказе.

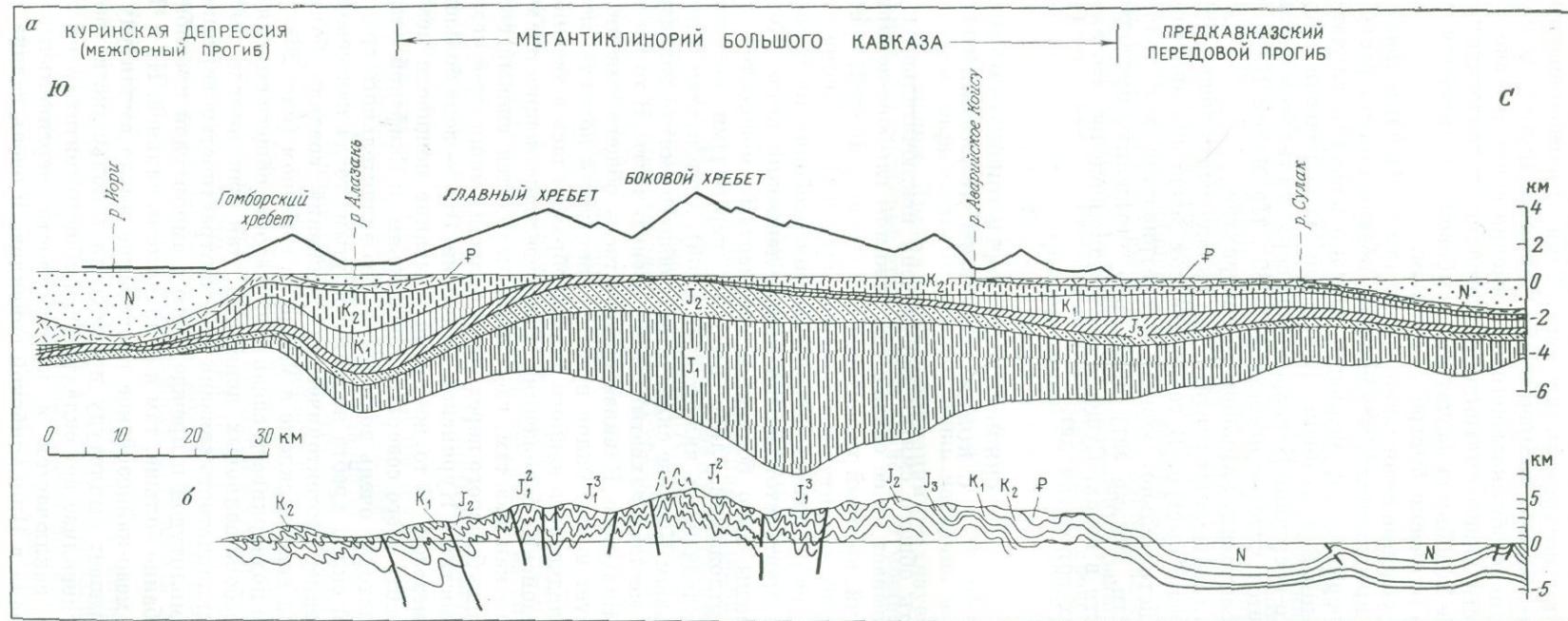
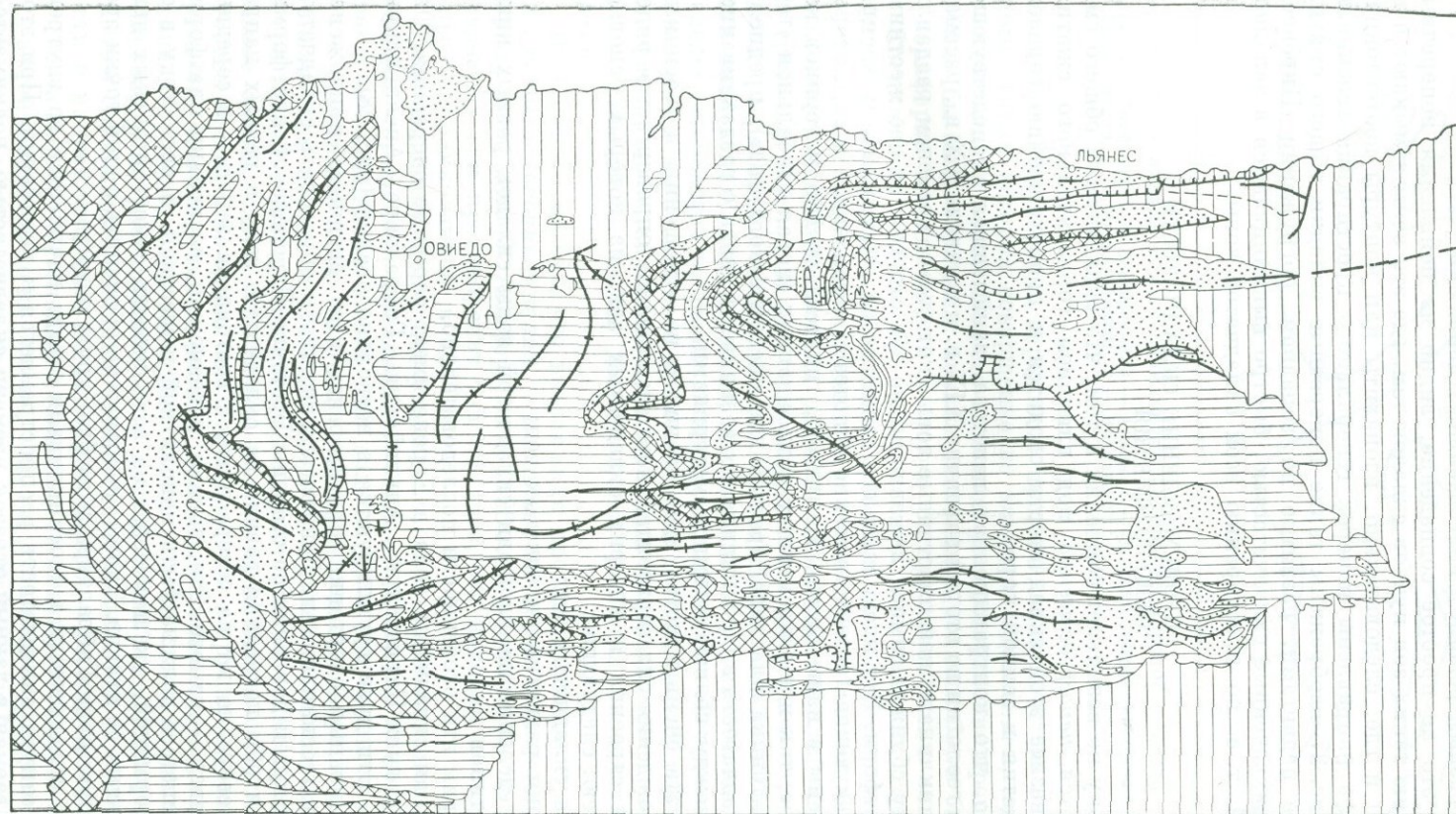


Рис. 26. Сопоставление мощностей мезо-кайнозоя неотектонического рельефа (а) и складчатой структуры (б) Главного Кавказского хребта (составил В. Н. Шолпо)



0 5 10 15 20 км

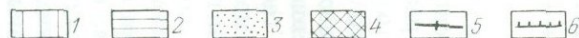


Рис. 27. Поперечные складки на западном погружении Пиренеев

Породы: 1 — третичные и мезозойские, 2 — верхне- и среднекаменноугольные, 3 — нижнекаменноугольные и девонские, 4 — силурийские, ордовикские и кембрийские; 5 — оси антиклиналей; 6 — надвиги, стрихи — в сторону надвигания

На многих примерах было отмечено, что простираание складок общего смятия, как правило, параллельно простираанию изопахит или контурам основных форм неотектонического рельефа. Складки вытянуты в связи с этим вдоль зон с разным режимом колебательных движений.

То, что это не простое совпадение, видно из появления поперечных к простираанию таких зон пучков складок там, где эти зоны замыкаются по простираанию и где, следовательно, изопахиты или контуры неотектонического рельефа направлены поперек генерального простираания геосинклинали. На рис. 27 изображены такие поперечные складки общего смятия, усложненные надвигами, развитые на западном погружении Пиренеев, где толщи, захваченные складчатостью, быстро выклиниваются в западном направлении, т. е. по простираанию всей складчатой зоны.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ ОБЩЕГО СМЯТИЯ

Поскольку не возникает сомнения в том, что складчатость общего смятия образуется непосредственно под влиянием горизонтального сжатия, вопрос о генезисе этой складчатости сводится к происхождению горизонтального сжатия в земной коре.

Известно, что контракционная гипотеза, занимавшая господствующее положение в геологии во второй половине XIX в. и в начале XX в., рассматривала геосинклинали как пластичные зоны, которые со временем раздавливались между сближавшимися лежащими по обе стороны от нее жесткими глыбами платформ. Эту идею внешнего давления на геосинклиналь восприняли и последующие геотектонические гипотезы, в том числе и те, которые распространены в наше время. Например, гипотеза дрейфа материков как в старом виде, так и в современных модификациях (новая глобальная «тектоника», «тектоника пластин», «растекание океанического дна»), предполагает, что складчатость в геосинклиналях возникает в связи с раздавливанием последних между сближающимися материками.

Однако эта очень простая идея внешнего по отношению к геосинклинали происхождения сил горизонтального сдавливания опровергается рядом особенностей строения и истории складчатых зон, из которых основное значение имеют следующие:

- а) форма складчатых зон;
- б) история развития складчатых зон;
- в) распределение на площади складчатой зоны складок разных кинематических типов.

Рассмотрим эти особенности последовательно.

Альпийская складчатая зона в Европе имеет сложные очертания. Она образует ряд дуг: Карпатскую, Альпийскую, Гибралтара, Апеннинскую, Балканскую. Эти дуги группируются в несколько овалов (рис. 28).

Такие сложные очертания противоречат идее внешнего приложения сил сжатия к геосинклинали. Действительно, чтобы образовать складчатую дугу Карпат путем давления со стороны Восточно-Европейской платформы, необходимо, чтобы последняя давила на складчатую зону в разных направлениях: с севера на юг на севере дуги, с востока на запад — в середине и с юга на север — на юге. Это, однако, невозможно, поскольку платформа по той же гипотезе должна быть монолитной и жесткой, и поскольку в ее теле нет деформаций, указывающих на возможность самостоятельных движений отдельных ее кусков. Также невозможно объяснить с этой точки зрения складчатую дугу Гибралтара и любую другую дугу.

Развитие складчатости в геосинклинали всегда начинается во внутренних частях, откуда складчатость распространяется к периферии. При этом зона, охватываемая в данный отрезок времени складчатостью, поднимается, а перед фронтом такого поднятия образуется прогиб. По мере расширения зоны, охваченной складчатостью, прогиб смещается к периферии геосинкли-

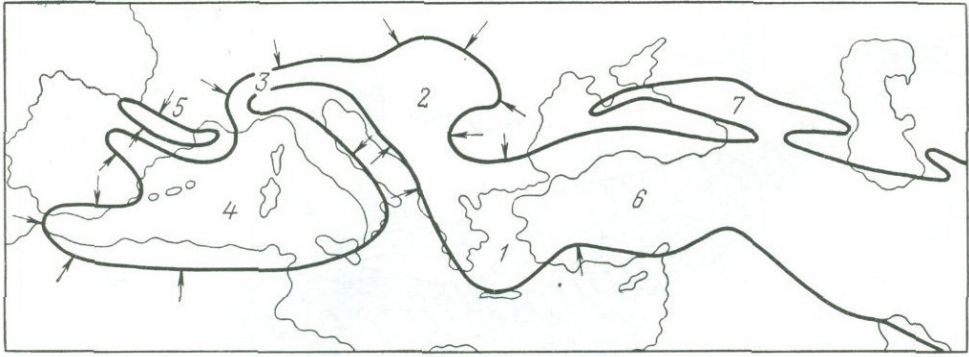


Рис. 28. Схема альпийской геосинклинали Средиземноморской области

Овалы: 1 — Эгейский, 2 — Венгерский, 3 — Альпы, 4 — Западно-Средиземноморский (Альборанский), 5 — Пиренейский, 6 — Малоазиатский, 7 — Кавказский

нали и, наконец, в форме передового прогиба «накатывается» на край платформы. Такая история совершенно не вяжется с давлением, приложенным к геосинклинали извне. Под его влиянием распространение процессов должно было бы быть обратным: первые дислокации должны были бы возникать на периферии геосинклинали и отсюда распространяться к ее оси.

Специальные наблюдения показывают, что, вопреки сложившемуся мнению, складчатость общего смятия отнюдь не охватывает всей площади геосинклинали. Она занимает лишь некоторые полосы внутри нее, и эти полосы бывают окаймлены зонами развития складчатостей глыбовой и нагнетания (рис. 29). Последние два типа складчатости, во всяком случае, преобладают на периферии геосинклиналей. Но глыбовая складчатость и складчатость нагнетания, как известно, не связаны с горизонтальным сжатием: последнее в областях их развития не проявлялось. Это обстоятельство также противоречит идее внешнего приложения к геосинклинали горизонтальных сил сжатия, поскольку такие силы не могли миновать периферические области геосинклинали, чтобы достичь полос развития складчатости общего смятия.

Интересно отметить, что возражения против внешнего происхождения сил сжатия в геосинклиналях, основанные на форме складчатых зон, были впервые высказаны О. Амфферером в 1906 г., а указание на то, что история складчатых зон противоречит той же идее, мы находим в статье П. Фурмарье, опубликованной в 1947 г.

Перечисленные признаки указывают, что горизонтальное сжатие, вызывающее образование складчатости общего смятия, не может быть приложено к геосинклинали извне. Оно должно быть «внутренним», т. е. возникать в результате каких-то процессов, происходящих внутри самой геосинклинали. Эти процессы должны состоять в таком перемещении материала внутри геосинклинали, при котором в некоторых ее зонах происходит продольное сжатие слоев. Например, можно представить себе, что слоистый материал оттекает из одних зон и скапливается в других на более узкой поверхности, чем он занимал раньше, и поэтому сминается в складки. Такой механизм требует, следовательно, чтобы сжатие слоев в одной зоне было компенсировано растяжением их в другой. Если предположить, что перемещение сминаемой в складки толщи слоев вызывается объемной силой тяжести и направлено вниз по склону поднятия, сформированного в результате волновых колебательных движений, то смятия в складки следует ожидать в этой толще где-то на склоне, там, где дальнейшее движение вниз встречает сопротивление со стороны пород, лежащих ниже по склону. А зона растяжения той же толщи или ее полного отсутствия должна находиться вверх склона.



Рис. 29. Морфологические типы складчатости Кавказа (по А. А. Сорскому)

1 — зона доальпийской глыбово-складчатой тектоники; зоны складчатости общего смятия; 2 — полная дисгармоничная складчатость с кливажем; 3 — сильно сжатые дисгармоничные складки с опрокидыванием на юг (южный склон Главного Кавказского хребта); 4 — умеренно сжатые V-образные складки; 5 — зона коробчатых складок, осложненных разломами и мелкой складчатостью; 6 — зона ступенчатых флексур, осложненных небольшими складками и разрывами; 7 — крутая моноклиналь; 8 — зоны простых коробчатых складок; 9 — зоны узких гребневидных антиклиналей, разделенных широкими плоскими синклиналями; 10 — зоны брахискладок, диапировых куполов и грязевых вулканов; 11 — зона крупных брахиформных и куполовидных сводовых поднятий, выраженных в современном рельефе; 12 — моноклиналь, осложненная небольшими флексурами и мелкими сбросами; 13 — зона горизонтального залегания (неоген-четвертичных отложений)

Но можно представить себе, что смятие в складки той или иной толщи происходит в результате того, что в толщу внедряются породы, залегавшие на большей глубине, и что последние раздвигают слои вмещающей толщи, вызывая в них местное горизонтальное сжатие. Подъем материала с более глубокого уровня и внедрение его в породы, залегающие выше, очевидно, требует подтекания глубинного материала к месту его внедрения. Это происходит на разной глубине: как в самой слоистой толще, так и в подстилающем ее кристаллическом фундаменте или даже под земной корой. Такой процесс вполне аналогичен диапиризму и подобно последнему может быть вызван силой тяжести в обстановке инверсии плотности.

Специальные исследования по проблеме происхождения складчатости, проведенные у нас в стране в течение последних 15—20 лет, показали, что эти предположения вполне оправдываются. В качестве основной движущей силы в процессе образования складчатости общего смятия действует сила тяжести. А основными конкретными механизмами складкообразования являются:

- а) стекание или соскальзывание пород со склонов поднятий;
- б) разваливание верхней части относительно поднятого блока пород и давление его на слои относительно опущенного блока;
- в) внедрение «глубинного диапира» и его давление на окружающие породы.

Первый механизм давно известен. Наиболее ясно он проявляется в образовании тектонических покровов гельветского типа. Среди них выделяются покровы течения и покровы скольжения.

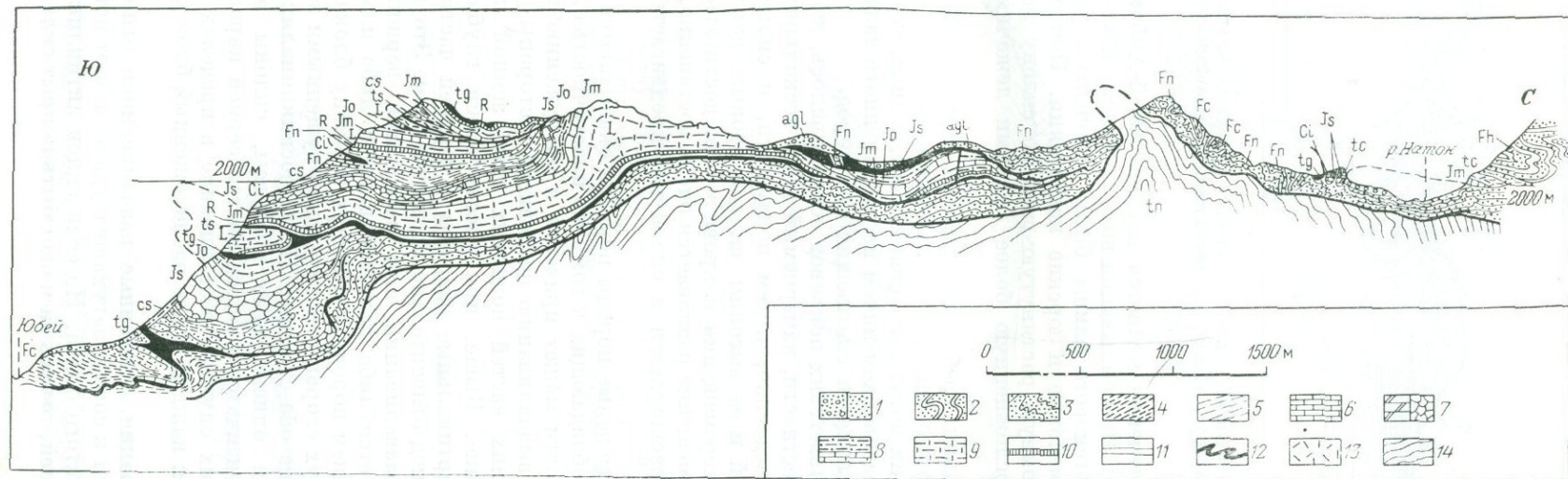


Рис. 30. Гравитационный тектонический покров течения Юбей-Амбрюне, Французские Альпы (по Шнеегансу)

1 — четвертичные отложения (agl); флиш: 2 — верхний приабон (Fh), 3 — лютет-приабон (Fn), 4 — палеоцен (Fc); 5 — верхний мел, известняки (cs); 6 — неоком, известняки (Cl); 7 — верхняя юра, известняки (Js); 8 — средняя юра, известняки (Jo); 9 — нижняя юра, известняки (L); 10 — рэт (R); 11 — верхний триас, аргиллиты (ts); 12 — средний триас, гипсы (tg); 13 — нижний триас, известняки (tc); 14 — бат-оксфорд, глины (th)

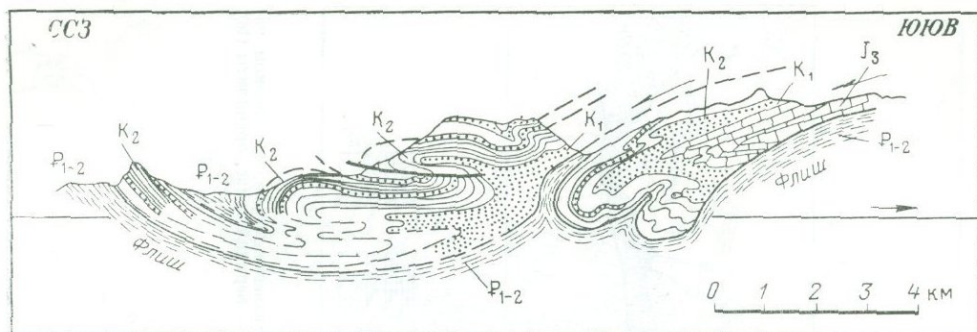


Рис. 31. Нырющие «лбы» покровов гельветского типа в Западных Альпах (по А. Гейму)
Тяжелые глыбы аллохтона «тонут» в породах автохтона и выдавливают их

Примером покрова течения является покров Юбей-Амбрюне во Французских Альпах (рис. 30). При оплывании вниз по склону насыщенной водой пластичной толщи палеогенового флиша были увлечены породы и другого возраста, в частности меловые и юрские известняки. Покров оплывания представляет собой огромную растянутую вниз по склону лежащую антиклинальную складку, осложненную более мелкими лежащими складками и разрывами.

Складчатые деформации, требующие сжатия, в покровах гельветского типа компенсируются растяжением и уменьшением мощности слоев в верхней части покрова. Но они могут быть связаны и с полным отрывом покрова от своих корней и с образованием ничем не заполненного зазора между покровом и коренными выходами слагающих его пород.

Чтобы движение гельветских покровов осуществилось, достаточен чрезвычайно малый уклон местности, измеряемый всего несколькими градусами. Движение происходит медленно, путем ползучести, и сильно облегчается насыщением пород водой и ее высоким внутрикоровым давлением. Дальность горизонтального перемещения покрова может достигать десятков километров. Но такое перемещение развивается очень постепенно, по мере того, как область поднятия расширяется и склон его продвигается все дальше вперед.

Если относительно тяжелые породы покрова оказываются поверх пород с меньшей плотностью, обладающих к тому же пластичностью, то такая вторичная инверсия плотности может привести к погружению тяжелых глыб в мягкий материал и к выдавливанию последнего в стороны (рис. 31).

Разваливание верхних частей поднятых глыб земной коры — весьма распространенное явление. Выше, при рассмотрении глубинных взрывов, уже говорилось, что вертикальные разрывы в верхней части приобретают наклон, направленный под относительно поднятый блок. Это и есть результат гравитационного разваливания или расседания вершины поднятого блока. Оно компенсируется либо растрескиванием, либо пластическим горизонтальным растяжением пород, слагающих вершину блока. Если поднятый блок окаймлен с двух сторон относительно опущенными зонами, то разваливание может быть на обе стороны. Но в геосинклиналях, где главным образом и развиваются описываемые процессы, склоны антиклинорий обычно ступенчатые. Ступенчатость определяется серией параллельных глубинных взрывов. В таких случаях разваливание в пределах одного крыла является односторонним: каждый выше расположенный блок давит на соседний более низкий.

Складчатые деформации, вызванные разваливанием относительно поднятого блока, ослабевают и совсем затухают с удалением от источника давления, т. е. от края поднятого блока. Но если склон антиклинория разделен на большое число ступеней, то весь он может быть покрыт складками, степень

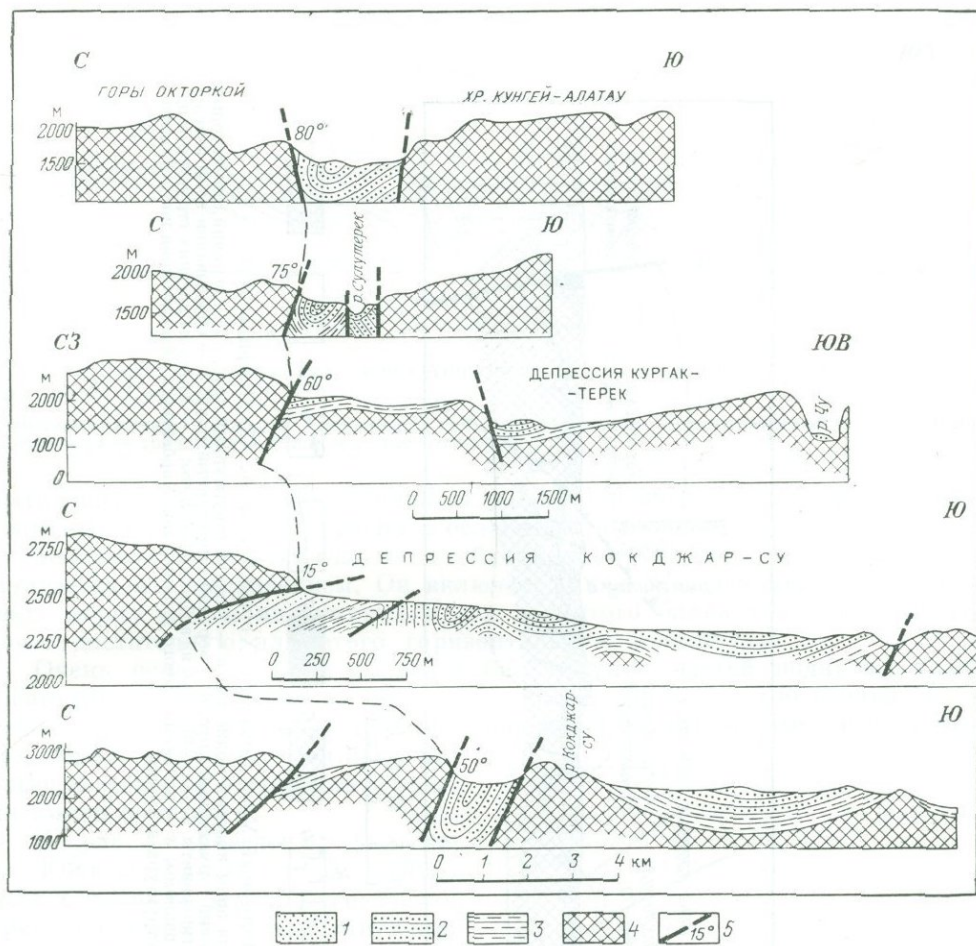


Рис. 32. Изменение по простиранию угла наклона Окторкойского разлома в зоне сочленения хр. Кунгей-Алатау с Киргизским хребтом (Северный Тянь-Шань). Горизонтальный масштаб двух нижних разрезов несколько увеличен (по А. В. Горячеву)

Отложения: 1 — четвертичные, 2 — плиоценовые; 3 — олигоцен-миоценовые; 4 — палеозойские; 5 — разрывы

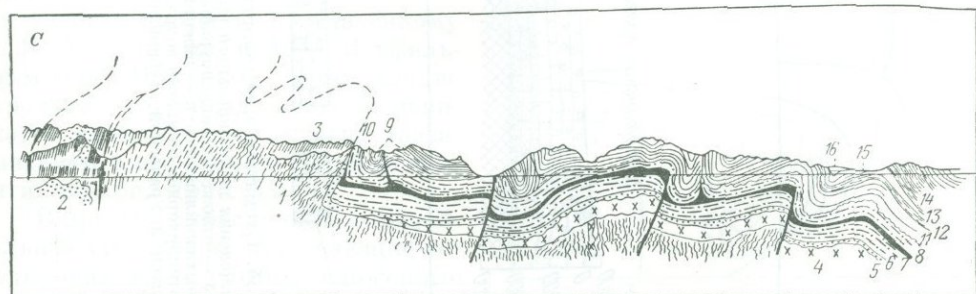


Рис. 33. Разрез через Южные Тессинские Альпы восточнее разрыва Лугано (по А. Гейму, 1919)

1 — древние кристаллические породы; 2 — третичный тоналит и гранит; 3 — каменноугольные породы; 4 — порфирит; 5 — пестрый песчаник; 6—9 — доломит; 10 — рэт; 11 — лейас; 12 — доггер и мальм; 13 — флиш; 14 — молассы; 15 — плиоцен; 16 — четвертичные отложения

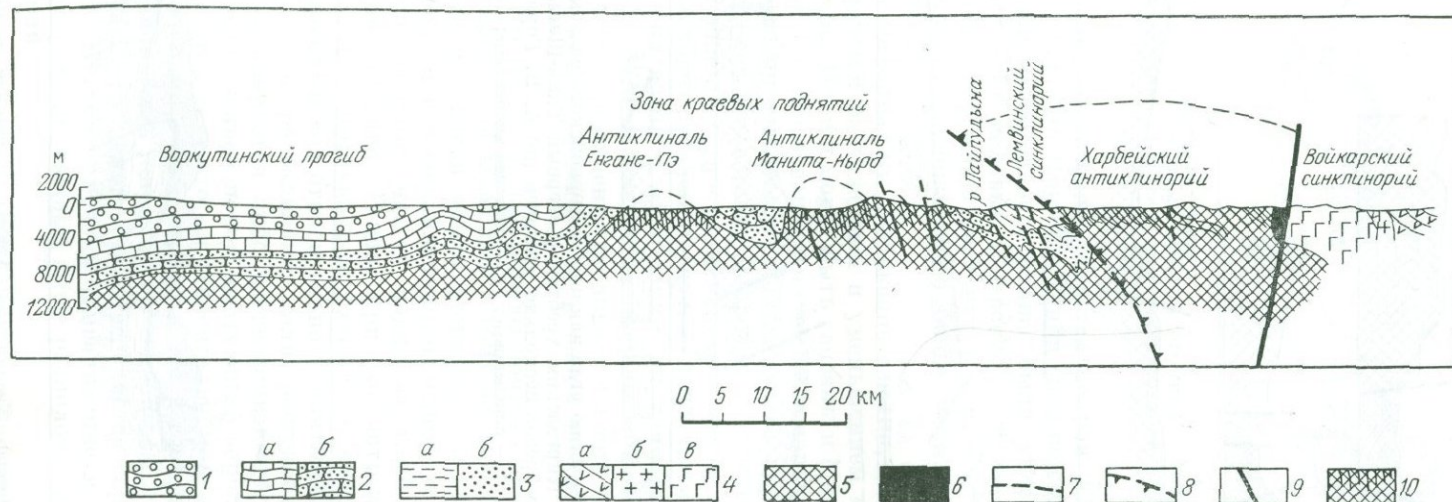


Рис. 34. Схематический геологический профиль через Полярный Урал (по Н. П. Хераскову и А. С. Перфильеву)

1 — отложения периклинального прогиба (C_2 —Т); 2 — отложения зоны краевых поднятий; а — нижний структурный ярус, б — верхний структурный ярус; 3 — отложения западноуральских синклинориев: а — нижний структурный ярус, б — верхний структурный ярус; 4 — образования зоны зелено-каменных синклинориев: а — нижний структурный ярус, б — плагиограниты, в — амфиболиты и габбро-амфиболиты; 5 — выступы древних структур в ядрах антиклинориев (комплекс доуралид); 6 — гипербазиты; 7 — разломы; 8 — надвиг западного ограничения Харбейского антиклинория и его аналоги; 9 — Главный Уральский глубинный разлом; 10 — внутренняя структура доуралид



Рис. 35. Схематический профиль через Аппалачи от шт. Кентукки до шт. Южная Каролина (по В. Бухеру)

1 — метаморфические породы; 2 — герцинские граниты; 3 — нижне- и среднепалеозойские осадочные отложения; 4 — триасовые и более молодые отложения

сжатия которых, однако, различна на разных уровнях склона: она сильнее в верхней части каждой ступени и ослабевает к нижней.

Механизм воздействия поднятого блока на окружающие породы не ограничивается их раздвиганием. Он включает также и выдавливание окружающих пород из-под надвинутых краев поднятого блока там, где надвиги имеют достаточную для этого горизонтальную амплитуду.

Очень ясны признаки разваливания верхних частей поднятых глыб в Тянь-Шане. На рис. 32 изображен разлом, который на относительно глубоких срезах вертикален, а выше наклонен под поднятую глыбу и приобретает облик надвига. Под ним палеоген-неогеновые отложения депрессии смяты в складки.

На рис. 33 приведен профиль через Южные Альпы, по А. Гейму. Здесь хорошо выражена ступенчатая структура южного крыла антиклинория и видно, что в пределах каждой ступени более сжатые складки приурочены к ее северному краю, а к южному они становятся спокойнее. В этом проявляется закономерность, которая указывает на то, что складки на каждой ступени образовались под влиянием давления со стороны соседней относительно поднятой ступени.

Судя по профилю, составленному Н. П. Херасковым и А. С. Перфильевым через Полярный Урал, вполне вероятно, что складчатость Лемвинского синклинория вызвана разваливанием в его сторону Харбейского антиклинория (рис. 34).

В предыдущих случаях горизонтальное давление на окружающие породы оказывали глыбы, сложенные породами заметно более древними, чем сминаемые вокруг них слои. Деформации и метаморфизм в породах поднятых глыб закончились до того, как они были подняты и стали

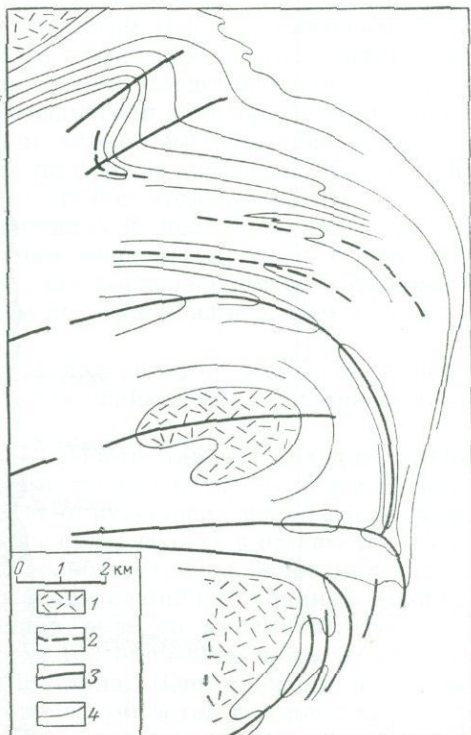


Рис. 36. Схематический план нижнепалеозойских гранито-гнейсовых куполов и складок в каледонидах Норвегии (по Р. Никольсону и Б. Вэлтоку)

1 — гранито-гнейсовые купола; 2 — синклинали; 3 — антиклинали; 4 — условные стратозоигисы.

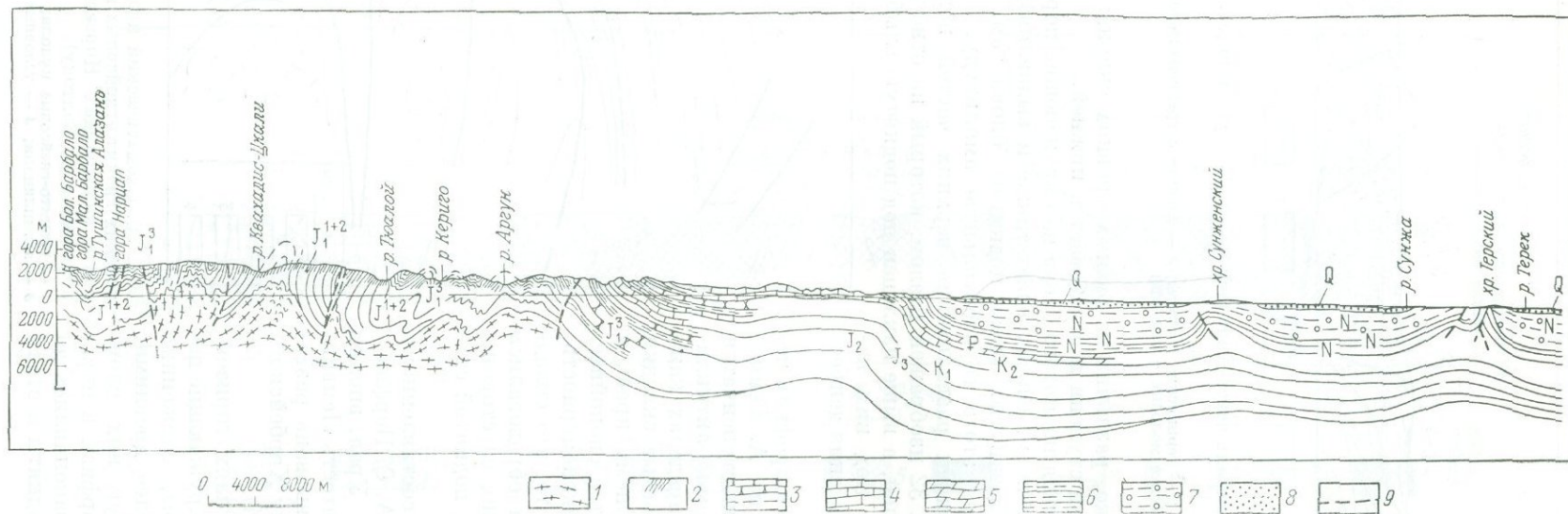


Рис. 37. Разрез через восточную часть Большого Кавказа (по А. А. Сорскому и В. Н. Шолпо)

1 — предполагаемая кровля «гранитного диапира»; 2 — сланцы; 3 — сланцы песчаники; 4 — известняки; 5 — мергели; 6 — глины; 7 — пески и глины; 8 — пески; 9 — тектонические разрывы

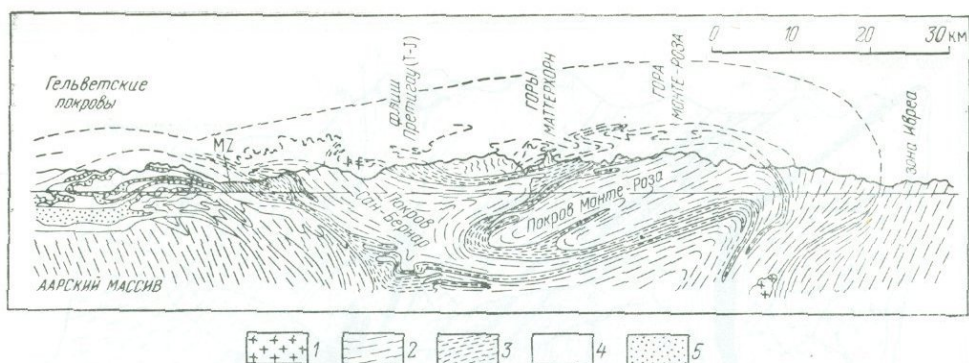


Рис. 38. Пеннинские покровы в Швейцарских Альпах и выжимание из-под них гельветских покровов (по А. Гейму)

1 — третичный гранит; 2 — палеозойские кристаллические породы, активизированные альпийским метаморфизмом; 3 — нижнемезозойские метаморфизованные породы; 4 — мезозойские неметаморфизованные породы; 5 — зоценовый флиш

оказывать механическое воздействие на окружающие толщи. Условно назовем такие глыбы «пассивными».

Но существуют и иные поднятые внутри складчатых зон массивы, оказывающие деформирующее воздействие на окружающие породы. Одни из них сложены породами того же возраста, что и окружающие толщи. Другие — породами хотя и более древними, но испытавшими метаморфизм или гранитизацию одновременно с поднятием. Третьи — гранитами, гранито-гнейсами или гнейсами, образование или, по крайней мере, форма залегания которых тесно связаны во времени с подъемом блока. Это — «активные» массивы или так называемые глубинные диапиры. По механическим свойствам они отличаются от «пассивных» глыб предыдущего типа значительно большей пластичностью во время своего подъема. Следствием этого, в частности, является то, что они не только раздвигали породы, через которые поднимались, но в большей степени, чем «пассивные» массивы, грибообразно растекались поверх окружающих толщ и последние не столько отодвигались, сколько выдавливались в сторону из-под этой покрывки.

У. Бухер объяснял складчатость Аппалачей подъемом центрального метаморфического массива, в значительной степени скрытого сейчас под молодыми осадками низменности Пидмонт, его расположением поверх примыкающей осадочной серии и выдавливанием последних из-под него в сторону (рис. 35).

По Г. Рамбергу, аналогичную роль в каледонидах Норвегии играют куполовидные поднятия гнейсов, дугообразно окаймленные складками нижнепалеозойских пород (рис. 36).

В осевой полосе восточной половины Большого Кавказа выходят сильно кливажированные, смятые в изоклинальные тесно сжатые складки нижнеюрские сланцы, полоса которых отделена от окружающих пород разрывами. С удалением от этих выходов в обе стороны складчатость в нижне- и среднеюрских песчано-глинистых свитах быстро ослабевает. Есть основания видеть в зоне сложно дислоцированных нижнеюрских сланцев глубинный диапир, внедрение которого в вышележащие толщи вызвало их смятие (рис. 37).

К глубинным диапирам принадлежат и тектонические покровы глубинного, или пеннинского, типа, известные в Альпах. Они сложены палеозойскими метаморфическими породами, претерпевшими в той или иной мере гранитизацию в конце мезозоя и кайнозоя. То, что пеннинские покровы представляют результат диапирового всплывания, подтверждается их общей формой. Они имеют вид толстых языков и грибов, соединенных с более глубокими недрами узкими вертикальными «корнями». Такая форма не может возникнуть никак иначе. Ложась один на другой, эти покровы раздавливают друг друга, а также, наползая на нормальные слоистые толщи мезозоя,

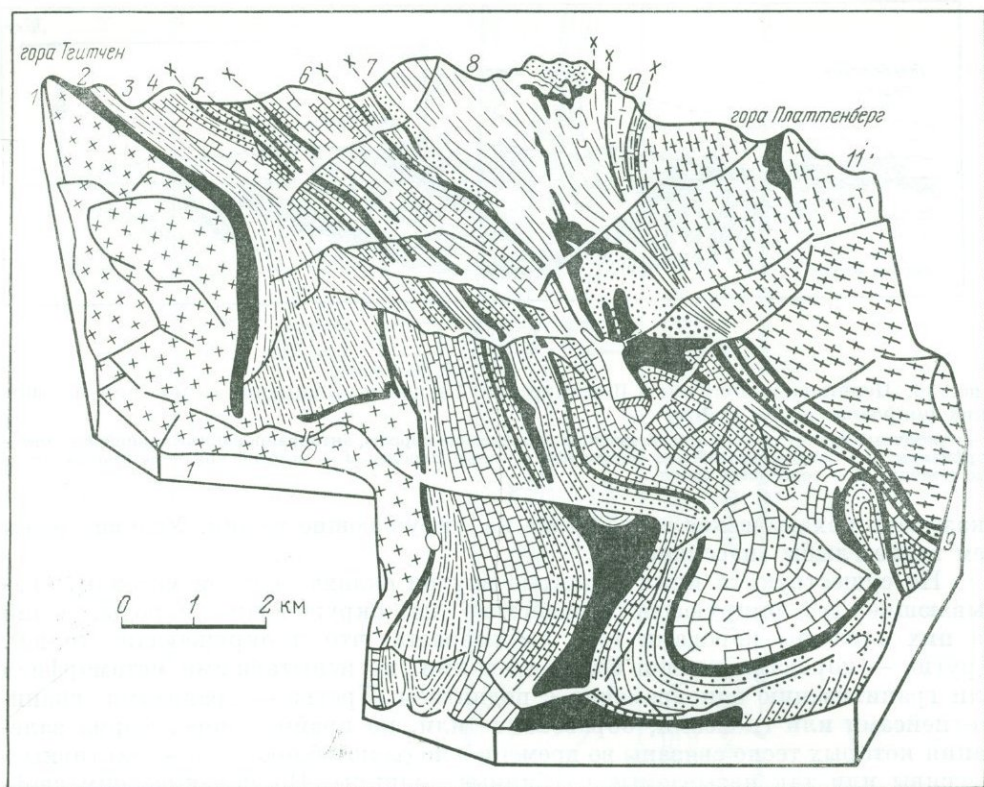


Рис. 39. Внутреннее строение «глубинного диапира» в Швейцарских Альпах. Долина Верхнего Бленко (по Лейсольду)

1 — гнейсы Готтардского массива; 2 — триас; 3—5 — лейас Готтардского массива; 6—8 — метаморфические сланцы; 9 — свита веррукано; 10 — нижнемезозойские метаморфические сланцы; 11 — гнейсы кристаллического ядра покрова Адула

палеогена на северных склонах Альп, выжимают их из-под себя, сминая в складки или заставляя соскальзывать к периферии складчатой зоны в виде покровов гельветского типа (рис. 38).

Там, где благодаря слоистости пород можно расшифровать внутреннее строение пеннинских покровов, оно оказывается весьма сходным с внутренним строением описанных выше соляных диапиров. Как и в тех диапирах, внутри глубинных диапиров развиты тесно сжатые изоклинальные складки (рис. 39).

Представление о глубинных диапирах объясняет часто наблюдаемую сложную складчатую структуру осевых частей складчатых зон. Для двух

Таблица 2
Количественные характеристики складчатости Сванетского антиклинория

Про- филь	Длина смятого слоя Горизонтальная проекция = Избыточная длина слоя		Абсолютное удлинение слоя, км		Коэффициент компен- сации удлинения слоя распирающим действи- ем глубинного диапира
	южное крыло	северное крыло	южное крыло	северное крыло	
А	1,36	1,35	9,7	2,3	0,77 } Средний коэф- 1,31 } фициент 1,04
Б	1,37	1,81	4,8	8,6	

ГЛУБИННАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О СКЛАДЧАТЫХ ДВИЖЕНИЯХ

ГЛУБИННАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

В предыдущей главе упоминалось о сложной складчатости, типичной для метаморфических и гранитизированных пород, образующих ядра глубинных диапиров. К этому мы должны прибавить, что тектонические деформации во всех сильно метаморфизованных, гранитизированных и мигматизированных породах отличаются сложным и специфическим характером. Так что особенности складчатости, наблюдаемые в ядрах глубинных диапиров, представляют лишь частный случай более общих особенностей деформаций, присущих породам, подвергшимся метаморфическим и ультраметаморфическим преобразованиям.

Наилучшим образом специфика этих сложных деформаций наблюдается на кристаллических щитах, где на больших площадях обнажаются породы архея и нижнего протерозоя, сильно метаморфизованные, гранитизированные и мигматизированные. Однако основные черты морфологии таких деформаций сохраняются в метаморфических и ультраметаморфических породах и значительно более молодого возраста: в породах, подвергшихся метаморфизму в конце палеозоя или даже в мезо-кайнозойское время. Эти сложные деформации мы вслед за А. А. Сорским и В. В. Эзом называем глубинной складчатостью.

Первой особенностью строения толщ, охваченных глубинной складчатостью, является широкое развитие куполовидных структурных форм, или поднятий, имеющих неправильные сложные очертания. Такие формы бывают сложены гранитами, гранито-гнейсами, гнейсами, мигматитами и обычно именуются гранитными, гранито-гнейсовыми, гнейсовыми и мигматитовыми куполами. Но они образуются и метаморфическими сланцами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Все они образовались в процессе подъема слагающего их материала с больших глубин и являются разновидностями глубинных диапиров.

Внутри глубинных диапиров метаморфические породы, обладающие слоистостью или полосчатостью, смяты в складки. Для глубинной складчатости характерно сочетание складок разных порядков, наложенных друг на друга: от складок, размах которых измеряется сотнями метров до мелкой плйчатости, с изгибами всего в 1—2 см. Складки эти разных порядков образуют резко дисгармоничные сочетания. Дисгармония связана с сильными колебаниями мощностей в отдельных слоях и их пачках: слои становятся то мощными, то полностью пережимаются и выклиниваются. Широко развиты разлинзование и будинаж. Среди складок характерны изоклинальные с сильно оттянутыми замками. Последние часто совсем незаметны и тогда пучки изоклинальных складок похожи на огромные моноклинали. Характерно также наложение друг на друга складок разных систем: осевые поверхности складок одной системы оказываются смятыми в складки второй системы, а осевые поверхности последних сминаются в складки еще и третьей системы. Соответственно сланцеватость и кливаж, вообще характерные для глубинной складчатости, также могут быть представлены несколькими системами, каждая из которых связана со своей системой складок. Наконец, следует отметить широкое распространение складок с крутыми и вертикальными шарнирами.

Все перечисленные особенности морфологии глубинной складчатости указывают на то, что она образовалась в условиях высокой пластичности горных пород и малой их вязкости. Наблюдаемые складчатые формы во всей их совокупности не могли образоваться путем продольного сжатия слоев, вызванного силами, приложенными где-то к торцам слоев. Такие силы могут изогнуть слои лишь в серию одинаковых и простых складок. Но этот механизм не мог образовать такие сложные и разнообразные складки, причудливо наложенные друг на друга. Весь облик этих деформаций показывает, что они являются результатом приложения объемных сил, вызвавших всеобщее течение пород. Складки же являются лишь «фигурами течения», отражающими неравномерность этого течения, распадающегося на множество потоков, больших и малых. Именно этими потоками и определяются изгибы слоев. Существенную роль играют также процессы выжимания и нагнетания: пачка слоев раздавливается на некотором участке и выдавленный материал нагнетается в соседнее пространство, где он, оказавшись в стесненном пространстве, собирается в складки.

Для того чтобы лучше понять происхождение глубинной складчатости, вспомним те общие условия, в которых развиваются метаморфические и ультраметаморфические процессы¹.

Все такие процессы требуют высокой температуры. Они зависят также от давления, от присутствия воды и приноса щелочей и кремнезема из более глубоких областей. Известно, что региональный метаморфизм проявляется в разных «фациях», которые отражают разные стадии метаморфизма или различную степень метаморфических преобразований. Главными фациями являются: зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая, эклогитовая, а также фация ультраметаморфизма, или гранитизации.

В строении массивов, в которых развита глубинная складчатость, в основном развиты метаморфические породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (с рядом подфаций), а также продукты ультраметаморфизма — граниты, гранито-гнейсы, мигматиты. Гранулитовая и эклогитовая фации встречаются в сугубо подчиненном объеме.

Эксперименты с искусственным получением метаморфических пород в лаборатории показывают, что температура, при которой образуются зеленые сланцы, колеблется между 200 и 500 °C при литостатической нагрузке, соответствующей глубинам в 3—5 км. Требуется также присутствие большого количества воды.

К амфиболитовой фации метаморфизма принадлежат различные гнейсы гранитного состава и амфиболиты. Эти фации образуются при температуре 500—600 °, а давление соответствует литостатическому на глубинах от 5 до 15 км. Породы содержат воду, но в меньшем количестве, чем предыдущая фация.

Ультраметаморфизм в форме мигматизации, а затем полной гранитизации развивается в пределах зоны амфиболитовой фации. В присутствии достаточного количества воды, при давлении, отвечающем глубинам от 5 до 15 км, гранитизация происходит при температуре 650—750°. При этом породы частично плавятся.

Сопоставляя температуру с вероятной глубиной образования пород указанных метаморфических и ультраметаморфических фаций, мы увидим, что требуемый для этих процессов геотермический градиент для средних условий должен достигать 70—100°/км. Это в 2—3 раза выше среднего современного градиента, равного 36°/км.

Температура, при которой происходят метаморфические и ультраметаморфические реакции, влияет на вязкость пород, понижая ее. Там, где развивается гранитизация, уменьшение вязкости особенно велико, поскольку

¹ Более подробно см. «Природа метаморфизма». пер. с англ. под ред. В. П. Петрова. М., Мир, 1967; В. В. Белоусов «Земная кора и верхняя мантия материков». М., «Наука», 1968.

в зонах ультраметаморфизма породы подвергаются, по крайней мере, частичному плавлению. Вязкость расплава имеет обычно порядок 10^6 П, тогда как вязкость кристаллической породы измеряется 10^{18} — 10^{20} П. Но и при тех температурах, которые характеризуют условия образования пород амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, вязкость пород падает на несколько порядков.

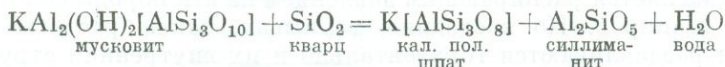
Еще больше снижается вязкость и повышается пластичность метаморфизуемых пород в связи с присутствием в них воды. Последняя частично поступает в эпоху развития регионального метаморфизма из мантии (см. гл. 13), но в значительной степени выделяется и из самих пород. Большая часть метаморфических пород первоначально была осадками, среди которых повсеместно преобладали илы с содержанием воды в порах, нередко превышающим по объему 30%. Значительная часть этой воды выжимается в процессе уплотнения илов под тяжестью вышележащих осадков до превращения их в глину, но и в плотных глинистых породах сохраняется до 5% воды. Когда начинается нагревание породы, ведущее в дальнейшем к метаморфическим преобразованиям, к первоначальной поровой воде присоединяется вода, выделяющаяся с поверхности минералов и из кристаллической решетки. С поверхности выделяется адсорбированная вода, объем которой составляет в зависимости от состава породы от 2,5 до 20% от общего объема породы. Вслед за этой водой освобождается конституционная вода в связи с переходом минералов, богатых водой, в минералы, более бедные водой или безводные. Например, при переходе мусковита в калиевый полевошпат выделяется 14,5% воды по отношению к твердой фазе. Таким образом, породы, находящиеся в стадии метаморфических изменений, очень сильно обводняются. К сожалению, нет экспериментальных данных, прямо относящихся к осадочным породам. Но опыты с серпентинитом показали, что предел его пластичности при нормальной температуре равен 5,5 кбар касательного напряжения, при нагревании до 500°C впадает до 3,5 кбар, а при 600°C — до 1,5 кбар. Это падение предела пластичности вызвано выделением при нагревании в поры серпентинита адсорбированной и конституционной воды.

Повышение пластичности пород при метаморфизме связано также и с процессом перекристаллизации. Если метаморфизм протекает одновременно с воздействием на породы деформирующих сил (а в огромном большинстве случаев это имеет место), то перекристаллизация происходит ориентированно, согласно принципу Рикке: образуются плоские или удлиненные кристаллы, короткие оси которых параллельны направлению максимального сжатия, а длинные — перпендикулярны к этому направлению и параллельны максимальному удлинению среды. То есть деформация происходит в значительной степени с использованием подвижности ионов и их перегруппировки в соответствии с полем напряжения.

Понижение вязкости и повышение пластичности во всех указанных случаях представляет собой временное явление. Как только окончится эпоха регионального метаморфизма, которая каждый раз имеет ограниченную продолжительность, температура снижается, все породы, подвергавшиеся частичному плавлению, кристаллизуются, а вода, наполнявшая поры, выжимается из пород на поверхность; все это ведет к повышению вязкости и понижению пластичности до уровней, свойственных твердым горным породам.

Параллельно с изменением вязкости и пластичности во время метаморфических и ультраметаморфических реакций изменяется и плотность пород. Поскольку при ультраметаморфизме происходит частичное плавление породы, переход ее из твердого состояния в жидкое сопровождается уменьшением плотности и соответствующим увеличением объема. Плотность твердых кислых магматических и метаморфических пород обычно составляет около $2,8\text{ г/см}^3$. Расплав тех же пород имеет плотность около $2,2\text{ г/см}^3$, что соответствует увеличению объема приблизительно на 20%. При этом плотность расплава становится ниже плотности большинства осадочных, всех сухих метаморфических и магматических твердых пород.

Плотность изменяется также и в результате выделения воды с поверхности минералов и из их кристаллической решетки в поры. Если мусковит и кварц в результате метаморфических реакций переходят в калиевый полевой шпат и силлиманит с выделением воды, то при литостатическом давлении в 2,5 кбара и температуре 600° С общий объем твердой и жидкой фаз увеличится на 14%:



Молярные объемы: $\frac{140,5}{163,2} \quad \frac{22,7}{163,2} \quad \frac{108,7}{185,6} \quad \frac{49,9}{185,6} \quad \frac{27,0}{185,6}$

Соответственно уменьшится и плотность.

Того же порядка цифры дают расчеты и других метаморфических реакций. Например, разложение каолинита при давлении в 1 кбар и температуре 300° С приводит к увеличению суммарного объема на 17%.

Этот эффект будет преходящим. Вода, выделяющаяся из пород, непрерывно уходит на поверхность в форме термальных струй. Когда выделение воды из минералов прекратится, порода станет почти безводной, ее плотность возрастет, а объем уменьшится, то и другое — до нормальных для сухой и твердой породы величин.

Но для того чтобы вода, выделившаяся внутри крупного массива пород, ушла из него, необходимо время, которое зависит от количества воды и гидравлической проницаемости породы. Подсчеты показывают, что при проницаемости, характерной для глинистых сланцев, и наиболее вероятном заключенном в них объеме воды, для полного выделения воды на поверхность необходимо не менее 10⁷ лет. Процесс, конечно, может быть ускорен образованием крупных трещин в породах. Но даже если указанную цифру уменьшить на порядок, все же явление временного понижения плотности и увеличения объема массива пород, подвергаемых метаморфизму, может длиться около миллиона лет, что представляет ощутимый промежуток времени даже в геологических масштабах. Когда этот промежуток минует и вода почти полностью уйдет из пород, плотность последних снова увеличится, а объем уменьшится. При этом плотность станет даже значительно выше, чем плотность исходных осадочных пород (средняя плотность осадочных пород 2,4 г/см³, а сухих метаморфических пород 2,8 г/см³).

Но будучи хотя и временным, явление понижения плотности и увеличения объема пород, подвергаемых метаморфизму, играет важную тектоническую роль. Оно ведет к временному состоянию инверсии плотностей в земной коре: залегающие на глубине 5—15 км под поверхностью породы, находящиеся под влиянием процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, оказываются легче, чем покрывающие их осадочные и более древние метаморфические породы.

Из наличия инверсии плотностей и высокой пластичности пород следует, что в метаморфических и ультраметаморфических толщах должен быть широко развит глубинный диапиризм.

Особенно важно подчеркнуть, что инверсия плотностей возникает уже на самых ранних стадиях прогревания породы, когда еще не началась перекристаллизация и выделяется лишь адсорбированная вода. Это обстоятельство объясняет случаи, когда в ядре глубинного диапира оказываются глинистые сланцы, по степени метаморфизма не выходящие за пределы фаций аспидных сланцев или филлитов.

Общий характер деформаций в метаморфических толщах таков, что его можно понять, только приписав основную роль в механизме этих деформаций не поверхностным, а объемным силам, которые прикладываются непосредственно к каждому самому малому объему пород. Такие объемные силы гравитации вызывают всплывание глубинных диапиров и сложные деформации

в их ядрах. То, что глубинный диапиризм действительно играет основную роль в формировании структуры высокометаморфизованных толщ, видно из широкого развития среди них гранитных, гранито-гнейсовых и мигматитовых куполов, валов и других аналогичных форм, часто весьма неправильных очертаний, которые по условиям своего образования являются глубинными диапирами. Сложная складчатость в породах, которые вмещают диапиры, объясняется распирающим давлением на эти породы со стороны всплывающих диапиров. Но последние, всплывая, также растягиваются вертикально и раздавливаются горизонтально и их внутренняя структура становится очень сложной: она характеризуется сжатыми перпендикулярно к осевым плоскостям и растянутыми вдоль них складками разных порядков.

ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О СКЛАДЧАТЫХ ДВИЖЕНИЯХ

Рассмотренные типы складчатости приурочены к различным тектоническим условиям и к разным уровням земной коры. Глыбовая складчатость в чистом виде проявляется в наиболее спокойной обстановке глыбово-волновых колебательных движений.

Складчатость нагнетания характерна для областей, где глыбово-волновые колебательные движения имеют значительный размах, и где поэтому накопились мощные толщи осадков. Но последние должны оставаться неметаморфизованными и среди них должны быть породы с повышенной пластичностью и низкой плотностью. Такие условия существуют в глубоких синеклизах на платформах и в передовых и межгорных прогибах орогенных зон с разрезами, содержащими соленосные свиты, а также мощные толщи пластичных глин, насыщенных водой. В какой-то мере складчатость нагнетания можно рассматривать как осложнение глыбовой складчатости, если принять во внимание, что глыбовые движения в кристаллическом фундаменте определяют местоположение складок нагнетания либо потому, что эти движения создают ослабленные зоны в вышележащих отложениях, либо благодаря действию механизма отжимания.

Складчатость общего смятия с ее тремя механизмами формирования образуется в зонах высоких градиентов глыбово-волновых колебательных движений, т. е. в обстановке с этой точки зрения более сложной, чем предыдущие два типа складчатости. Поэтому приуроченность ее к геосинклиналям является вполне закономерной. Существенно отметить, что эта складчатость развивается в верхних слоях земной коры, где происходят оплывание или соскальзывание пачек слоев по склонам поднятий, смятие слоев под влиянием разваливания верхних частей относительно поднятых глыб коры и раздвигание слоев внедряющимися в них глубинными диапирами.

Глубинная складчатость возникает в более глубоких слоях коры, хотя главное значение для нее имеет не столько глубина, сколько метаморфизм пород. Возникающие в связи с этой складчатостью глубинные диапиры проникают в вышележащие нормально-осадочные толщи и вызывают в них деформации.

Рис. 41 показывает соотношения между различными типами складчатости, как они вырисовываются в свете высказанных здесь соображений. Вертикальные движения глыб связываются на этой схеме, как и формирование глубинных диапиров, с процессами метаморфизма и гранитизации на более глубоких уровнях: мы исходим из того, что движения глыб вызваны подъемом глубинных диапиров, которые, однако, не проникают в вышележащую толщу нормально-осадочных пород, а выталкивают над собой в виде «пробок» глыбы фундамента. Последние, разваливаясь в стороны в верхней своей части под влиянием силы тяжести, вызывают образование складок общего смятия в окружающих слоях.

Из предыдущего рассмотрения условий образования складчатостей разных типов следует, что складчатости нагнетания, общего смятия и

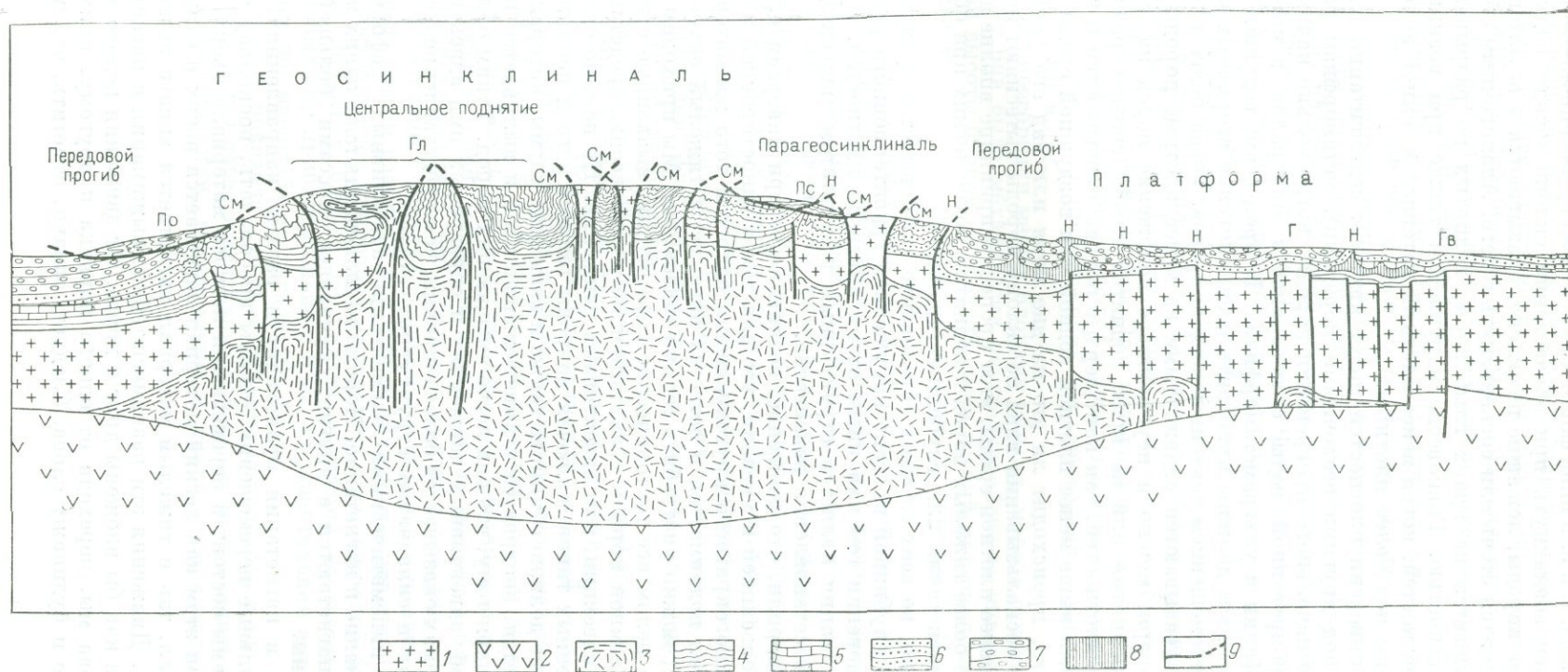


Рис. 41. Общая схема типов складчатости

1 — древний складчатый фундамент; 2 — «базальтовый» слой земной коры; 3 — молодые граниты и мигматиты; формации: 4 — нижнетерригенная, 5 — известняковая, 6 — верхнетерригенная, 7 — молассовая и лагунная, 8 — соль; 9 — тектонический разрыв.
 По — тектонический покров оплывания; Пс — тектонический покров скольжения; Н — складчатость нагнетания; Г — глыбовая складчатость; Гв — вал глыбового происхождения; Гл — глубинная складчатость, гранито-гнейсовые купола, тектонические покровы пеннинского типа; См — складчатость общего смятия

глубинная связаны с той или иной формой нарушения гравитационного равновесия. Оно может возникнуть при образовании склона между поднятием и прогибом, когда породы, лежащие на склоне, оказываются в неустойчивом состоянии и стремятся стечь или соскользнуть с него. Аналогичным образом равновесие нарушается на краях глыб коры, поднятых по разрывам над окружающей местностью. Равновесие нарушается также при возникновении инверсии плотностей, когда менее плотный материал в земной коре оказывается лежащим под более плотным.

Причинами инверсии плотностей могут явиться: седиментация (случай с толщей соли под другими осадочными породами), метаморфизм разных стадий от самого начального прогревания породы, когда только начинается выделение адсорбированной воды с поверхности минералов в поры, до амфиболитовой фации и ультраметаморфизма. К процессам, ведущим к инверсии плотностей, мы должны прибавить возникновение вторичных инверсий в связи с перемещением тектонических покровов, когда более плотные породы покрова оказываются надвинутыми на менее плотные породы автохтона. Строго говоря, можно и неустойчивое положение пород на склоне тектонического поднятия или на краю поднятой глыбы считать разновидностью инверсии плотностей, так как твердые породы оказываются и в этих случаях лежащими выше менее плотной водной или воздушной среды (в зависимости от того, происходит ли это на дне моря или над его уровнем); а поскольку при соскальзывании вниз по склону породы вытесняют некоторый объем этой менее плотной среды, этот процесс в принципе вполне аналогичен опусканию более тяжелых пород и поднятию более легких при образовании складок нагнетания или глубинных диапиров.

Следовательно, во всех случаях образование складчатостей нагнетания, общего смятия и глубинной вызвано нарушением гравитационного равновесия при возникновении тем или иным путем инверсии плотностей. А сама складчатая деформация является структурным результатом движений, направленных на восстановление равновесия.

Выше мы говорили, что движение, возникающее при инверсии плотностей, сходно с конвекцией и указали, что для такой односторонней конвекции, когда нет многократного круговращения одного и того же материала, и легкий материал поднимается и остается наверху, а тяжелый опускается и остается внизу, можно употребить термин «адвекция». Мы приходим к заключению, что в целом все тектонические деформации, вызванные стремлением материала земной коры к гравитационному равновесию, представляют собой результат адвекции, или адвективных движений. Но помимо складчатостей перечисленных типов (включая покровы гельветского и пеннинского типов) это понятие должно обнимать также и движение магмы, которая в основном поднимается, внедряется в вышележащие слои и выливается на поверхность благодаря тому, что она легче вмещающих пород. Таким образом, представление об адвективных движениях и образуемых ими адвективных структурных формах оказывается более широким, чем представление о складчатых движениях и складчатых структурных формах.

Основными кинематическими элементами адвективных деформаций являются выжимание и нагнетание. Породы расплющиваются в одних местах и, выжимаясь, нагнетаются в другие, сгущиваясь массами большей или меньшей величины.

Выжимания и нагнетания происходят в разных направлениях, хотя в целом вертикальные перемещения должны преобладать, поскольку общее стремление системы состоит в перемещении легкого материала вверх, а тяжелого вниз. При этом как легкий материал нагнетается вверх и отжимает тяжелый материал, так и тяжелый материал нагнетается вниз и выжимает легкий материал. Движения эти разномасштабны: выжимания и нагнетания разных порядков как бы вложены друг в друга. От движения целого тектонического покрова мы, переходя от одного порядка к другому, приходим к разлинзованию и будинажу слоев. Следует, однако, отметить, что грави-

тационные силы оказывают тем большее непосредственное влияние на деформацию, чем крупнее участвующие в ней тела горных пород. С переходом к деформациям малых объемов влияние силы тяжести становится все более косвенным, лишь отражающим степень связи малой деформации с лежащей в ее основе крупной деформацией.

В заключение обратимся к модели складчатой зоны, которая была создана в лабораторной обстановке Н. Б. Лебедевой (рис. 42).

Моделирующим материалом была канифоль в смеси с машинным маслом, доля которого позволяла регулировать плотность и вязкость материала. Модель была построена из примыкающих друг к другу блоков разной высоты, разделенных первоначально перегородками. Блоки имели слоистое строение и в части их (середина и правая сторона) существовала инверсия плотностей: несколько более плотный материал залегал на менее плотном. Особенно большой контраст плотностей был создан в середине модели, где нижние слои, имевшие плотность 1,0, частично были перекрыты материалом с плотностью 1,8 г/см³. Там же мощность легкого материала являлась максимальной и он был неслоистым. Этот материал имитировал породы, находящиеся в состоянии метаморфизации и гранитизации. А разная высота блоков изображала результат происшедших раньше вертикальных глыбово-волновых движений коры.

Когда перегородки между блоками убрали, модель пришла в движение, поскольку она была механически неустойчивой из-за инверсий плотностей и разной высоты блоков. В средней части легкий материал, всплывая, образовал два «глубинных диапира» (см. рис. 42, середину). Между ними был зажат слоистый материал, ранее лежавший наверху. Он смялся в складки под распирающим действием диапиров. В верхней своей части «глубинные диапиры» расплылись, образовав «покровы пеннинского типа» и над ними слои растянулись. Перед собой «глубинные диапиры» толкали слоистые толщи соседних блоков. Кроме того, материал с поднятых блоков перетекал в сторону опущенных блоков в форме поверхностных «покровов гельветского типа». В результате, в левой части модели образовалась сложная складчатая структура с пологими надвигами. В правой произошло некоторое разваливание верхних частей поднятых блоков и под их давлением на соседних блоках возникли складки. Там же наблюдалось образование структур нагнетания по границам между блоками.

Таким образом, была создана модель складчатой зоны со сложными разнообразными деформациями при полном отсутствии внешнего горизонтального сдвигания. Все деформации возникли, с одной стороны, благодаря циркуляции материала вниз и вверх в соответствии с местными инверсиями плотности, а с другой — в результате «усадки» модели: ее первоначальная неровная поверхность после растекания под действием силы тяжести стала почти горизонтальной, мощность материала на поднятых блоках уменьшилась, а слои удлинились, что и вызвало смятие в складки.

В соответствии с теорией физического подобия описанная модель отвечает определенным размерам природных складчатых структур. Общая длина модели соответствует природной складчатой зоне шириной 150 км. Высота наиболее поднятых блоков до начала движений соответствовала высоте натуральных гор приблизительно в 5 км. Горизонтальная амплитуда надвигов в том же масштабе достигала 10—15 км.

Эта модель показала, что гравитационные процессы в слоистых пластичных толщах могут через адвективные перемещения приводить к чрезвычайно сложным деформациям, включающим и покровы, и складчатость разных типов.

Раздел В

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВ

Глава 6

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ МАТЕРИКОВ. ОБЩИЕ ДАННЫЕ. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ РЕЖИМЫ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ МАТЕРИКОВ

Рассмотрение основных закономерностей развития материков показывает, что эндогенные процессы — тектонические, магматические, метаморфические — проявляются на материках в определенных закономерных сочетаниях между собой. При этом, как правило, повышение или понижение интенсивности этих разных процессов идет параллельно. Тем самым демонстрируется внутреннее единство различных эндогенных процессов, что дает право говорить о наличии в жизни земной коры определенных *эндогенных режимов*. Каждый из них характеризуется определенными формой, масштабом и последовательностью тектонических движений, магматических и метаморфических процессов, и существует в той или иной области на протяжении того или иного периода геологического времени.

Перечислим те конкретные особенности, которые определяют различия между режимами.

1. **Характер и степень проницаемости земной коры для магмы, ее жидких и газообразных продуктов.** Проницаемость может проявляться в самой различной степени — от весьма значительной и практически до полного ее отсутствия, когда следует говорить уже о *непроницаемости* коры.

Проницаемость бывает *рассеянной* и *сосредоточенной*. В первом случае кора пронизана густым сплетением каналов как секущих, так и послойных, как широких, так и тончайших, которые, будучи заполнены магматическим материалом, превращают кору в своеобразное смещение внедрившихся и вмещающих пород.

Во втором случае проницаемость определяется редкими разломами.

2. **Тип и степень магматизма.** Степень проницаемости коры определяет, какой тип магматизма — интрузивный или эффузивный — в данном случае проявляется. Характер проницаемости обуславливает форму магматических тел. Степень и характер проницаемости влияют и на эволюцию состава магмы. При большой *рассеянной* проницаемости длительное взаимодействие магмы с вмещающими породами на обширной поверхности ведет к тому, что эволюция состава магмы происходит в значительной степени путем проплавления и ассимиляции вмещающих пород, тогда как при малой и *сосредоточенной* проницаемости главная роль принадлежит процессу дифференциации.

3. **Региональный метаморфизм и гранитизация.** Эти процессы, характерные для некоторых режимов, важны прежде всего тем, что формируют кристаллическую кору. Они же влияют и на проницаемость коры, создавая в процессе ее перекристаллизации непроницаемый панцирь метаморфических пород и гранитов там, где раньше земная кора состояла из легко проницаемых пород. Требуются новые сильные тектонические движения, чтобы взломать такой панцирь. При этом, если до метаморфизма существовала

рассеянная проницаемость, она обычно сменяется проницаемостью сосредоточенной.

4. Степень контрастности глыбово-волновых колебательных движений земной коры. Для различных режимов свойственна различная степень расчлененности коры на зоны глыбово-волновых поднятий и опусканий и различная резкость контрастов между ними, измеряемых, например, градиентом скорости вертикальных движений.

5. Соотношение между поднятиями и опусканиями коры. При одних режимах поднятия преобладают над опусканиями, при других, наоборот, господствуют опускания. Этот фактор определяет рельеф земной поверхности и тип осадочных формаций.

6. Характер дислокаций. Различным режимам соответствуют разные типы складчатых и разрывных дислокаций и их разная интенсивность. В соответствии с изложенными выше взглядами, характер дислокаций подчинен, с одной стороны, региональному метаморфизму (образование глубинных диапиров), с другой — контрастности и интенсивности глыбово-волновых колебательных движений.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ МАТЕРИКОВ

Выделению типов эндогенных или геотектонических режимов материков посвящены многие работы советских исследователей (Ю. А. Билибина, А. А. Богданова, Ю. А. Кузнецова, Е. Е. Милановского, М. В. Муратова, Б. А. Петрушевского, Ю. М. Пушаровского, В. И. Смирнова, Т. Н. Спичарского, В. Е. Хаина, Н. С. Шатского, Ю. М. Шейнманна, А. Л. Яншина и др.). Из иностранных ученых к этой теме обращались М. Кэй, Н. Обуэн, Г. Штилле и др.

Суммируя имеющиеся данные, можно выделить следующие классы материковых эндогенных режимов:

- А. Класс геосинклинальных режимов.
- Б. Класс платформенных режимов.
- В. Класс орогенных режимов.
- Г. Класс рифтовых режимов.
- Д. Класс режимов магматической активизации платформ.
- Е. Класс режимов окраин материков.

Класс геосинклинальных режимов подразделяется на следующие режимы: эвгеосинклинальный, миогеосинклинальный, парагеосинклинальный и срединных массивов.

Соотношение между эв-, мио- и парагеосинклинальными режимами таково, что в этой последовательности тектонические, магматические и метаморфические процессы ослабевают. Режимы эв- и миогеосинклинальный иногда объединяются в ортогеосинклинальный режим, тогда как парагеосинклинальный режим рассматривается как промежуточный между геосинклинальными и платформенными режимами. Режим срединных массивов занимает несколько обособленное место, хотя в некоторых отношениях он близок к парагеосинклинальному или режиму молодых платформ.

Класс платформенных режимов разделяется на режимы молодых и древних платформ. Последний является наиболее спокойным материковым режимом. Следовательно, режимы эвгеосинклинальный и древней платформы находятся на разных полюсах интенсивности эндогенных процессов: первый характеризуется наибольшей активностью этих процессов, второй — наиболее спокойным их развитием.

Среди орогенных режимов выделяют эпигеосинклинальный, т. е. наступающий после геосинклинального режима, и эпиплатформенный, представляющий собой результат орогенной активизации платформы.

Класс рифтовых режимов в настоящее время не может быть подразделен на отдельные режимы.

Класс режимов магматической активизации платформ включает весьма разнообразные проявления эффузивной и интрузивной деятельности на территориях, которые перед этим были платформами. Внутри этого класса можно выделить платобазальтовый режим и режим центральных интрузий и трубок взрыва. Различие между ними можно истолковать как различие в степени и характере проницаемости земной коры.

Наконец, класс *режимов материковых окраин* подразделяется на режимы окраин атлантического и тихоокеанского типов.

Знакомясь с особенностями различных режимов, следует иметь в виду, что в своем развитии они подчиняются некоторому ритму, определяемому общими эндогенными циклами. Подробнее о них речь будет дальше. Здесь достаточно сказать, что главное тектоническое выражение эндогенного цикла состоит в том, что в начале цикла преобладают опускания земной коры, тогда как в конце цикла господствуют поднятия. После ряда докембрийских циклов, которые известны слабо (за исключением последнего — байкальского), прошло несколько фанерозойских циклов: в палеозое это — каледонский (нижнепалеозойский) и герцинский (средне-верхнепалеозойский) циклы. В мезо-кайнозое — это либо один альпийский цикл, либо мезозойский (киммерийский) и кайнозойский (тихоокеанский) циклы. В данном случае речь идет о наиболее крупных циклах. Мы увидим, что последние усложняются циклами более высоких порядков.

Развитие процессов, составляющих геосинклинальные режимы с их стадиями, в конкретных проявлениях обычно укладываются в рамки того или иного эндогенного цикла. Одни геосинклинали проходят стадии своего развития в течение каледонского цикла, другие — в течение герцинского или альпийского цикла. Однако иногда развитие геосинклинали охватывает два эндогенных цикла. Такое объединение происходит в ряде случаев между каледонским и герцинским циклами, в результате чего образуется единый палеозойский цикл геосинклинального развития. Примером «сквозного» развития является Уральская геосинклиналь, развивавшаяся с конца ордовика до конца палеозоя. Исключением оказываются также Канадские Кордильеры, где развитие геосинклинали начинается в протерозое и заканчивается в мезозойском эндогенном цикле. Существенно, что геосинклинали разных циклов, а также те из них, которые «созревают» в течение двух или больше циклов, развиваются по сходной схеме, проходя в принципе одни и те же стадии. Это позволяет устанавливать некоторые общие закономерности развития геосинклинальных режимов, справедливые для геосинклиналей любого возраста и любой длительности истории. Отсюда не следует, что между геосинклиналями разного возраста и разного местоположения отсутствуют индивидуальные различия. Они существуют, но сквозь них всегда просвечивает некоторая принципиально единая схема развития. Именно такая обобщенная и усредненная схема и будет здесь рассмотрена.

Точно так же орогенные и рифтовые режимы проявляются в истории земной коры не в любое время, а приурочиваясь к определенным стадиям тех же эндогенных циклов. Последние сказываются и на развитии платформенных режимов.

КЛАСС ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ РЕЖИМОВ

Класс геосинклинальных режимов характеризуется контрастными глыбово-волновыми колебательными движениями земной коры, интенсивными складчатыми и разрывными дислокациями, напряженной магматической деятельностью как интрузивной, так и эффузивной, проявлениями регионального метаморфизма и гранитизации. В своем наиболее интенсивном развитии все эти явления сопровождают эвгеосинклинальный режим. Они слабее выражены при миеосинклинальном режиме и еще слабее — при парагеосинклинальном.

Эвгеосинклинальный режим разделяется на две стадии: офиолитовую и инверсионную.

Офиолитовую стадию характеризуют следующие признаки:

а. *Очень большая контрастность глыбово-волновых колебательных движений.* Область проявления эвгеосинклинального режима всегда разделена на тесно расположенные зоны интенсивных (по скорости и амплитуде) прогибаний и поднятий — интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали. На площади эти зоны обычно имеют форму сильно вытянутых овалов, ширина которых измеряется несколькими десятками километров, а длина — сотнями километров. Переход от интрагеосинклиналей к интрагеоантиклиналям редко постепенный: в большинстве случаев зоны противоположно направленных вертикальных движений соприкасаются по глубинным разломам. Последние на этой стадии играют очень важную роль.

б. *Большое преобладание опусканий над поднятиями.* Прогибание интрагеосинклиналей происходит настолько быстро, что накопление осадков сильно отстает от него. В результате, после кратковременного периода компенсации прогибания накоплением, что наблюдается в самом начале этой стадии, когда в интрагеосинклиналих накапливаются песчано-глинистые осадки «вижнетерригенной» формации, называемой также сланцево-граувакковой, или аспидной, компенсация резко нарушается и те же интрагеосинклинали становятся глубокими морскими или даже океаническими бассейнами, глубина которых измеряется несколькими километрами. О такой глубине свидетельствует характер осадков, сменяющих сланцево-граувакковую формацию: среди отложений теперь преобладают кремнистые породы — радиоляриты и яшмы (яшмовая формация), а также красная глубоководная глина без извести, в подчиненном количестве встречаются глубоководные известняки. Мощность пород значительно меньше амплитуды прогибания интрагеосинклиналей. Такие некомпенсированные накоплением прогибы, характерные для первой стадии развития эвгеосинклиналей, в западно-европейской геологической литературе именуются лептогеосинклиналими.

Преобладание нисходящих движений земной коры над восходящими отражается и в эволюции интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей. В течение этой стадии первые расширяются за счет вторых: все новые и новые краевые полосы интрагеоантиклиналей вовлекаются в опускание и присоединяются к интрагеосинклиналим. Обычно краевые полосы последовательно откалываются от интрагеосинклиналей по глубинным разломам. Вместе с тем абсолютное поднятие интрагеоантиклиналей частично сменяется относительным поднятием и такие участки из зон размыва превращаются в зоны относительно малого прогибания. Последнее в силу малой скорости компенсируется накоплением песчано-глинистых или карбонатных осадков, в связи с чем в погруженных интрагеоантиклиналях мощности отложений нередко бывают большими, чем в сильно прогибающихся, но некомпенсированных накоплением интрагеосинклиналих.

в. *Большая рассеянная проницаемость земной коры.* Для этой стадии характерна сильная магматическая деятельность. Она выражена в разных формах. Во-первых, это подводные излияния и образовавшиеся близко от поверхности обширные по площади пластовые интрузии. Для тех и других в качестве исходной магмы преобладающей является основная — базальтовая. В пластовых интрузиях она застывает в виде диабазов, а излившаяся на дно моря — претерпевает изменения, выраженные главным образом в обогащении калием, и превращается в спилиты. Среди излившихся пород развиты также, особенно на более поздних этапах, кислые разности — кератофиры, которые рассматриваются как дифференциаты базальта.

Во-вторых, это сложная сеть даек, служащих подводными каналами для излияний и пластовых интрузий. Дайки сложены преимущественно диабазами. Перечисленные породы образуют то, что называется спилит-кератофировой, или спилит-диабаз-кератофировой, формацией.

В-третьих, это крупные секущие штокообразные интрузии габбро и плагиогранитов (габбро-плагиогранитовая формация), концентрирующиеся преимущественно в интрагеосинклиналях.

Наконец, в-четвертых, это так называемая «офиолитовая» формация, играющая очень важную роль во всем «начальном геосинклинальном магматизме» и давшая название всей рассматриваемой стадии. Среди пород офиолитовой формации, образующихся главным образом вдоль разломов, разделяющих поднятия и прогибы, преобладает ультраосновная порода — перидотит, которая обычно в значительной степени превращена в серпентинит. В меньшем количестве в ней встречаются габбро, диабазы и нориты. Все эти породы образуют очень крупные тела типа лакколитов, имеющие линзовидную форму. Поперечные размеры линз достигают нескольких десятков километров, а толщина их бывает до 1 км. В таких телах серпентиниты залегают внизу, а габбро, проникнув через них, концентрируется вверху. Кремнистые породы, среди которых обычно и встречаются офиолиты, приподняты над линзами, как над лакколитами. Но офиолиты не всегда образуют крупные цельные линзы. Сплошь и рядом они расчленены на множество внедрений по густой сети трещин, в результате чего вмещающие породы и офиолиты перемешаны и образуют своеобразные брекчии, так называемые «меланжи».

г. *Складчатость* не характерна для первой стадии эвгеосинклинального режима. Но на интрагеоантиклиналях происходят глыбовые движения, которые в осадочном чехле этих зон отражаются в виде изолированных глыбовых складок.

Вторая стадия эвгеосинклинального режима (инверсионная) значительно отличается от первой. Ее характерными чертами являются:

а. *Умеренные контрасты глыбово-волновых колебательных движений земной коры.* Градиенты и различия скоростей вертикальных движений коры по сравнению с таковыми первой стадии существенно уменьшаются. Уменьшается также и дисперсия скоростей движений, являющаяся одним из показателей контрастности последних. Однако роль глубинных разломов в начале стадии еще велика. На рис. 43 показано изменение контрастности поднятий и опусканий земной коры с переходом от первой стадии эвгеосинклинального режима к второй для Кавказской и Крымской геосинклиналей.

б. *Выравнивание объемов поднятий и опусканий.* Для второй стадии характерна компенсация прогибов накоплением осадков. Последние сложены преимущественно терригенным — песчано-глинистым — материалом, отложившимся в морском бассейне небольшой глубины (верхнетерригенная формация). Типичной является терригенная флишевая формация, которая нередко заменяется паралической угленосной формацией, для которой также характерна однообразная ритмическая повторяемость пород.

Преимущественно терригенный однообразный средне- и мелкозернистый состав осадков в прогибах указывает на то, что между опусканием последних и поднятием зон размыва, питающих прогибы осадочным материалом установилось равновесие. А ритмичное чередование более и менее грубых осадков отражает ритмичные же небольшие колебания опусканий и поднятий около среднего положения.

Выравнивание интенсивности опусканий и поднятий происходит не только в результате уменьшения скорости прогибания интрагеосинклиналей, но в значительной степени как следствие образования новых поднятий внутри интрагеосинклиналей. Формирование «центральных поднятий» представляет собой явление так называемой «частной инверсии геотектонического режима». По этому явлению, играющему очень важную роль вообще в развитии геосинклиналей, вся стадия названа инверсионной.

Выше было указано, что в течение первой стадии эвгеосинклинального режима интрагеосинклинали распираются за счет интрагеоантиклиналей. Распирение продолжается и в течение второй стадии. Но одновременно

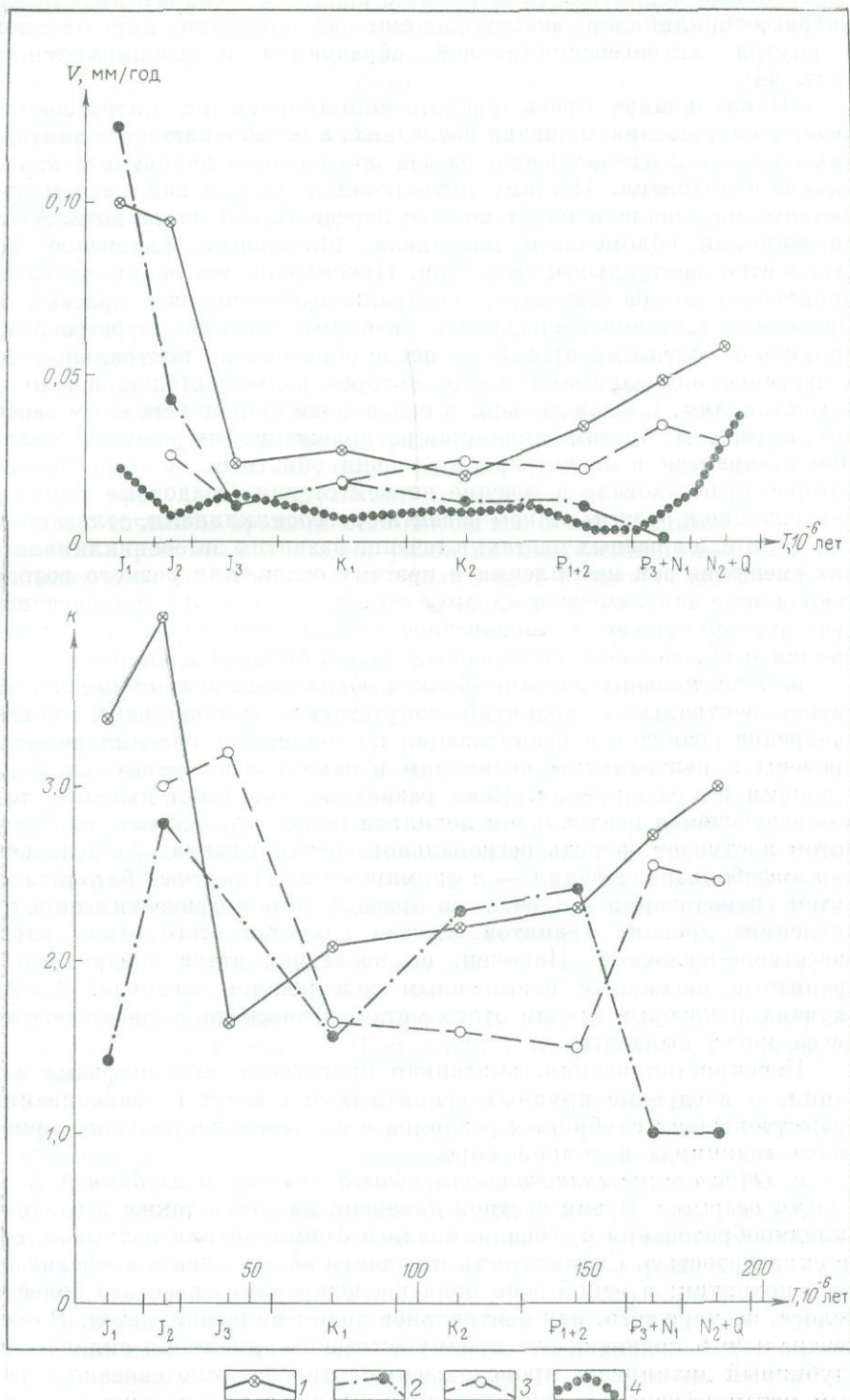


Рис. 43. Изменение контрастности глыбово-волновых колебательных движений земной коры, выражаемое в вариациях средних скоростей движений (V) и средней дисперсии скоростей (K) для мезо-кайнозоя, альпийский цикл (по В. Н. Шолпо).

1 — Кавказская геосинклиналь; 2 — Крымская парагеосинклиналь; 3 — Скифская молодая платформа; 4 — Восточно-Европейская древняя платформа

внутри расширяющейся интрагеосинклинали появляются и быстро растут центральные поднятия. Весь процесс носит волнообразный характер: края интрагеосинклиналей «накатываются» на соседние интрагеосинклинали, а внутри интрагеосинклиналей образуются и расширяются поднятия (рис. 44).

«Накатывание» краев интрагеосинклиналей на интрагеоантиклинали ведет к сокращению площади последних, к ослаблению их поднятия, во многих случаях к превращению из зон *абсолютного* поднятия в зоны *относительного* поднятия. Поэтому интрагеоантиклинали дают все меньше обломочного материала и могут вообще перестать его поставлять. А основными источниками обломочного материала, питающими флишевую формацию, становятся центральные поднятия. Накопление же обломочного материала происходит по обе стороны от центрального поднятия в краевых прогибах. Последние частично совпадают с краевыми частями интрагеосинклиналей, являясь остаточными прогибами после образования центральных поднятий, а частично они занимают место, которое раньше принадлежало интрагеоантиклиналям. Следовательно, в связи с частной инверсией в геосинклиналях, коренным образом изменяется расположение зон размыва и накопления. Оно становится в значительной степени обратным по отношению к тому, которое существовало в течение первой стадии. Осадочные формации, принадлежащие к разным этапам развития эвгеосинклинали, отлагаются не одна над другой, а в разных местах: в течение развития эвгеосинклинали происходит смещение зон накопления и поэтому отложения разного возраста залегают в виде линз, смещенных друг относительно друга, как черепицы. В конечной структуре это волнообразное развитие вертикальных движений выражается в образовании обращенных антиклинориев и синклинориев.

в. *Региональный метаморфизм и образование гранитных массивов.* Развитию центральных поднятий сопутствуют региональный метаморфизм, внедрение гранитов и гранитизация на месте. Эти явления полностью приурочены к центральным поднятиям и захватывают новые площади вместе с зонами их расширения. Если развит полный цикл явлений, то сначала в образующемся центральном поднятии появляются штоки плагиогранитов, потом наступает очередь регионального метаморфизма — в зеленосланцевой или амфиболитовой фации — и формирования гранитных батолитов на месте путем гранитизации осадочных и древних метаморфических пород или «обновления» древних гранитов. Состав гранитов этого этапа нормальный, известково-щелочной. Наконец, на последнем этапе внедряются секущие гранитные массивы с повышенным содержанием щелочей. В конкретных случаях некоторые стадии этого метаморфического и магматического процесса могут выпадать.

Перекристаллизация, вызванная процессами метаморфизма и гранитизации, и внедрение крупных гранитных тел ведут к «залечиванию» ранее существовавших глубинных разломов и образованию цельного кристаллического «панциря» в земной коре.

г. *Образование складчатости общего смятия и глубинной и связанных с ними разрывов.* Время частной инверсии является также и главной эпохой складкообразования в геосинклинали и формирования разрывов, связанных со складчатостью. Складчатость и надвиги образуются в пределах центрального поднятия: в узкой зоне пока последнее узко, и во все более широкой полосе, по мере того, как центральное поднятие расширяется. В осевой зоне центрального поднятия это преимущественно глубинная складчатость, т. е. глубинный диапиризм, происхождение которого тесно связано с региональным метаморфизмом и гранитизацией. Дальше от оси центрального поднятия — складчатость общего смятия.

Процесс образования глубинной складчатости и складчатости общего смятия распадается на толчки, или фазы, разделенные периодами покоя. Фазы тесно связаны с неравномерностью роста и расширения центрального поднятия.

В результате складчатых деформаций, сопровождаемых тектоническими разрывами и покровами, геосинклиналь становится *складчатой зоной*.

В качестве примеров эвгеосинклинального режима можно указать Уральскую геосинклиналь в силуре, девоне и раннем карбоне, Западно-Саянскую и Центрально-Казахстанскую геосинклинали в кембрии и ордовике.

М и о г е о с и н к л и н а л ь н ы й режим отличается от эвгеосинклинального отсутствием или слабым выражением «начального магматизма», т. е. отсутствием офиолитовой стадии. Последняя заменена стадией компенсированного прогибания. В эту стадию в миогеосинклиналях прогибания преобладают над поднятиями, но далеко не в той мере, как в эвгеосинклиналях. Все накопление идет в условиях компенсации прогибания отложением осадков. А перевес прогибаний над поднятиями сказывается в смене формаций: нижнетерригенная (или аспидная) формация, начинающая миогеосинклинальный разрез и состоящая из перемежающихся глин и песчаников, с течением времени уступает место известняковой формации, состоящей преимущественно из мелководных известняков. Такая смена свидетельствует об ослаблении источников терригенного материала, что в свою очередь является результатом расширения интрагеосинклиналей за счет интрагеоантиклиналей. В некоторых случаях, однако, известняковая формация не развивается и преобладание опусканий приводит лишь к тому, что терригенные осадки с течением времени становятся все более тонкими.

Вторая — инверсионная — стадия развития миогеосинклинального режима принципиально не отличается от аналогичной стадии развития эвгеосинклинального режима. Она включает частную инверсию, региональный метаморфизм, гранитный магматизм, складчатость, разрывы. Но все эти явления развиваются с меньшей интенсивностью, чем в эвгеосинклиналях. Например, складчатость общего смятия может иметь в миогеосинклиналях ограниченное распространение, замещаясь на широких площадях складчатостью нагнетания и глыбовой.

Зона миогеосинклинального режима может соседствовать в единой геосинклинали с зоной проявления эвгеосинклинального режима. В таких случаях миогеосинклинальная зона обычно занимает периферическое положение. Например, в Аппалачах миогеосинклиналь средне- и позднепалеозойского возраста расположена между эвгеосинклиналью на востоке и платформой на западе. Точно так же в Уральской геосинклинали миогеосинклиналь занимает полосу на западном склоне Урала между Восточно-Европейской платформой и эвгеосинклиналью восточного склона Урала. Примером миогеосинклинали является также Большой Кавказ, где [начальный геосинклинальный магматизм выражен очень слабо. К тому же типу режимов следует отнести Балхашскую зону в Центральном Казахстане для среднего и позднего палеозоя.

П а р а г е о с и н к л и н а л ь н ы й режим, как указывалось выше, считается промежуточным между геосинклинальными режимами и платформенными. Контрасты, скорость и амплитуды глыбово-волновых колебательных движений здесь значительно сглажены. Накопление идет в условиях компенсации прогибания осадконакоплением. Все морские осадки мелководны. Разрез начинается песчано-глинистой нижнетерригенной формацией, которая вверх сменяется известняковой. Известняки в разрезе парагеосинклинали широко распространены, что является результатом слабого приноса обломочного материала с вялых поднятий. Отсутствует начальный магматизм. В развитии парагеосинклиналей нет ни частной инверсии, ни регионального метаморфизма, ни гранитообразования. По отсутствию этих явлений парагеосинклиналь очень сходна с платформами, но все же вертикальные движения в их пределах более контрастны и интенсивны, чем на типичных платформах. В парагеосинклиналях отсутствует складчатость общего смятия, и это тоже сближает их с платформами, но развитые в парагеосинклиналях складчатости нагнетания и глыбовая значительно более интенсивны, чем проявления аналогичных типов складчатости на платформах.

Отсутствие частной инверсии приводит к тому, что в парагеосинклиналях не происходит перераспределения зон опускания и поднятия. Они остаются на своих прежних местах и только контуры их могут испытывать изменения главным образом в связи с расширением областей прогибания. Следовательно, все формации, заполняющие парагеосинклиналь, накапливаются одна над другой. Частная инверсия в некоторой мере заменяется образованием и усиленным ростом крупных глыбовых складок. Последние могут явиться источниками обломочного материала, накопление которого вокруг таких складок опять же в некоторой мере напоминает накопление флишевой формации вокруг центрального поднятия.

В парагеосинклиналях могут встретиться проявления магматизма. Интрузивная деятельность выражена дайками и силлами основного состава, образующимися на ранних стадиях цикла, а также лакколитами и магматическими диапирами. Для лакколитов и магматических диапиров характерен щелочной состав магмы. Местами встречаются небольшие трещинные гранитные интрузии. Но в целом объем магматизма в парагеосинклиналях значительно меньше, чем в миогеосинклиналях.

Примерами парагеосинклиналей являются: область северного склона восточной части Большого Кавказа (так называемый Известняковый Дагестан) или Абхазская зона на южном склоне западной части Большого Кавказа. И там и здесь нет частной инверсии и складчатость выражена глыбовым типом. К этому режиму относится Донецкий бассейн, где полностью отсутствует магматизм, нет частной инверсии и мощные палеозойские отложения (главным образом угленосные отложения визе, среднего и верхнего карбона) смяты в гребневидные складки промежуточного типа.

К парагеосинклинальному можно отнести тот режим, который часто исторически предваряет эв- и миогеосинклинальные режимы. В этих случаях до того, как геосинклиналь разделилась на контрастно противопоставленные друг другу интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, в ней выделились эв- и миогеосинклинальные зоны, происходит общее, нерасчлененное, пологое прогибание с компенсированным накоплением континентальных и мелководных морских отложений с мало меняющимися на площади мощностями. Такой режим, например, был в Альпах в конце перми, триасе и самом начале юры, когда на площади будущей геосинклинали альпийского цикла отлагались континентальные пески, глины и конгломераты, лагунные гипсы и доломиты, а также мелководные морские песчано-глинистые осадки и известняки. Дробное расчленение геосинклинали на прогибы и поднятия произошло в начале средней юры. На Кавказе такой же стадией предваряющего парагеосинклинального режима является триас.

Режим срединных массивов приурочен к таким участкам внутри геосинклиналей, которые можно истолковать либо как очень широкие интрагеоантиклинали, либо как маленькие платформы, включенные в геосинклиналь и ею «обтекаемые». Основой срединных массивов являются «обломки» структуры, созданные в предыдущие тектонические циклы. Например, в геосинклинали альпийского цикла могут быть срединные массивы, представляющие собой остатки структур, созданных складчатыми, метаморфическими и магматическими процессами в предыдущих герцинском, каледонском или докембрийских циклах. Такие структуры сразу после образования могли занимать значительно большую площадь. Но при заложении и дальнейшем развитии геосинклинали альпийского цикла этот старый складчатый, метаморфический и магматический «панцирь» был взломан и переработан и от него остались только фрагменты внутри новой геосинклинали. То, что срединные массивы являются остатками от последующего «взламывания» древних структур, подчеркивается несогласованностью внутренней структуры срединного массива со структурой окружающей молодой геосинклинали. Границы последней срезают простирания более древних структур массива (рис. 45).

В развитии глыбово-волновых колебательных движений срединные мас-

сивы ведут себя как обширные интрагеоантиклинали. Мощности отложений, принадлежащих к тому геотектоническому циклу, в течение которого массив являлся срединным, преимущественно малы. Складчатость этого времени слабая, главным образом глыбовая. Но срединные массивы очень сильно разбиты разломами и отличаются интенсивным магматизмом как эффузивным, так и интрузивным. Состав магматических пород весьма разнообразен. Среди них встречаются как известково-щелочные, так и щелочные породы. Наряду с андезитами, базальтами и нормальными гранитами здесь развиты трахиты, фонолиты, сиениты. Кислые, средние и основные породы имеют в общем равное распространение. Интрузии приурочены к разломам и образуют тела трещинного типа.

При расширении интрагеосинклиналей краевые прогибы, как указывалось, «накатываются» на соседние интрагеоантиклинали и постепенно последние все больше вовлекаются в прогибание. Точно так же краевые прогибы накатываются и на края срединных массивов и последние по мере развития эвгеосинклинального и миогеосинклинального режимов сокращаются. Но благодаря их большой ширине они никогда не вовлекаются в опускание полностью и сохраняются в геосинклинали до конца цикла ее развития в качестве «устойчивых интрагеоантиклиналей».

Типичными срединными массивами являются Македонско-Родопский массив в альпийской геосинклинали Динарид, Балкан и Крайштин или Армянский массив, охватывающий Южную Армению и часть Анатолии, расположенный внутри широкой альпийской же Тавро-Кавказской геосинклинали.

Очень большие срединные массивы, такие, например, как Венгерский, опоясанный альпийскими эв- и миогеосинклиналями Карпат, Балкан и Динарид, или Колымский, расположенный на Северо-Востоке СССР внутри мезозойской геосинклинали, имеют сложное строение. В их пределах могут находиться замкнутые прогибы со значительным накоплением осадков и с развитием типа парагеосинклинального или даже миогеосинклинального. На Венгерском срединном массиве такой внутренний прогиб с большими мощностями юрских отложений, испытавших довольно сильную складчатость, находится в районе горного массива Мечек. От Колымского срединного

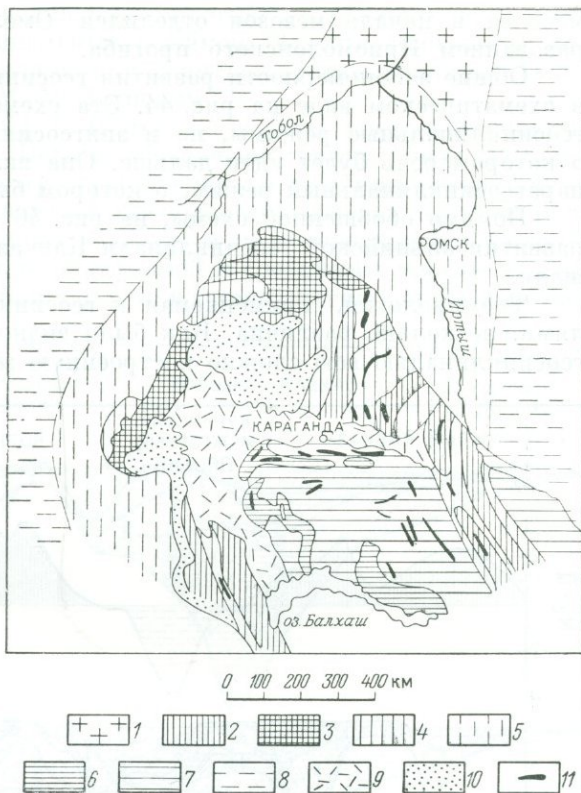


Рис. 45. Схема срединного массива герцинской геосинклинали. Центральный Казахстан. Составлена автором по обзорной геологической карте

1 — область докембрийской складчатости под платформенным чехлом палеозойских и мезо-кайнозойских отложений. Области каледонской складчатости: 2 — антиклинории, 3 — выходы докембрийских пород, 4 — синклинории, 5 — перекрытые платформенным чехлом палеозойских и мезо-кайнозойских отложений. Области герцинской складчатости: 6 — антиклинории, 7 — синклинории, 8 — перекрытые платформенным чехлом мезо-кайнозойских отложений; 9 — краевой вулканический пояс области герцинской складчатости; 10 — впадины, выполненные верхнепалеозойскими отложениями; 11 — крупные антиклинории. Срезание каледонской и более древней внутренней структуры срединного массива видно в районе Караганды

массива в начале мезозоя отделился Омолонский массив в связи с образованием Приомолонского прогиба.

Общие закономерности развития геосинклинальных режимов отражены в схематическом виде на рис. 44. Эта схема включает, однако, не только геосинклинальные режимы, но и эпигеосинклинальный орогенный режим, о котором речь будет идти дальше. Она включает также предварительный парагеосинклинальный режим, о котором было упомянуто выше.

Помимо обобщенной схемы, на рис. 46 и 47 показаны основные этапы развития альпийской геосинклинали Кавказа как в разрезе, так и на площади.

Терминология, применяемая к геосинклиналям разными исследователями, несколько различна. Как было видно, автор данной книги называет геосинклиналью всю сложно построенную зону активного эндогенного раз-

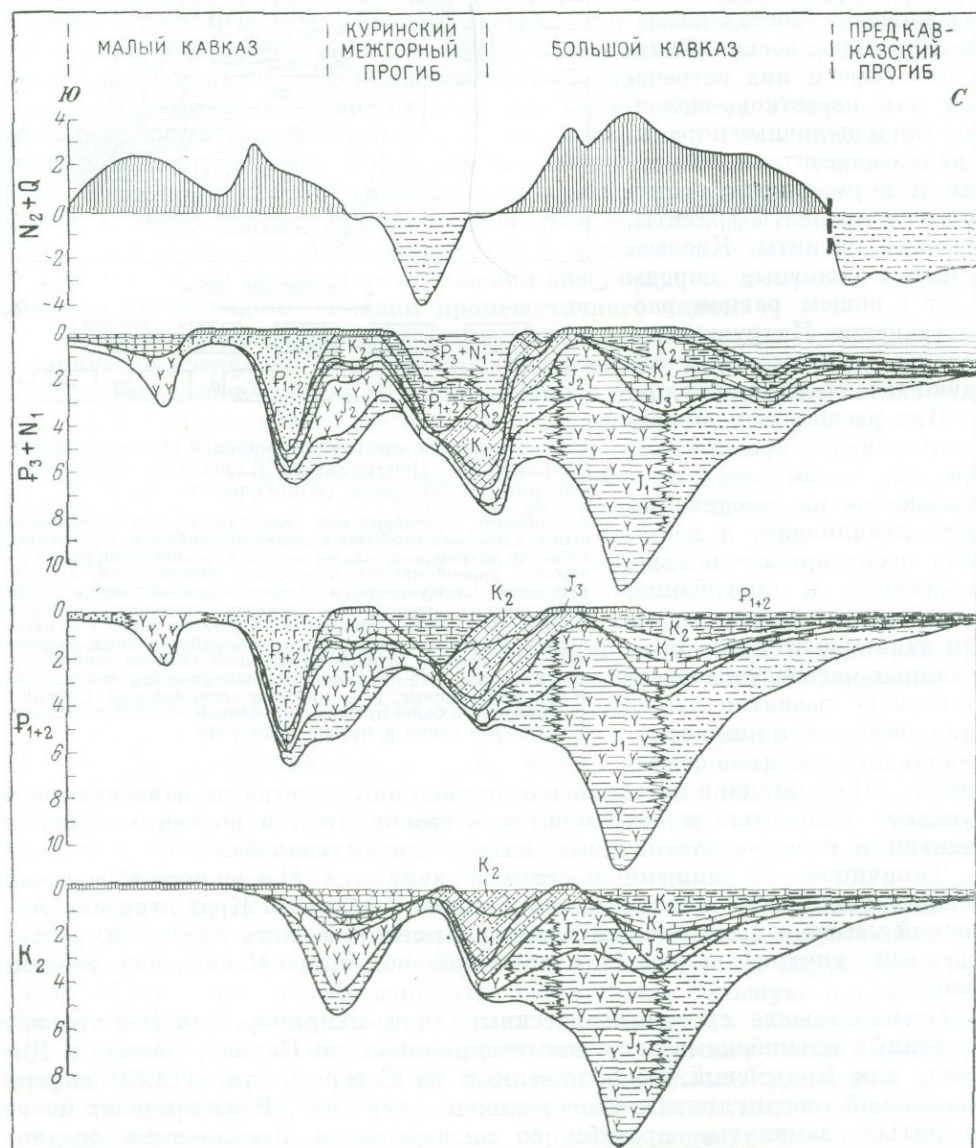
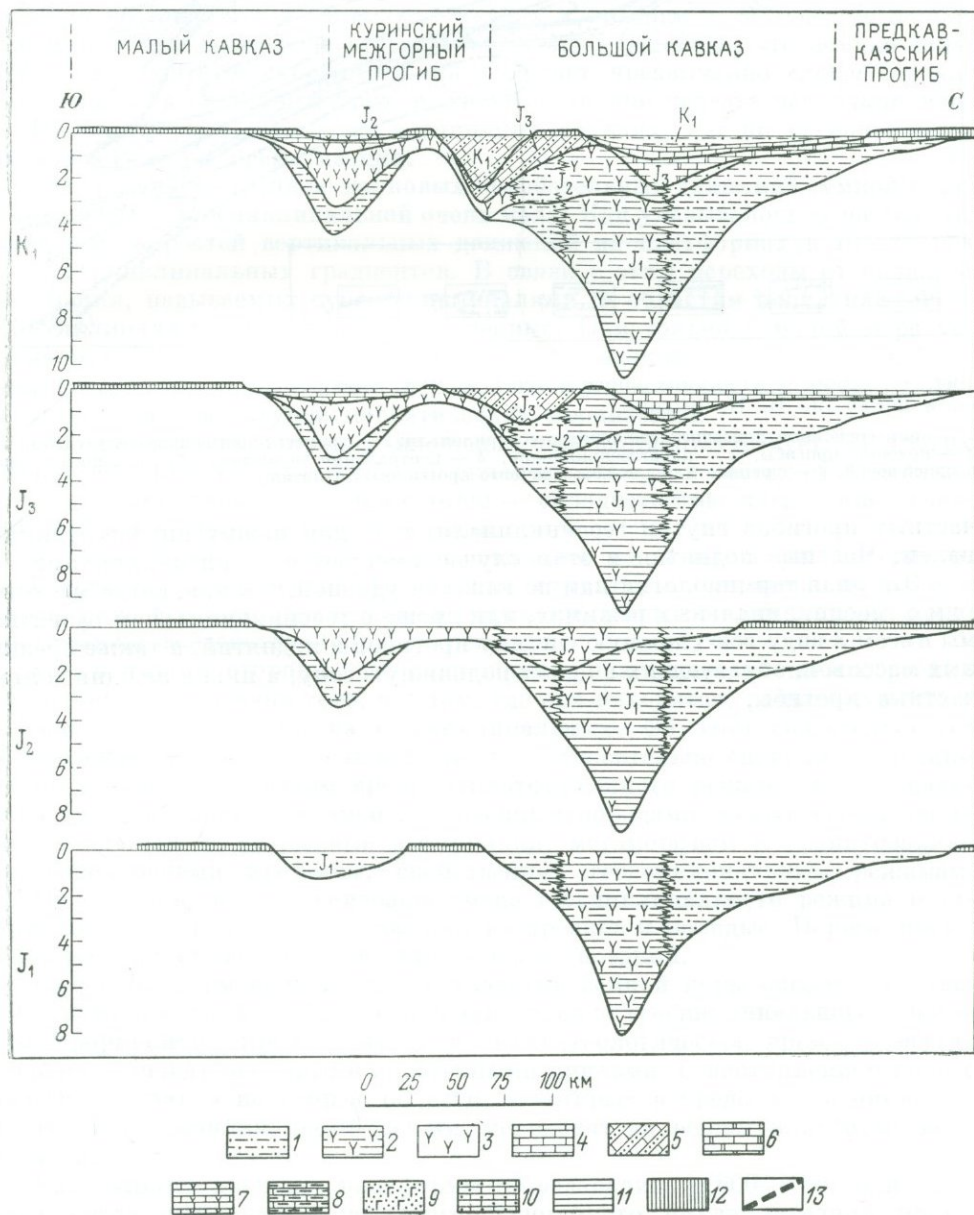


Рис. 46. Развитие колебательных движений на Большом Кавказе в течение альпийского
1 — песчано-глинистые отложения; 2 — глинистые толщи, содержащие дайки диабазов; 3 — вулкани-
ческие; 7 — карбонатные толщи, переслаивающиеся с вулканогенным материалом; 8 — мергели и глины
области размыва; 13 — разрыв

вития, включающую в себя и поднятия, и прогибы, и области проявления всех эв-, мио- и парагеосинклинальных режимов. Частные прогибы и поднятия он именует интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналями. Такая терминология была введена М. М. Тетяевым.

По другой терминологии (Н. С. Шатского) выделяются геосинклинальные пояса, области и системы. Первые обозначают группу геосинклиналей разного возраста, объединенных пространственным положением между двумя древними платформами. Геосинклинальные области и системы представляют собой части поясов, выделяемые по возрасту и по положению между двумя срединными массивами или между платформой и срединным массивом. Термин же «геосинклиналь» употребляется в этой терминологии для обозначения



цикла (палеотектонические профили). Составил В. Н. Шолпо

генные толщи; 4 — известняки; 5 — карбонатно-терригенный флиш; 6 — доломитизированные известняки; 9 — туфы и туфогенные породы; 10 — песчаные известняки; 11 — глины; 12 —

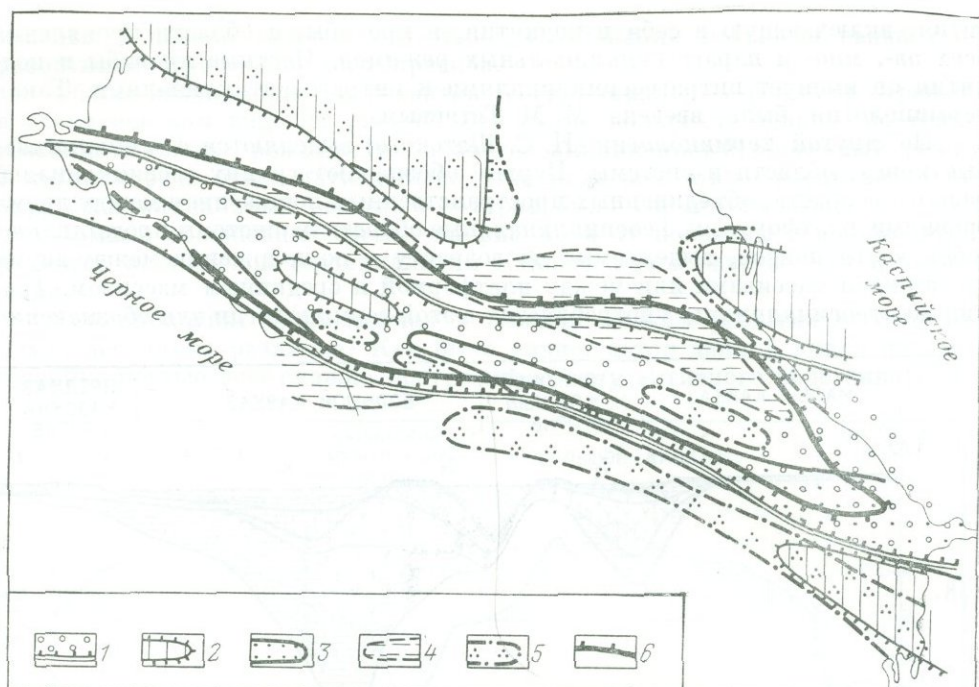


Рис. 47. Схема геосинклинального и орогенного развития Большого Кавказа в альпийском цикле (по В. Н. Шолпо)

1 — доинверсионные (допозднеюрские) интрагеосинклинали; 2 — доинверсионные интрагеоантиклинали; 3 — краевые прогибы; 4 — парагеосинклинали; 5 — центральные поднятия, образовавшиеся перед поздней юрой; 6 — граница плиоцен-четвертичного орогенного поднятия

частных прогибов внутри геосинклинали, т. е. для наших интрагеосинклиналей. Частные поднятия в этом случае именуются геоантиклиналями.

Эта иная терминология нам не кажется удачной, так как, когда мы говорим о геосинклинальных режимах, или проще о геосинклинальном развитии, мы имеем в виду всю сложную систему прогибов и поднятий, а также срединных массивов, образующих в целом подвижную зону, а никак не одни только частные прогибы.

ПЛАТФОРМЕННЫЕ
И ОРОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ

КЛАСС ПЛАТФОРМЕННЫХ РЕЖИМОВ

Платформенные режимы характеризуются свойствами, противоположными свойствам геосинклинальных режимов.

Судя по тому, что в типичных случаях магматизм на платформе полностью или почти полностью отсутствует, можно полагать, что земная кора в областях платформенного режима обладает чрезвычайно *слабой проницаемостью*. С достаточным приближением ее можно назвать *непроницаемой*.

На платформах, опять же в типичных случаях, нет ни регионального метаморфизма, ни гранитизации.

Контрастность глыбово-волновых колебательных движений земной коры по сравнению с геосинклинальной очень мала. Как указывалось выше (гл. 1), градиенты скоростей вертикальных движений на платформах в 10—30 раз ниже геосинклинальных градиентов. В связи с этим переходы от областей прогибания, называемых субгеосинклиналями, к областям поднятия — субгеоантиклиналям — плавные и постепенные. Они только в малой мере усложняются уступами небольшой амплитуды, связанными с разломами. Слабая активность и малая глубина проникновения последних демонстрируются отсутствием вдоль уступов магматических проявлений.

Складчатость на широких площадях платформ отсутствует. В других районах она представлена глыбовой складчатостью, а в местах относительно большого накопления осадочных толщ — складчатостью нагнетания, главным образом в форме соляных куполов.

Те платформы, которые сейчас известны на поверхности материков, представляют собой весьма устойчивые структуры. Образовавшись, они сохраняются в течение последующего времени, лишь в малой степени «перерабатываясь» воздействием других режимов.

Но, с другой стороны, все современные платформы в своем строении обнаруживают признаки того, что там, где они находятся, раньше существовал иной режим — один из геосинклинальных. Об этом свидетельствует двухэтажное строение всех платформ: под относительно спокойно лежащим чехлом пород, отвечающим времени платформенного режима, всегда находится более древний фундамент, сложенный породами, испытавшими сильные складчатые и разрывные деформации, метаморфизм и гранитизацию, т. е. пережившими процессы, свойственные геосинклинальным режимам.

По времени, когда произошла смена геосинклинального режима платформенным, мы разделяем платформы на древние и молодые. Первые имеют фундамент докембрийский, вторые — более поздний.

Одной из форм подчиненности развития земной коры общему эндогенному ритму (см. гл. 9) является то, что переход от геосинклинального режима к платформенному происходит не в любое геологическое время, а всегда на границе между основными эндогенными циклами. С наступлением нового эндогенного цикла некоторые области, в которых в предыдущем цикле существовал геосинклинальный режим, переходят на режим платформенного развития.

Устойчивые древние платформы образовались 1600—1800 млн. лет назад, после окончания карельского эндогенного цикла (средний протерозой). Именно в это время сформировалась большая часть тех древних платформ, которые мы показываем сейчас на тектонических картах: Восточно-Европейская, Сибирская, Канадская и др. Это все — эпикарельские

древние платформы. Но существуют также и эпипротерозойские древние платформы, где смена геосинклинального режима платформенным произошла на границе протерозоя и палеозоя, т. е. в конце байкальского эндогенного цикла. Таков возраст платформенного режима на ряде участков Африканской древней платформы.

Следующими этапами перехода от геосинклинального режима к платформенному явились рубежи между каледонским циклом и герцинским, между герцинским и альпийским. В эти этапы формировались уже молодые платформы — эпикаледонские и эпигерцинские. Иногда говорят также об эпимезозойских (или эпикиммерийских) платформах, имея в виду спокойное состояние земной коры, следовавшее за окончанием развития геосинклиналей мезозойского цикла (например, на Северо-Востоке СССР).

Следовательно, древние и эпикаледонские молодые платформы, образовавшись, существовали в качестве платформ в течение нескольких эндогенных циклов подряд.

В развитии глыбово-волновых колебательных движений на платформах нет частной инверсии. Поэтому на них не наблюдается закономерной волновой эволюции субгеосинклиналей, подобно той, которая характерна для интрагеосинклиналей. Размещение областей прогиба и поднятия на платформах в течение целых эндогенных циклов может оставаться в общем одинаковым, нарушаясь лишь второстепенными колебаниями в положении границ между такими областями. Если устойчивость в размещении субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей сохранялась вплоть до последнего времени, то такое размещение закрепляется в расположении современных крупных платформенных структурных форм — синеклиз и антеклиз. Поскольку первые наследуют субгеосинклиналям, они отличаются большей мощностью всех платформенных отложений и обычно более тонкими терригенными осадками и большим участием известняков в разрезе. Антеклизы, являющиеся в этом случае структурным конечным выражением субгеоантиклиналей, напротив, характеризуются малыми мощностями платформенного осадочного чехла или даже полным его отсутствием и относительно более грубыми осадками.

Но в течение длительной истории платформы субгеосинклинали и субгеоантиклинали могут и довольно значительно перемещаться и их относительная роль может меняться. При этом действует так называемое «правило Карпинского», согласно которому наиболее активные субгеосинклинали располагаются в непосредственной близости к наиболее активной в данном эндогенном цикле геосинклинали, примыкающей к платформе, и имеют простираение параллельное той же геосинклинали. На рис. 48 показано как от цикла к циклу менялось размещение субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей на Восточно-Европейской платформе. В байкальском и каледонском циклах наиболее активная субгеосинклиналь протягивалась через центральные районы платформы и имела северо-восточное простираение, параллельное протерозойской и каледонской геосинклиналям Скандинавии. В герцинском цикле основная роль перешла к субгеосинклинали, которая протягивалась в меридиональном направлении от Нижнего Поволжья к низовьям Печоры параллельно активно развивавшейся в то время Уральской геосинклинали. Наконец, в альпийском цикле, когда соседней активной геосинклиной оказалась Кавказская, важное значение приобрела Днепро-Донецкая субгеосинклиналь, расположенная на юге платформы и имеющая простираение, параллельное Кавказу и Крыму.

В таких случаях конечная структура, наблюдаемая на поверхности, очевидно, является результатом суммирования всех вертикальных движений, происходивших в каждом пункте платформы, и антеклизы и синеклизы не будут совпадать с субгеоантиклиналями и субгеосинклиналями какого-либо определенного возраста. Структура на разных уровнях разреза будет различной не только в связи с миграцией прогибов и поднятий, но и в связи с изменением скорости и амплитуды движений. А на рельеф фундамента

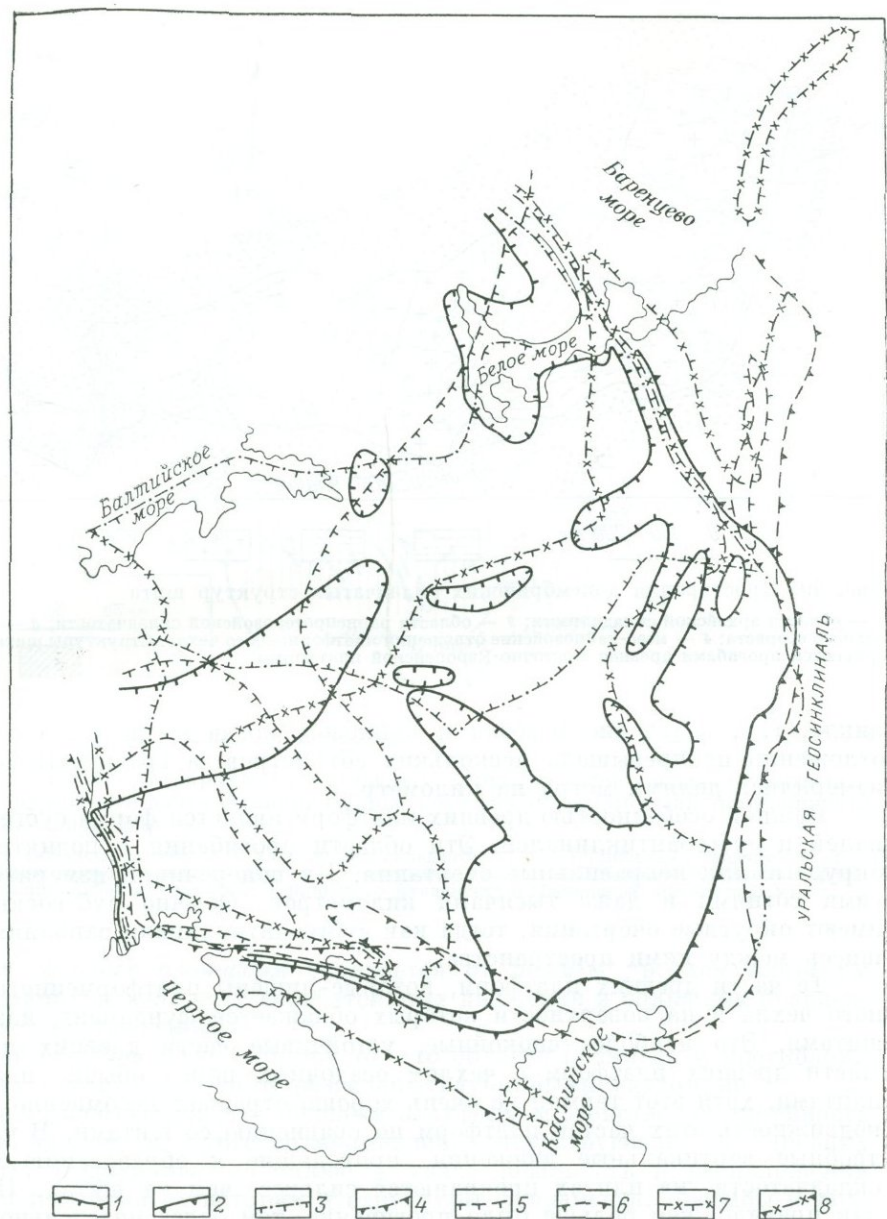


Рис. 48. История синеклиз и антеклиз на Восточно-Европейской платформе (по А. М. Сычевой-Михайловой)

1 — синеклизы средне- и позднерифейские; 2 — граница рифейской платформы; 3 — синеклизы каледонского цикла (ранний кембрий); 4 — граница каледонской платформы; 5 — синеклизы герцинского цикла (средне- и позднекаменноугольное время); 6 — граница герцинской платформы; 7 — синеклизы альпийского цикла (раннемеловое время); 8 — граница альпийской платформы. Дополнительные штрихи направлены внутрь синеклиз

наибольшее влияние окажут движения с наибольшим размахом. На Восточно-Европейской платформе наибольшую амплитуду имели движения, происходившие в течение верхнепротерозойского цикла, когда платформа была еще молодой. Именно они и определили основные черты рельефа фундамента, тогда как последующие вертикальные движения внесли лишь второстепенные изменения.

Укажем на различия между режимами древних и молодых платформ.

Режим древних платформ характеризуется максимальным спокойствием. Прототипом его может служить Восточно-Европейская платформа в альпийском

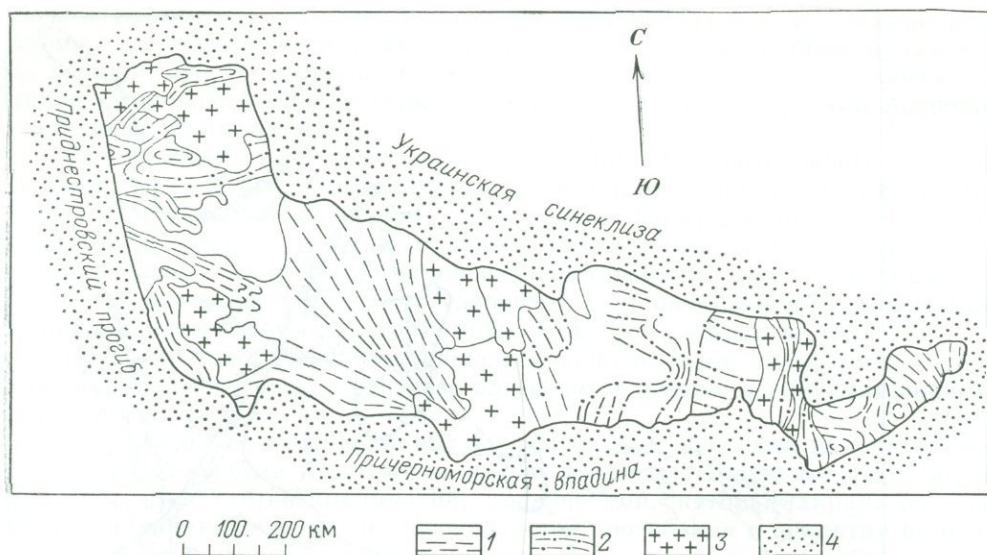


Рис. 49. Простираия докембрийских складчатых структур щита

1 — области архейской складчатости; 2 — области раннепротерозойской складчатости; 3 — гранитоиды разного возраста; 4 — мезо-кайнозойские отложения платформенного чехла. Структуры щита несогласно срезаются прогибами древней Восточно-Европейской платформы

цикле, т. е. в течение мезозоя и кайнозоя, когда мощность накопленных отложений не превышала нескольких сот метров, а градиенты мощностей измерялись долями метра на километр.

Важной особенностью древних платформ является форма субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей. Эти области прогибания и поднятия имеют округлые или неправильные очертания. Их поперечники измеряются многими сотнями и даже тысячами километров. Обычно субгеосинклинали имеют округлые очертания, тогда как субгеоантиклинали заполняют оставшиеся между ними пространства.

Те части древних платформ, которые лишены платформенного осадочного чехла и на поверхности которых обнажается фундамент, называются щитами. Это наиболее спокойные, устойчивые части древних платформ. Части древних платформ с чехлом осадочных пород обычно называются плитами, хотя этот термин не очень хорошо отражает несомненно большую подвижность этих частей платформ по сравнению со щитами. В частности, дробные вертикальные движения, приводящие к образованию глыбовой складчатости, на плитах проявляются сильнее, чем на щитах. При этом, как правило, чем больше было прогибание, тем более интенсивно развиты глыбовые складки.

Размещение субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей, а в конечном счете синеклиз и антеклиз на древних платформах, насколько можно судить по имеющимся данным, не связано со структурой фундамента. Области прогибания и поднятия древних платформ оказываются «наложенными» структурами, их границы режут под произвольными углами простираия структур фундамента и пересекают также разновозрастные зоны последнего. Какое-либо тектоническое унаследование между фундаментом и древней платформой отсутствует. В этом легко убедиться, наблюдая как юго-восточное и меридиональное простираия докембрийских структур на Балтийском и Украинском щитах срезаются границами между этими щитами и прилегающими к ним синеклизами — Московской, Украинской и др. (рис. 49). Точно так же меридиональные докембрийские простираия на Анабарском щите срезаются границами окружающих синеклиз Сибирской платформы.

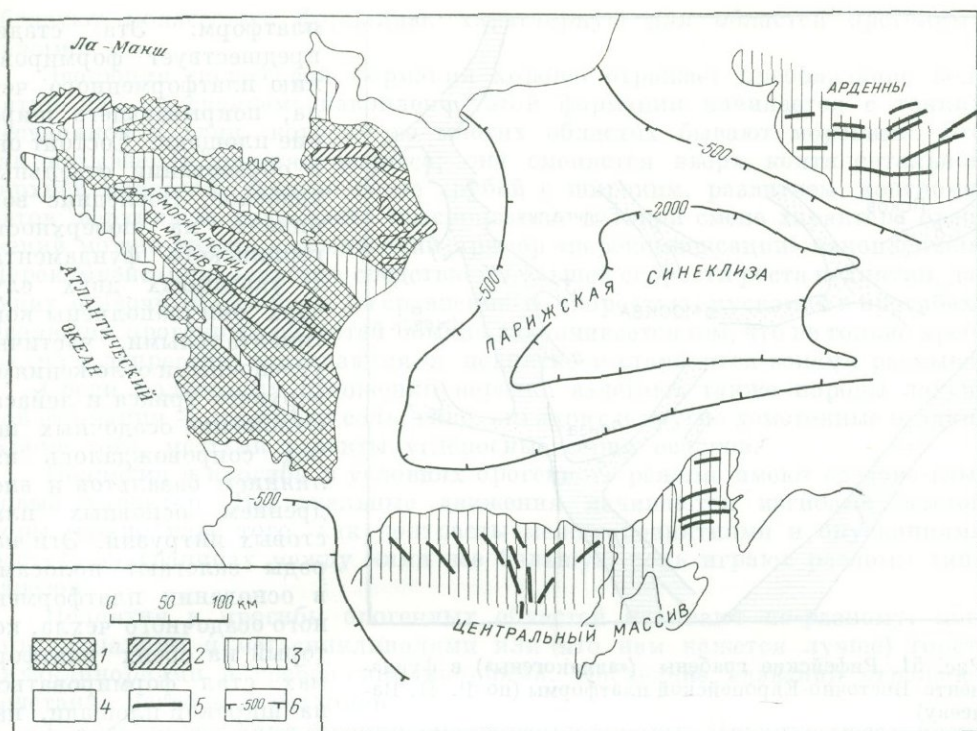


Рис. 50. Несогласное перекрытие палеозойских структур Армориканского массива, Арденн и Центрального плато Франции Парижской синеклизой. Молодая эпигерцинская платформа Западной Европы

1 — докембрийская складчатость; 2 — каледонская складчатость; 3 — герцинская складчатость; 4 — мезо-кайнозойские отложения в синеклизах; 5 — простираение складок на Центральном плато и в Арденнах; 6 — изолинии глубины складчатого герцинского фундамента в Парижской синеклизе (в м)

Режим молодых платформ отличается от режима древних платформ большим размахом волновых колебательных движений и большими градиентами скоростей последних.

Важной особенностью является то, что области поднятия и прогибания на молодых платформах часто разделены глубинными разломами.

Нередко указывается, что молодым платформам свойственна линейность субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей, отсутствующая на древних платформах. Подчеркивается также и унаследованность в расположении прогибов и поднятий от истории и структуры фундамента: прогибы и поднятия, развивавшиеся в конце предыдущего, доплатформенного, цикла (в орогенную стадию), продолжают развиваться в следующем цикле уже в платформенной обстановке в качестве сильно ослабленных «постумных» прогибов (субгеосинклиналей) и поднятий (субгеоантиклиналей).

Пример Урало-Сибирской эпигерцинской платформы показывает, что и линейность и унаследованность, по крайней мере для некоторых молодых платформ, существуют. Но это не является общим правилом: на Западно-Европейской эпигерцинской платформе субгеосинклинали и субгеоантиклинали (которые в современной структуре выражены синеклизами и антеклизами) оказываются, во-первых, округлыми, а во-вторых, несогласно наложенными на герцинскую структуру фундамента. Например, контуры Парижской синеклизы срезают простирающиеся складчатые структуры всех поднятых и обнаженных герцинских массивов, окружающих ее (рис. 50).

Изучая разрез некоторых эпигерцинских платформ (например, Урало-Сибирской или Пидмонтской на восточной окраине Северо-Американского материка), можно подметить самую начальную стадию образования этих

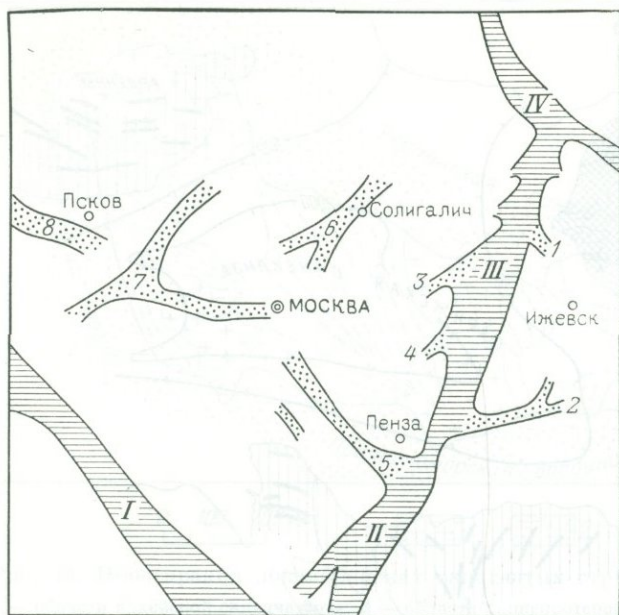


Рис. 51. Рифейские грабены («авлакогены») в фундаменте Восточно-Европейской платформы (по Р. Н. Валееву)

Грабены первого порядка: I — Большого Донбасса, II — Донско-Меловицкий, III — Казанско-Кировский, IV — Предтуманский. Грабены второго порядка: 1 — Генецкий, 2 — Шугуровский, 3 — Яранский, 4 — Ронгинский, 5 — Пачелмский, 6 — Солигаличский, 7 — Валдайский, 8 — Псковский

совершенно очевидные признаки того, что платформа начала формироваться с аналогичной стадии образования грабен в теле фундамента. Здесь возраст грабен рифейский. Они заполнены рифейскими же континентальными отложениями, среди которых залегают покровы и пластовые интрузии основных магматических пород. Грабены образуют правильную сеть: одни из них имеют северо-западные простирания, другие — северо-восточные (рис. 51).

Можно предположить, что стадия грабенообразования вообще является вступительной к формированию платформ, как молодых, так и древних, и что грабены намечают первоначальное местоположение будущих значительно более обширных субгеосинклиналей.

Грабены, образование которых являлось первой стадией формирования платформ и которые запечатлелись в строении подошвы осадочного платформенного чехла, получили наименование авлакогенов. Этот термин был предложен Н. С. Шатским для грабен в фундаменте древних платформ. Но он может быть распространен и на молодые платформы.

КЛАСС ОРОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

Орогенные режимы характеризуются, как и геосинклинальные, большим размахом и большой контрастностью глыбово-волновых колебательных движений. В отношении этих признаков каких-либо существенных различий между этими двумя классами режимов нет.

Но орогенные режимы отличаются от геосинклинальных преобладанием поднятий над опусканиями. Области орогенного режима — это прежде всего горные области. Они расчленены на зоны поднятий и опусканий. Зоны поднятий размываются, а в прогибах накапливаются осадки. Последние

платформ. Эта стадия предшествует формированию платформенного чехла, покрывающего широкие площади. Состоит она в образовании отдельных грабен. Последние возникали на поверхности герцинского фундамента. В указанных двух случаях они заполнены континентальными, частично угленосными отложениями верхнего триаса и лейаса. Отложение осадочных пород сопровождалось излиянием базальтов и внедрением основных пластовых интрузий. Эти породы залегают полосами в основании платформенного осадочного чехла, который на обеих платформах стал формироваться на широкой площади, начиная со средней юры.

Оказалось, что и в основании разреза Восточно-Европейской древней платформ также имеются

образуют молассовую формацию, характерную для областей орогенных режимов.

Эволюция молассовой формации хорошо отражает преобладание поднятий над опусканием: накопление этой формации начинается с тонких песчаников и глин, которые во многих областях бывают морскими. Это так называемая нижняя моласса; она сменяется вверх континентальной верхней молассой, гораздо более грубой с широким, развитием конгломератов; верхняя моласса часто красноватая. В такой смене характера отложений можно видеть классический пример «перекомпенсации» накоплением. Перекомпенсация является следствием большей скорости роста поднятий, дающих осадочный материал, по сравнению со скоростью опусканий в прогибах. Эволюция орогенных областей обычно заканчивается тем, что не только хребты, но и депрессии вовлекаются в поднятие и становятся зонами размыва.

Среди молассовых отложений нередко залегают также породы лагунной формации — каменная соль, гипс, ангидрит и другие хемогенные осадки. Кроме того, местами развиты угленосные серии осадков.

Поднятия и прогибы в условиях орогенного режима имеют сводово-глыбовый характер. Вертикальные движения начинаются изгибами земной коры, но по мере того, как контрасты между поднятиями и опусканиями растут, на границах между ними все большую роль играют разломы типа взрезов.

Поднятия и прогибы орогенных областей называют по-разному: мегантиклиналями и мегасинклиналями или (что нам кажется лучше) горст-антиклинориями и грабен-синклинориями. Последние названия отражают сочетание изгибов и разломов.

Взрезы определяют проницаемость земной коры. Проницаемость носит резко выраженный сосредоточенный характер, что составляет еще одно важное отличие орогенных режимов от геосинклинальных. Глубинные взрезы, являющиеся каналами для сосредоточенной проницаемости, возникают в процессе «взламывания» земной коры, бывшей перед этим целостной монолитной и непроницаемой. При эпигеосинклинальном орогенном режиме взламыванию подвергается тот кристаллический панцирь, который образовался в инверсионную геосинклинальную стадию в процессе регионального метаморфизма и гранитизации. При эпиплатформенном орогенезе взламывается монолитная кора платформ.

К глубинным взрезам приурочен магматизм, как эффузивный, так и интрузивный, который, как правило, в значительном масштабе сопровождает орогенный режим.

В обстановке орогенного режима происходят и некоторые складчатые деформации. Это в основном глыбовые складки, наблюдаемые лучше всего в прогибах. Они связаны с относительными поднятиями небольших глыб по второстепенным взрезам. Кроме того, развиты складки нагнетания; они приурочены к местам, где имеются пластичные породы (глины, соль), принадлежащие к лагунной формации. Но могут возникать, хотя и в малых масштабах, складки общего смятия, если на слои оказывают давление разваливающиеся в стороны под влиянием силы тяжести относительно поднятые глыбы в соответствии с механизмом, описанным выше (гл. 4).

Выделяются орогенные режимы *эпигеосинклинальный* и *эпиплатформенный*, т. е. развивающиеся после геосинклинального или платформенного режимов.

До последнего времени господствовало убеждение (оно у многих исследователей сохраняется и сейчас), что геосинклинальное развитие закономерно и обязательно заканчивается горообразованием, т. е. что орогенный режим является неизбежным следствием геосинклинального развития и даже может рассматриваться как завершающая стадия в развитии геосинклинали. Этого мнения раньше придерживался и автор.

Однако в настоящее время накопились данные, которые заставляют изменить эту точку зрения и считать орогенный режим самостоятельным,

который хотя часто и следует за геосинклинальным, но непосредственно из него не вытекает.

Во-первых, выяснилось, что на месте некоторых геосинклиналей горы не образуются: геосинклинальное развитие и в них заканчивается теми двумя стадиями, которые были рассмотрены выше для эв- и миогеосинклинального режимов, и непосредственно сменяется платформенным режимом без промежуточной орогенной стадии. Например, не было горообразования перед образованием Скифской платформы после окончания герцинского цикла геосинклинального развития. Нет признаков образования горного рельефа при завершении герцинского геосинклинального развития и на большей части Западно-Сибирской низменности. Даже в тех случаях, когда орогенный режим возникает там, где перед этим существовал геосинклинальный режим, сплошь и рядом между окончанием последнего и началом первого наблюдается более или менее длительный перерыв, в течение которого движения земной коры и эндогенная активность ослаблены.

Например, в Западных Альпах частная инверсия произошла в конце позднего мела — начале палеоцена и флиш накапливался в палеоцене и эоцене, а орогенный режим установился только в миоцене. Перед этим, как указывает Р. Трюмпи, в течение значительной части олигоцена Альпы представляли собой выровненную холмистую страну.

Особенно длительный период промежуточного покоя наблюдается в истории ряда мезозойских геосинклиналей. Например, в Верхояно-Колымской геосинклинали на Северо-Востоке СССР геосинклинальное развитие было завершено не позже раннего мела, а горообразование началось только в неогене, что специально подчеркивает И. А. Резанов. Кордильеры Северной Америки после окончания геосинклинального развития (в конце мезозоя) в течение всего палеогена, по данным Ф. Кинга, были болотистой равниной. Орогенез в этой области начался только в конце миоцена.

Во-вторых, поднятия и прогибы, возникающие во время орогенного режима на месте бывшей геосинклинали, далеко не всегда наследуют и развивают те поднятия и прогибы, которые были в геосинклинали в течение ее инверсионной стадии, или наследуют их лишь частично. Например, орогенное поднятие Большого Кавказа только в юго-восточной его части совпадает с центральным поднятием и могло бы рассматриваться как дальнейшее развитие последнего. В северо-западной половине той же горной страны орогенное поднятие лежит в стороне от центрального поднятия, которое находится в Сванетии, т. е. на южном склоне современного орогенного поднятия Главного Кавказского хребта (см. рис. 47).

В-третьих, само существование эпиплатформенного орогенного режима противоречит представлению об этом режиме, как о продолжении развития геосинклинали.

Общеизвестным примером эпиплатформенного орогенеза являются неотектонические события в Центральной Азии, в том числе и в советской части Тянь-Шаня. В этой обширной области в мезозое и палеогене существовал режим молодой платформы, а в неогене и четвертичном периоде установился орогенный режим.

Все это убеждает в том, что орогенный режим представляет собой в значительной степени самостоятельное явление. В значительной степени, а не полностью, так как история земной коры все же показывает, что большинство орогенных режимов принадлежало к типу эпигеосинклинальных. Мы можем сказать, что хотя появление орогенного режима не зависит от предыдущего геосинклинального развития, но геосинклинали все же оказываются зонами, наиболее благоприятными для возникновения этого режима. Относительно благоприятными зонами для орогенного режима являются и молодые платформы, тогда как к древним платформам орогенез приурочен реже (на древних платформах своеобразной заменой эпиплатформенного орогенеза оказывается рифтовый режим, который, впрочем, может возникать и на молодых платформах. Об этом режиме см. ниже). Самостоятельность орогенного

режима была недавно подчеркнута Ю. Г. Леоновым. Но истоки этого представления об орогенном режиме следует искать в работах В. А. Обручева и Г. Ф. Мирчинка тридцатипятилетней давности.

Мы видели, что и геосинклинальный и платформенный режимы в своем развитии подчиняются общему эндогенному ритму развития земной коры. Точно так же и проявления орогенных режимов «вписываются» в тот же ритм. Орогенный режим возникает всегда в конце эндогенного цикла. Если говорить только о фанерозойских циклах, то следует отметить, что орогенные режимы возникали: в конце силура и в девоне, т. е. в конце каледонского эндогенного цикла; в конце карбона и в перми, т. е. в завершение герцинского цикла; в юрском и меловом периодах, т. е. в заключение мезозойского цикла; в неогене и четвертичном периоде, т. е. в конце альпийского цикла. Особенно хорошо известна эпоха повсеместной неоген-четвертичной «неотектонической активизации», когда сформировался рельеф всех современных горных областей Земли. Такая временная приуроченность свойственна как эпигеосинклинальному, так и эпиплатформенному типам орогенного режима. Следует лишь подчеркнуть, что каждый раз орогенез происходит не повсеместно, а лишь в некоторых областях. Он может проявляться различно на протяжении зоны, которая однородна по предыдущему своему развитию. Например, в Западной Европе неотектоническая активизация эпигерцинской платформы охватила лишь некоторые участки бывшей герцинской геосинклинали.

Приурочиваясь к концу эндогенного цикла и характеризуясь значительным преобладанием поднятий над опусканиями, орогенный режим является особенно ярким выражением общей инверсии тектонического режима, происходящей в каждом эндогенном цикле. Предшествовал ли орогенному режиму геосинклинальный или платформенный режим — и в том и другом случаях в начале цикла преобладали опускания над поднятиями. Полное преобладание поднятий над опусканиями характеризует орогенную стадию с начала образования верхней молассы. Но уже во время накопления нижней молассы развивается нарастание поднятий относительно опусканий. Так что начало отложения нижней молассы соответствует времени общей инверсии.

Возникнув, орогенный режим может сохраняться в течение нескольких геологических периодов, захватывая в значительной степени следующий эндогенный цикл. Например, начавшись в конце каледонского цикла — в силуре и девоне — орогенный режим в Алтае-Саянской области сохранялся в течение герцинского цикла, т. е. не только в девоне, но и в карбоне и перми. В Монголо-Охотской зоне (в Приамурье) орогенный режим установился в конце герцинского цикла — в перми, но сохранялся до начала мела.

Орогенные поднятия сначала бывают узкими, а затем расширяются. Этот процесс особенно ясно выражен в случае эпигеосинклинального орогенеза, когда поднятия захватывают все новые полосы бывшей геосинклинали и, в конце концов, одно орогенное поднятие может включить в себя ряд зон бывшей геосинклинали. Орогенное поднятие Главного Кавказского хребта охватило геосинклинальное центральное поднятие, два краевых прогиба, большую интрагеоантиклиналь центральной и северо-западной частей Главного хребта и парагеосинклиналь северного склона. Оно захватило и край лежащей к северу от хребта молодой Скифской платформы (см. рис. 47). Орогенные поднятия растут также и в длину (рис. 52). Следовательно, орогенные поднятия могут оказаться более крупными структурами, чем те, которые расчленили земную кору в предыдущей геосинклинальной обстановке.

Прогибы в орогенных областях, расположенные между двумя поднятиями, называются *межгорными прогибами*. Прогибы, расположенные на краю орогенной области, именуются *передовыми*. История тех и других состоит в волнообразном смещении по мере расширения орогенных

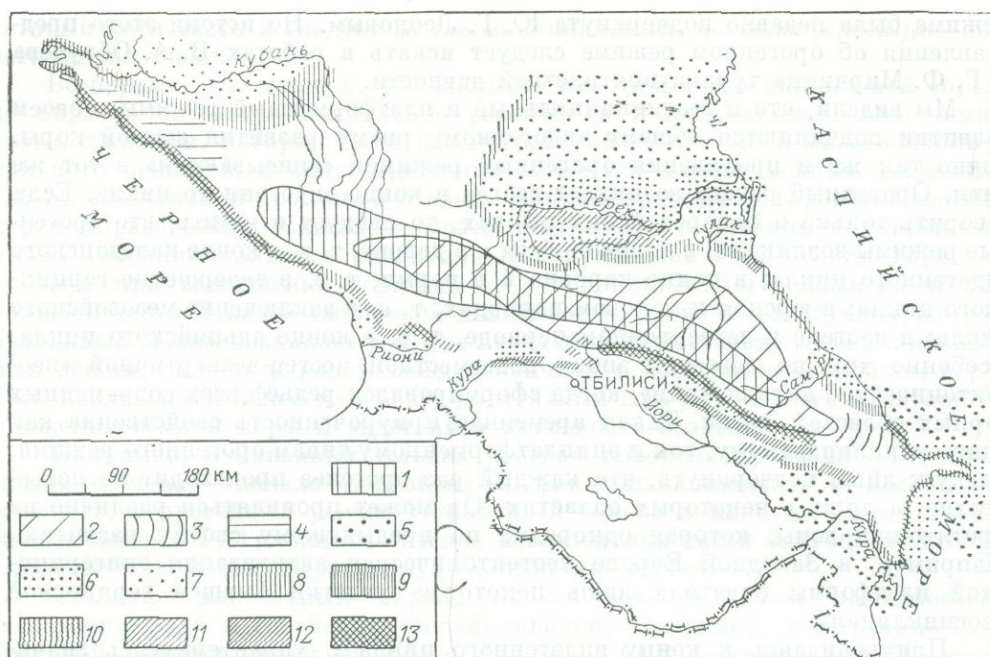


Рис. 52. Схема новейшей тектоники Большого Кавказа (по В. А. Растворовой)

Сводовое поднятие Большого Кавказа. Интенсивно поднимающаяся часть сводового поднятия Большого Кавказа: 1 — в течение верхнего миоцена — нижнего плиоцена, 2 — в течение верхнего плиоцена — четвертичного периода, 3 — со второй половины четвертичного периода (с послегюржанского времени); 4 — область малых поднятий в течение новейшего этапа. Депрессии (указана величина прогибания за четвертичный период): 5 — интенсивно прогибающиеся (до 1000 м), 6 — умеренно прогибающиеся (до 500 м), 7 — мало прогибающиеся (до 200 м). Зоны сочленения сводового поднятия Большого Кавказа и окружающих его депрессий. Четвертичные депрессии накладываются на моноклинально залегающие третичные отложения: 8 — с пологими углами падения, 9 — с крутыми углами падения. Четвертичные депрессии накладываются на периферию сводового поднятия Большого Кавказа, образованную смятыми в складки: 10 — четвертичными отложениями, 11 — третичными отложениями, слабо складчатыми, 12 — третичными отложениями, интенсивно складчатыми; 13 — четвертичные депрессии накладываются на периферию сводового поднятия Большого Кавказа, образованную дислоцированными доолигоценными отложениями

поднятий. Если ось орогенного эпигеосинклинального поднятия совпадала с положением центрального поднятия, межгорные и передовые прогибы на ранних стадиях их развития могут совпасть с положением краевых прогибов, и тогда перемещение орогенных прогибов непосредственно продолжает до волнообразное развитие поднятий и прогибов, которое началось еще в геосинклинали в эпоху частной инверсии. Краевые прогибы, двигаясь навстречу друг другу, могут слиться в межгорный прогиб. Последний оказывается расположенным там, где в начале геосинклинального развития находилась интрагеоантиклиналь. Это может быть не единый прогиб, а ряд ванн, между которыми сохраняются остаточные поднятия интрагеоантиклинали. Орогенные прогибы накатываются и на срединные массивы. Прогибы захватывают их с краев или оказываются наложенными в форме отдельных бассейнов на их внутреннюю часть. Миграция орогенных прогибов, продолжая аналогичную миграцию, начавшуюся во время геосинклинального развития, ведет к дальнейшему смещению линз осадочных формаций: линза, сложенная молассовой формацией, оказывается смещенной наружу (т. е. в сторону от центрального поднятия) относительно линзы верхнетерригенной формации (см. рис. 44).

Примером может явиться Куринский межгорный прогиб, который в геосинклинальную стадию до олигоцена включительно был занят преимущественно интрагеосинклиналью. Когда в конце миоцена началась орогенная стадия, эта интрагеоантиклиналь быстро, начиная с краев, была захвачена опусканием и превратилась в межгорный прогиб. Структурно — это

обращенный синклиниорий, тогда как восточная часть Главного Кавказского хребта и хребет Малого Кавказа, поднявшиеся там, где до частной инверсии находились интрагеосинклинали, являются обращенными антиклинориями (см. рис. 47).

Передовые прогибы также сначала могут совпадать с краевыми прогибами, но затем одновременно с быстрым расширением окраинного примыкающего к прогибу орогенного поднятия столь же быстро мигрируют в сторону платформы и обычно накатываются на ее край. Передовой прогиб построен несимметрично: край, обращенный к ближайшему орогенному поднятию, у него более крутой, а край, обращенный в сторону платформы, пологий. Складчатые дислокации на разных крыльях передового прогиба также различны: глыбовые складки и складки нагнетания на его внутреннем крыле развиты сильнее и они сложнее, чем на внешнем.

Складчатость орогенной стадии, образующаяся как в передовых, так и в межгорных прогибах, представляет собой наиболее позднее проявление складчатых деформаций в данном эндогенном цикле. В случае эпигеосинклинального типа орогенеза в развитии складчатых деформаций можно выделить, следовательно, две основные стадии: стадию геосинклинального складкообразования, когда глубинная складчатость и складчатость общего смятия возникают в центральных поднятиях, и стадию орогенного складкообразования, когда в межгорных и передовых прогибах формируются складчатости глыбовая и нагнетания. В этом случае орогенная складчатость дополняет геосинклинальную в образовании структуры *складчатой зоны*, принадлежащей к соответствующему эндогенному циклу. Эта зона состоит из складок разных типов, образовавшихся в разные стадии цикла. Складчатость дополняется более крупными орогенными структурами — горст-антиклинориями и грабен-синклинориями. В случае же эпиплатформенного орогенеза складчатая структура ограничивается орогенной складчатостью межгорных и передовых прогибов.

Из предыдущего было видно, что имеются большие черты сходства между двумя орогенными режимами — эпигеосинклинальным и эпиплатформенным. Различия между ними сводятся главным образом к составу магматических пород.

Эпигеосинклинальный орогенный режим характеризуется преимущественно кислым и средним магматизмом. В ряду эффузивных пород преобладают андезиты, дациты, липариты, а базальты играют подчиненную роль. Среди интрузивных пород развиты граниты и диориты, образующие нередко крупные массивы вдоль глубинных разломов. Примерами могут служить Центральный Казахстан и Саяно-Алтайская область, где после окончания каледонского геосинклинального развития — в девоне, карбоне и перми — существовал орогенный режим с интенсивными излияниями и внедрениями кислых магматических пород. На Главном Кавказском хребте орогенный режим конца альпийского цикла сопровождался преимущественно андезитовыми и в меньшей мере базальтовыми излияниями. В Восточном Забайкалье, где геосинклинальный режим развивался в течение мезозойского эндогенного цикла и закончился в конце средней юры, орогенный режим протекал в верхней юре и нижнем мелу и сопровождался излияниями андезитов, которые позже сменились базальтами.

На срединных массивах в орогенную стадию вулканизм характеризуется щелочным составом. На срединном массиве Южной Армении в орогенную стадию в эоцене и позже изливались трахиандезиты, трахиты, фолиты, а затем уже в меньшей мере базальты.

Магматические проявления в межгорных и передовых прогибах слабее, чем на поднятиях. Но и здесь встречаются излияния и гипабиссальные интрузии типа лакколитов и магматических диапиров, главным образом щелочного состава. Примером являются щелочные интрузии и излияния северного склона Кавказа, возникшие на границе между орогенным поднятием Главного хребта и передовым прогибом.

Эпиплатформенный орогенный режим характеризуется щелочной магмой, главным образом основной. Здесь мы встречаемся с излияниями щелочных базальтов, фонолитов, трахитов и с гипабиссальными интрузиями аналогичного состава. Но магматизм может и отсутствовать.

Примером эпиплатформенного орогенеза, относящегося к концу мезозойского эндогенного цикла, являются события, разvernувшиеся в поздней юре и раннем мелу в Западном Забайкалье, когда в этой области произошли интенсивные дифференциальные вертикальные движения, сопровождавшиеся разломами и излияниями по ним щелочных лав. Примером эпиплатформенного орогенеза с очень слабыми проявлениями магматизма служит Тянь-Шань, где с исключительной силой проявилась неотектоническая активизация платформы в неогене и четвертичном периоде, но магматизм здесь выражен лишь в форме очень небольших по объему излияний щелочных базальтов.

РЕЖИМЫ: РИФТОВЫЙ, МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИН

РИФТОВЫЙ РЕЖИМ

Рифтовый режим имеет сходство с орогенным и иногда понимается как разновидность последнего. Однако ряд специфических черт заставляет выделить его в самостоятельную категорию.

Те примеры рифтового режима, которые в настоящее время хорошо известны, относятся по времени своего проявления исключительно к кайнозою, причем наиболее важные события в развитии этого режима происходили в неогене и четвертичном периоде, т. е. в эпоху неотектонической активизации. Делались попытки установить и более древние проявления того же режима. Однако они не вышли из стадии предположений. Например, иногда полагают, что авлакогены аналогичны рифтам. Но далеко не все элементы, составляющие рифтовый режим, обнаружены в древних авлакогенах. Так что мы пока не знаем, проявлялся ли рифтовый режим в прошлые циклы и как он был выражен.

За последнее время рифты привлекли к себе очень большое внимание в связи с открытием на дне океанов огромного по протяженности рифтового пояса. О нем мы будем говорить позже. Сейчас речь идет только о материковых рифтах.

Прежде всего о терминологии. Рифт — английское слово, означающее раскол с растяжением. При буквальном понимании каждый нормальный сброс или раздвиг является рифтом. Но как геологический термин, рифт обозначает совокупность структур растяжения. Элементарными структурами растяжения являются грабены. Следовательно, рифт — это совокупность грабенов, принадлежащих к одной области растяжения земной коры. Говорят также о рифтовых поясах и рифтовых системах, имея в виду совокупности грабенов разных порядков.

На материках рифты известны в разных местах. Наиболее типичными и известными являются: Аравийско-Африканский рифтовый пояс, Байкальский рифт, Рейнский рифт и рифт Большого Бассейна на срединном массиве Северо-Американских Кордильер.

Эти рифты образовались приблизительно в одно и то же время (преимущественно в неогене и четвертичном периоде), но на различном фундаменте. Аравийско-Африканский пояс и Байкальский рифт заложились на древней платформе. Рейнский рифт — на эпигерцинской платформе, а рифт Провинции Хребтов и Долин — на срединном массиве внутри мезозойской геосинклинали. Важно подчеркнуть, что во всех случаях фундамент материковых рифтов сохраняется. Он только опущен в грабенах, но не раздвинут в стороны, как это предполагается для океанических рифтов.

Подготовительной стадией развития рифтового режима во всех случаях было образование обширных выпуклых структур типа антеклиз, но больших размеров и большей амплитуды, чем обычные антеклизы. Эти структуры мы назовем сводами. Они имеют неправильно овальную форму, поперечник во много сот и даже в несколько тысяч километров и амплитуду поднятия в несколько километров.

В дальнейшем на сводах образуются расколы растяжения, вдоль которых и формируются сложные грабены, разделенные на грабены и горсты второго и более высоких порядков. Расположение расколов на сводах

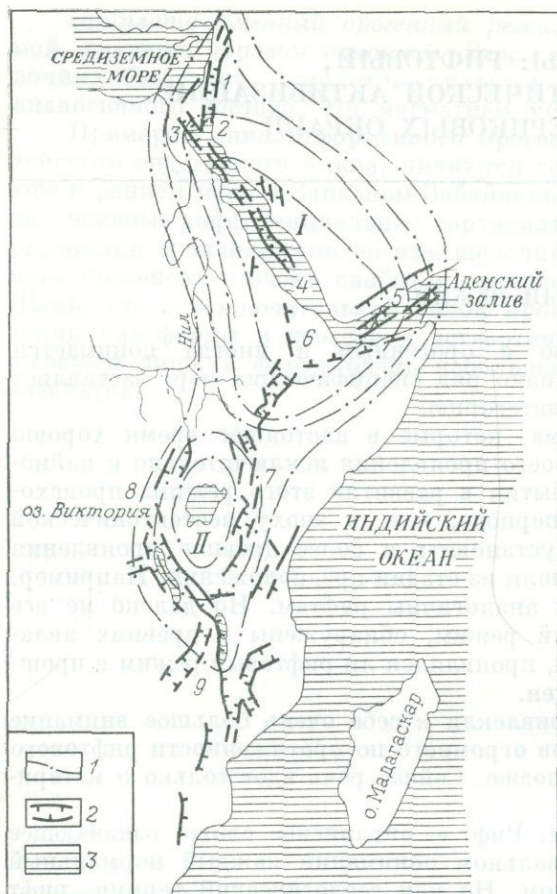


Рис. 53. Аравийско-Африканский рифтовый пояс

1 — условные изогипсы сводов: I — Нубийско-Аравийского, или Эритрейского, II — Восточно-Африканского; 2 — сбросы (штрихи в сторону опущенного крыла); 3 — моря и озера. Грабены (цифры на карте): 1 — Мертвого моря, 2 — Акаба, 3 — Суэцкий, 4 — Красного моря, 5 — Аденский, 6 — Эфиопский; 7 — восточная ветвь Восточно-Африканского рифта («рифт Грегори»); 8 — западная ветвь Восточно-Африканского рифта; 9 — Ньяса

контролируется двумя факторами: распределением растягивающих напряжений, возникающих при выгибании свода под действием сил, направленных снизу вверх, и неоднородностями строения земной коры. Ширина грабенов 30—60 км, а амплитуда сбросов — несколько километров (максимально 5—6 км). Грабены погружаются постепенно в течение длительного геологического времени толчками. Сбросам обычно предшествует формирование флексур.

Как предваряющее поднятие сводов, так и дальнейшее развитие грабенов сопровождаются вулканической деятельностью, объем которой, однако, в разных случаях и разных местах очень различен. Среди лав резко преобладают щелочные породы — фонолиты, трахиты и др., родоначальником которых является щелочной базальт. Своды в современном рельефе выражены пологими поднятиями, а грабены — понижениями в форме долин. Часто к ним приурочены озера и речные долины. Грабены частично заполнены вулканическими породами, а также озерными и речными отложениями. Все рифтовые области характеризуются сильной сейсмичностью.

Познакомимся вкратце с историей и строением некоторых главных рифтов.

Аравийско-Африканский рифтовый пояс является наиболее крупной на материках структурой этого типа (рис. 53 и 54). Он протягивается в меридиональном направлении на 6500 км от Ближнего Востока в Восточную Африку до устья р. Замбези и распадается на две рифтовые системы — Эритрейскую и Восточно-Африканскую, продолжающие одна другую. Но каждая система связана со своим собственным сводовым поднятием: Нубийско-Аравийским и Восточно-Африканским. Первое имеет

Рис. 54. Тектоническая схема Восточно-Африканского рифта. Составил А. В. Горячев

1 — протоплатформы, сложенные докембрийскими магматическими и метаморфическими породами: I — Конголезская, II — Касаи, III — Танганьикская, IV — Родезийская, V — Трансваальская; VI — Мальгашская; 2 — простираения зон докембрийской складчатости; 3 — границы послесреднепротерозойского Рузизи-Убендийского складчатого пояса; 4 — границы послесреднепротерозойского Карагве-Анголийского складчатого пояса; 5 — простираение Мозамбикского пояса тектоно-магматической активизации (1100—500 млн. лет); 6 — неоген-четвертичные вулканогенные породы, связанные с формированием рифтов; 7 — основные неоген-четвертичные рифтогенные разломы; 8 — другие разломы (пунктир — разломы предполагаемые)

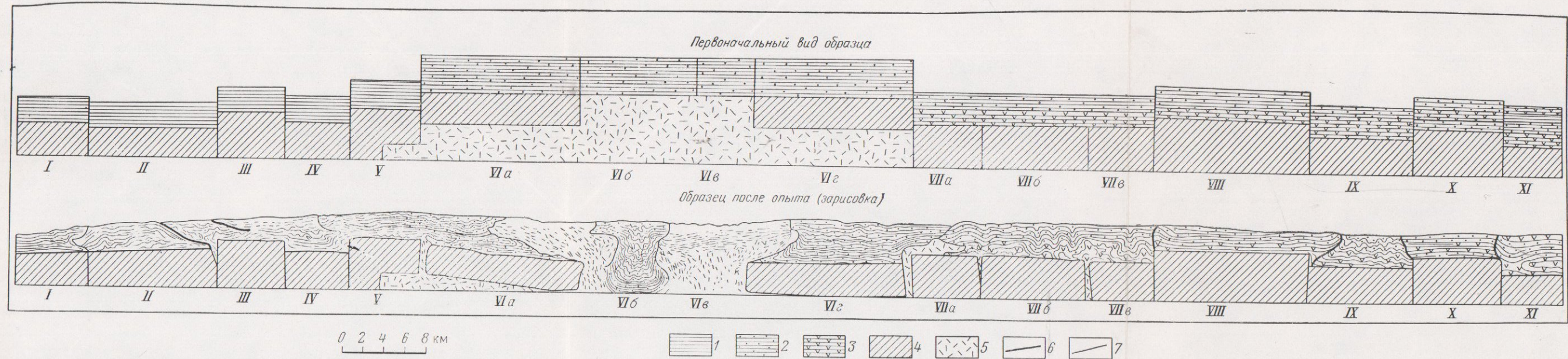
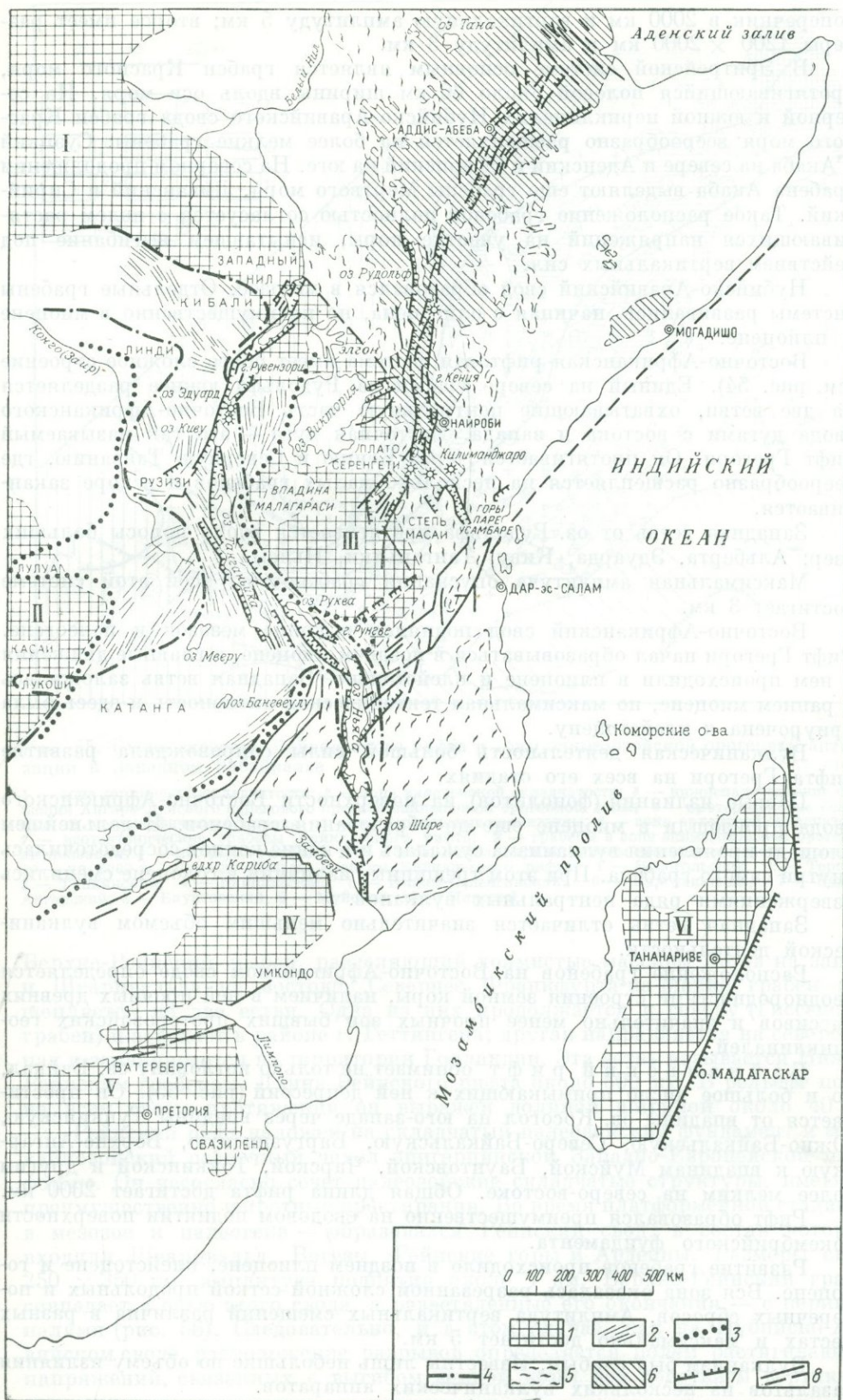


Рис. 42. Моделирование складчатой зоны (по Н. Б. Лебедевой)

1 — канифоль 70%, машинное масло СУ 30%, плотн. 0,99 г/см³; 2 — канифоль 63%, машинное масло СУ 30%; глина 7%, плотн. 1,06 г/см³; 3 — канифоль 73%, скипидар 27%, плотн. 1,00 г/см³; 4 — петролатум с песком, плотн. 1,8 г/см³; 5 — канифоль 73%, скипидар 27% (с волосками), плотн. 1,00 г/см³; 6 — разрывы; 7 — границы между пачками разных блоков; I—XI — разновысотные блоки

Белоусов В. В.



поперечник в 2000 км и вертикальную амплитуду 5 км; второе имеет размеры 1200×2000 км и амплитуду 3 км.

В Эритрейской системе основным является грабен Красного моря, протягивающийся полосой около 60 км ширины вдоль оси моря. На северной и южной периклиналях Нубийско-Аравийского свода грабен Красного моря веерообразно расщепляется на более мелкие грабены: Суэцкий и Акаба на севере и Аденский и Эфиопский на юге. На северном продолжении грабена Акаба выделяют еще грабены Мертвого моря, Ливанский и Сирийский. Такое расположение грабенов полностью согласуется с полем растягивающихся напряжений на участке коры, испытывавшем вытягивание под действием вертикальных сил.

Нубийско-Аравийский свод образовался в мезозое. Отдельные грабены системы развивались, начиная с олигоцена, но преимущественно в миоцене и плиоцене.

Восточно-Африканская рифтовая система имеет более сложное строение (см. рис. 54). Единый на севере грабен оз. Рудольфа южнее разделяется на две ветви, охватывающие центральную часть Восточно-Африканского свода дугами с востока и запада. Восточная дуга — это так называемый рифт Грегори. Он протягивается через Кению и Северную Танзанию, где веерообразно расщепляется на несколько малых грабенов и вскоре заканчивается.

Западная ветвь от оз. Рудольфа протягивается вдоль полосы больших озер: Альберта, Эдуарда, Киву, Танганьики, Ньясы.

Максимальная амплитуда опускания грабенов во всей этой системе достигает 3 км.

Восточно-Африканский свод поднялся в конце мезозоя и палеогене. Рифт Грегори начал образовываться в позднем миоцене, а главные движения в нем происходили в плиоцене и плейстоцене. Западная ветвь заложилась в раннем миоцене, но максимальная тектоническая активность и здесь была приурочена к плейстоцену.

Вулканическая деятельность большой силы сопровождала развитие рифта Грегори на всех его стадиях.

Первые излияния (фонолитов) на поверхности Восточно-Африканского свода произошли в миоцене еще до образования грабенов. В дальнейшем площадь проявления вулканизма сужалась и в конце концов сосредоточилась внутри самого грабена. При этом трещинные излияния в голоцене сменились извержениями ряда центральных вулканов.

Западная ветвь отличается значительно меньшим объемом вулканической деятельности.

Расположение грабенов на Восточно-Африканском своде определяется неоднородностями строения земной коры, наличием в ней прочных древних массивов и значительно менее прочных зон бывших протерозойских геосинклиналей.

Байкальский рифт обнимает не только котловину оз. Байкал, но и большое число примыкающих к ней депрессий (рис. 55). Он простирается от впадины оз. Косогол на юго-западе через впадины Тункинскую, Южно-Байкальскую, Северо-Байкальскую, Баргузинскую, Верхне-Ангарскую к впадинам Муйской, Баунтовской, Чарской, Токкинской и другим более мелким на северо-востоке. Общая длина рифта достигает 2600 км.

Рифт образовался преимущественно на сводовом поднятии поверхности докембрийского фундамента.

Развитие грабенов происходило в позднем плиоцене, плейстоцене и голоцене. Вся зона оказалась разрезанной сложной сеткой продольных и поперечных сбросов. Амплитуда вертикальных смещений различна в разных местах и максимально достигает 5 км.

Вулканизм был слабым. Известны лишь небольшие по объему излияния базальтов из нескольких вулканических аппаратов.

Рейнский рифт состоит из нескольких грабенов. На юге это —

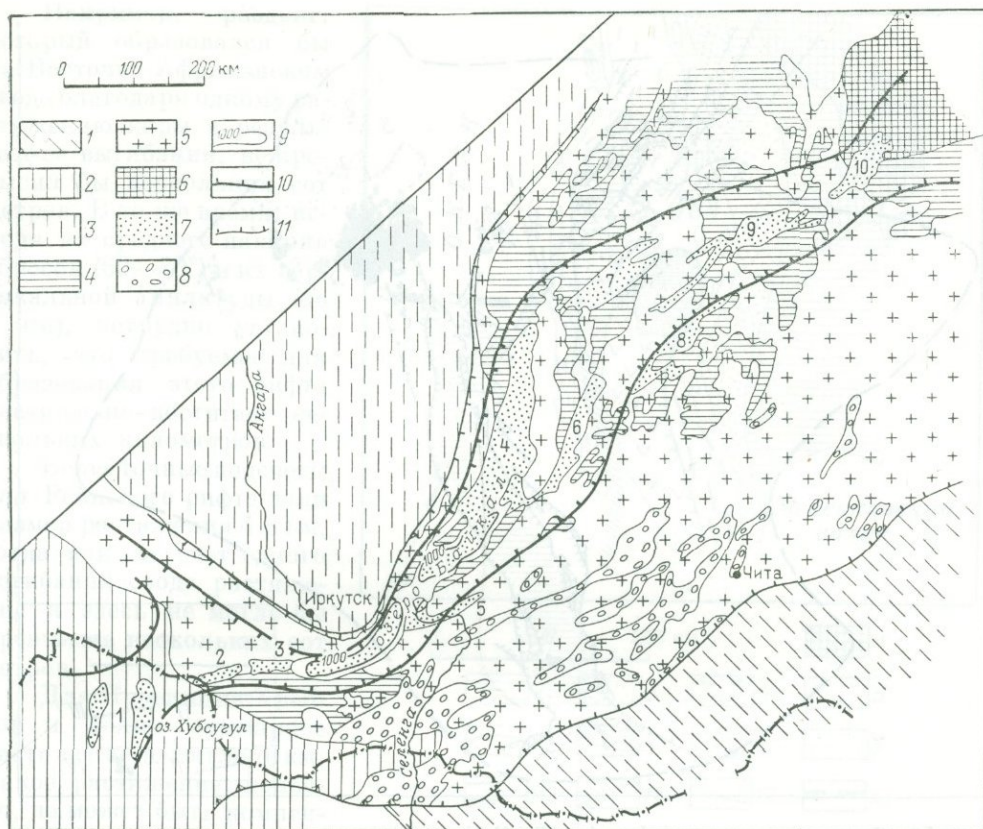


Рис. 55. Схема строения Байкальского рифта и зоны эпимезозойской орогенной активизации в Западном Забайкалье

1 — зона герцинской складчатости; 2 — зона каледонской складчатости; 3 — нижнепалеозойские отложения Ангаро-Ленского передового прогиба байкальской орогенной зоны; 4 — протерозойские осадочные и метаморфические породы; 5 — протерозойские гранитоиды; 6 — зона архейской складчатости; 7 — неотектонические грабены Байкальского рифта; 8 — грабены в зоне эпимезозойской орогенной активизации; 9 — изолиния глубины 1000 м в оз. Байкал; границы зоны неотектонического поднятия: 10 — до 3000 м, 11 — до 2000 м. Грабены Байкальского рифта: 1 — Косогольские, 2 — Терский, 3 — Тункинский, 4 — Байкальские, 5 — Нижне-Селенгинский. 6 — Баргузинский, 7 — Верхне-Ангарский, 8 — Баунтовский, 9 — Муйский, 10 — Чарский

Верхне-Рейнский грабен, разделяющий холмистые массивы Вогез на западе и Шварцвальда на востоке. Севернее Франкфурта-на-Майне грабен расщепляется на две ветви. Одна из них продолжается к северу (Гиссенский грабен) и затухает в районе г. Геттингена; другая направляется на северо-запад и заканчивается на территории Голландии. Эта ветвь называется Нижне-Рейнским грабеном. Длина Рейнского рифта около 600 км. В рельефе почти на всем своем протяжении он выражен долиной шириной около 40 км.

Рейнский рифт наложен на складчатый палеозойский фундамент и мезокайнозойский осадочный чехол эпигерцинской Западно-Европейской платформы. Он несогласно сечет палеозойские складчатые структуры, имеющие преимущественно широтные простирания. Во время платформенной стадии — в мезозое и палеогене — образовался Рейнский свод, в состав которого входили Шварцвальд, Вогезы, Рейнские горы и Арденны. Размеры свода 250×350 км, амплитуда поднятия около 1 км. Верхне-Рейнский грабен совпадает с осью этого свода, а разветвленные его окончания — с периклиналями (рис. 56). Следовательно, и в этом случае, как на Нубийско-Аравийском своде, расположение разрывов определяется полем растягивающих напряжений, связанных с выгибом земной коры под действием вертикальных сил.

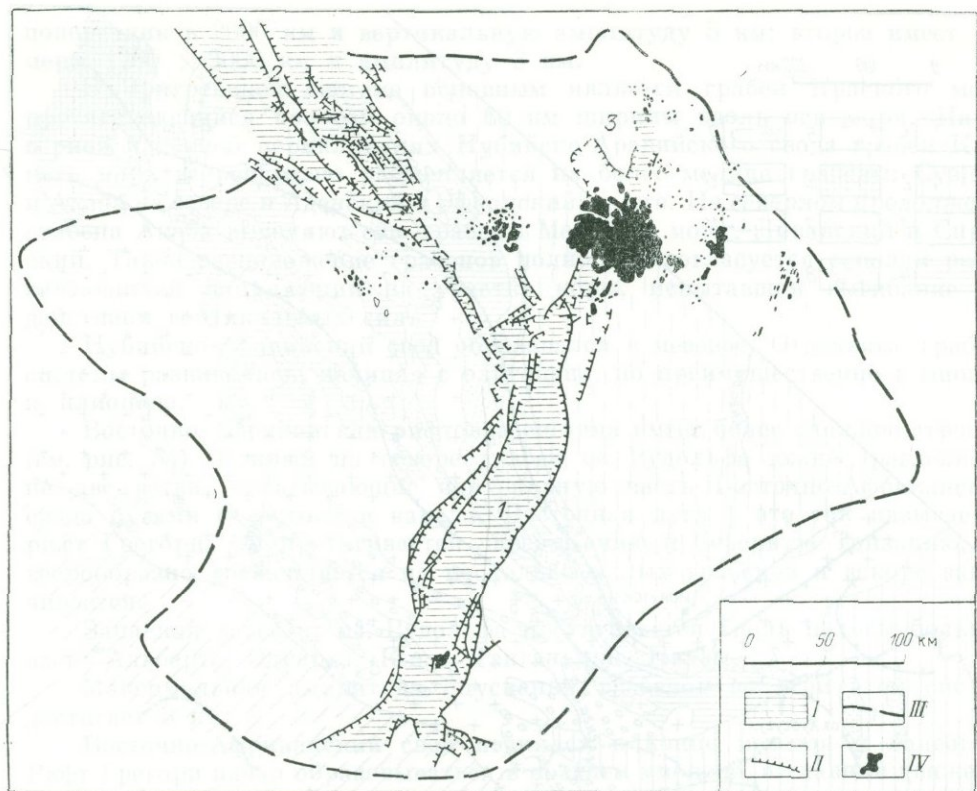


Рис. 56. Схема Рейнского рифта (по Г. Клоосу)

— грабены: 1 — Есравне-Рейнский, 2 — Нижне-Рейнский, 3 — Гиссенский; II — сбросы; III — контур Рейнского свода; IV — области неогенового и четвертичного вулканизма

Южная часть рифта начала образовываться в позднем эоцене и постепенно, в течение олигоцена, неогена и четвертичного времени, оседание распространялось к северу. На разных стадиях формирования рифта сопровождалось излиянием щелочных лав. Общая амплитуда опускания грабенов достигла максимально 2,5 км.

Широкая рифтовая зона занимает так называемый Большой Басейн в США в центре Кордильер в штатах Калифорния, Невада, Юта и Аризона (рис. 57). Ширина зоны 600 км. Морфологически — это высокое плато, разделенное на продольные (меридиональные) хребты и долины между ними. Геологически — это срединный массив в мезозойской геосинклинали Кордильер. Массив сложен мощными дислоцированными палеозойскими отложениями, несогласно перекрытыми пятнами маломощных, главным образом континентальных мезозойских отложений. В миоцене началось растяжение, которое привело к образованию большого числа нормальных сбросов и к разделению всей зоны на грабены и горсты. Растяжение было наибольшим в начале плиоцена. К этому же времени приурочен сильный вулканизм.

Предполагается, что через Калифорнийский залив этот рифт соединяется с рифтом Восточно-Тихоокеанского подводного хребта, т. е. с океаническим рифтовым поясом.

Первоначально считалось (Г. Клоос), что образование систем грабенов можно объяснить растяжением земной коры при формировании предваряющих сводов и опусканием клиньев коры в образующиеся зазоры по принципу арки. Однако в дальнейшем подсчеты показали, что такого механизма недостаточно для объяснения наблюдаемой амплитуды грабенов.

Например, раздвиг, который образовался бы на Восточно-Африканском своде благодаря одному растяжению коры в результате ее выгибания, не превысил бы нескольких сот метров. В то же время, исходя из среднего наклона сбросов ($60-70^\circ$) и их вертикальной амплитуды (до 3 км), нетрудно установить, что требуемое для образования этого рифта растяжение достигает нескольких километров.

Более точные подсчеты для Рейнского рифта дали размер растяжения 4,8 км, тогда как за счет одного изгибания свода растяжение и здесь не могло бы превысить нескольких сот метров.

Для Провинции Хребтов и Долин суммарное растяжение достигло 70 км. Такое растяжение, конечно, не может быть компенсировано одним изгибом. Во всех случаях размер растяжения соответствует приблизительно 10% ширины зоны растяжения. Опускание грабенов нельзя объяснить и выбросом наружу в процессе вулканической деятельности глубинного материала, так как не наблюдается связи между размерами погружения грабена и объемом вулканических продуктов. Например, в Байкальском рифте вулканизм намного слабее, чем в рифте Грегори, а амплитуда опускания больше.

Следует предполагать, что в зонах развития рифтов на земную кору действуют какие-то особые силы растяжения. Именно, связь рифтов с динамической обстановкой растяжения и заставляет выделять их в особый эндогенный режим, отличный от орогенного режима, в развитии которого нет признаков растяжения. Предположения о природе сил растяжения будут высказаны ниже.

РЕЖИМЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПЛАТФОРМ

Выше были рассмотрены некоторые режимы, в связи с которыми развивались магматические процессы как эффузивные, так и интрузивные, на площадях, бывших перед этим платформами. Но во всех описанных случаях возникновение магматических процессов на бывших платформах тесно ассоциировалось с тектонической активизацией последних.

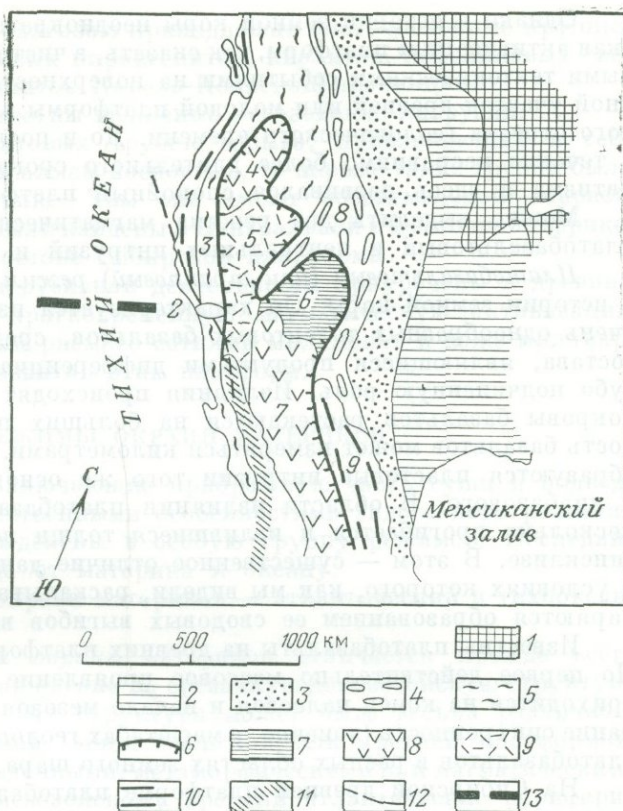


Рис. 57. Положение рифта Большого Бассейна в геосинклинальном поясе Кордильер

1 — Канадский щит; 2 — Северо-Американская платформа с осадочным чехлом; 3 — передовой прогиб орогенной зоны Кордильер; 4 — парагеосинклиналь Скалистых Гор; 5 — мезозойская эвгеосинклиналь Сьерра-Невады; 6 — граница срединного массива; 7 — часть срединного массива со спокойным залеганием палеозойских и мезозойских отложений; 8 — часть срединного массива, покрытая молодыми вулканическими излияниями; 9 — часть срединного массива, имеющая рифтовое строение и разделенная на многие горсты и грабены; 10 — альпийская геосинклиналь; 11 — подводное Восточно-Тихоокеанское поднятие; 12 — разрыв Сан-Андреас; 13 — подводная гряда Меррей.
Пифры на рисунке: 1 — Береговой хребет; 2 — Поперечный хребет; 3 — Сьерра-Невада; 4 — Колумбийское плато; 5 — Большой Бассейн; 6 — плато Колорадо; 7 — Западная Сьерра-Мадре; 8 — Скалистые Горы; 9 — Восточная Сьерра-Мадре

Однако в истории земной коры неоднократно проявлялась «магматическая активизация» платформ, так сказать, в чистом виде, не связанная с крупными тектоническими событиями на поверхности. Ею был охвачен тот или иной участок древней или молодой платформы в течение сравнительно короткого отрезка геологического времени. До и после этого на тех же участках в течение несравнимо более длительного срока не было проявлений магматизма и здесь развивался спокойный платформенный режим.

Можно выделить два режима магматической активизации платформ: платобазальтовый и центральных интрузий и трубок взрыва.

Платобазальтовый (или трапповый) режим играет существенную роль в истории земной коры. Он характеризуется излиянием огромных объемов очень однообразных толеитовых базальтов, среди которых породы другого состава, являющиеся продуктами дифференциации базальтов, играют сугубо подчиненную роль. Излияния происходят спокойно, по трещинам, и покровы базальтов растекаются на больших площадях. Суммарная мощность базальтов может измеряться километрами. Параллельно с излияниями образуются пластовые интрузии того же основного состава — габбрового и диабазового. В области излияния платобазальтов земная кора обычно несколько прогибается и излившиеся толщи поэтому залегают в пологой синеклизе. В этом — существенное отличие данного режима от рифтового, в условиях которого, как мы видели, раскалывание коры и излияния предвараются образованием ее сводовых выгибов вверх.

Известны платобазальты на древних платформах, начиная с протерозоя. Но первое действительно массовое проявление платобазальтового режима приходится на конец палеозоя и начало мезозоя. При этом привлекает внимание синхронность (конечно, в масштабах геологического времени) излияний платобазальтов в разных областях земного шара.

На Сибирской древней платформе платобазальты и связанные с ними пластовые основные интрузии образовывались в конце перми — начале триаса. Базальты покрывают площадь в 1,5 млн. км² и имеют мощность до 2 км. В основном эти магматические проявления приурочены к Тунгусской синеклизе.

В позднем триасе — ранней юре платобазальтовый комплекс формировался на древней платформе в Южной Африке в синеклизе Карру. Лавы покрывают 26 000 км² и имеют мощность до 1400 м. Значительно большую площадь (570 000 км²) в том же районе занимают пластовые интрузии долеритов того же возраста. Некоторые интрузии имеют мощность до 300 м.

В Южной Америке также на древней платформе в синеклизе Парана развиты платобазальты рэтского возраста. Кроме того, платобазальты приблизительно того же возраста известны в Антарктиде на древней платформе.

Следующая эпоха массовых излияний платобазальтов приходится на поздний мел и третичный период. В течение позднего мела и палеогена изливались платобазальты Деккана на Индийской древней платформе. Эти платобазальты сейчас покрывают 500 тыс. км², но первоначально их площадь была больше: значительная часть платобазальтов погружена под воды Бомбейского залива. Мощность декканских платобазальтов достигает 2 км. Под ними земная кора прогнута в форме пологой синеклизы.

Наконец, миоценовый возраст имеют платобазальты Колумбийского плато в Кордильерах Северной Америки. Они приурочены к срединному массиву, находящемуся внутри мезозойской геосинклинали.

Режим центральных интрузий и трубок взрыва характеризуется интрузиями чрезвычайно различного состава от ультраосновных и щелочных до кислых, а также кимберлитовыми трубками взрыва.

Интрузии этого типа представляют собой не что иное, как глубокие части корней вулканов.

Очень различны по составу центральные интрузии мезозойского (пост-карруского) возраста в Южной Африке.

К среднему и верхнему палеозою принадлежат многочисленные крупные и мелкие интрузии нефелиновых пироксенитов, ийолитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов, оливинитов Карело-Кольской провинции.

На Алданском щите известны щелочные мезозойские интрузии.

Что касается кимберлитовых трубок взрыва, привлекающих к себе особое внимание в связи с их алмазностью, то первые такие трубки были обнаружены в Южной Африке. Там они имеют позднемеловой возраст. Позже аналогичные трубки были найдены в Центральной и Восточной Африке, Бразилии, и наконец, на востоке Сибирской платформы.

Все эти проявления интрузивной деятельности приурочены к древним платформам и знаменуют кратковременную магматическую активизацию после очень длительного, измеряемого сотнями миллионов и даже миллиардами лет, амагматичного развития этих платформ.

РЕЖИМЫ ОКРАИН МАТЕРИКОВ

Окраины материков, включающие прибрежную часть суши и подводный шельф, обладают существенными особенностями эндогенного развития и поэтому должны быть выделены в особую группу режимов. Последние отражают условия перехода от материка к океану.

Известны два режима окраин материков — атлантический и тихоокеанский¹.

Атлантический режим окраин материков отличается прежде всего несогласным налеганием края океана на срезанную домезозойскую структуру соседних частей материка. Эта структура может быть весьма различной: герцинской складчатой зоной, эпикаледонской или древней платформой. Она может быть сложена осадочными, метаморфическими или магматическими породами. Важно, что к мезозойскому времени атлантические периферии повсеместно характеризовались платформенным развитием. Такой тип окраин материков преобладает вокруг Атлантического и Индийского океанов и является единственным для Северного Ледовитого океана. Окраины атлантического типа сопровождаются обычно широким шельфом, ширина которого достигает в некоторых районах многих сот километров (см. «Схему тектоники Земли»). В настоящее время надводная и подводная части окраин атлантического типа в ряде районов хорошо изучены геологически, геофизически и с помощью буровых скважин. Особенно подробно исследована переходная зона между материком Северной Америки и Атлантическим океаном.

Результаты показали, что ни на одной периферии материков атлантического типа нет никаких признаков того, что в домезозойское время по соседству существовал океан. Все домезозойские структуры любого типа и происхождения прослеживаются с суши на подводный шельф, а затем срезаются его внешним краем. Характер срезания не оставляет сомнений в том, что первоначально эти структуры распространялись туда, где сейчас находятся океанические глубины. На рис. 58 приведен пример такого срезания домезозойских структур у Атлантического побережья Западной Европы.

Геологический разрез прибрежной части суши и шельфа указывает на резкое изменение условий в мезозое, когда в строении периферии материка появляются первые признаки того, что рядом находилась океаническая депрессия. Появляются геологические указания на то, что в мезозое окраина материка начинает опускаться, причем опускание усиливается в сторону океана. Об этом свидетельствуют осадки, накопленные в прибрежной зоне, и распределение их мощностей. Буровые скважины, заложенные на различных шельфах, и геофизические профили показали, что на размытом домезозойском фундаменте шельфа на окраинах атлантического типа спокойно залегают мезозойские осадки: мелководные морские и частично континентальные.

¹ Подробнее и ссылки на источники см. В. В. Белоусов «Земная кора и верхняя мантия океанов», 1968.

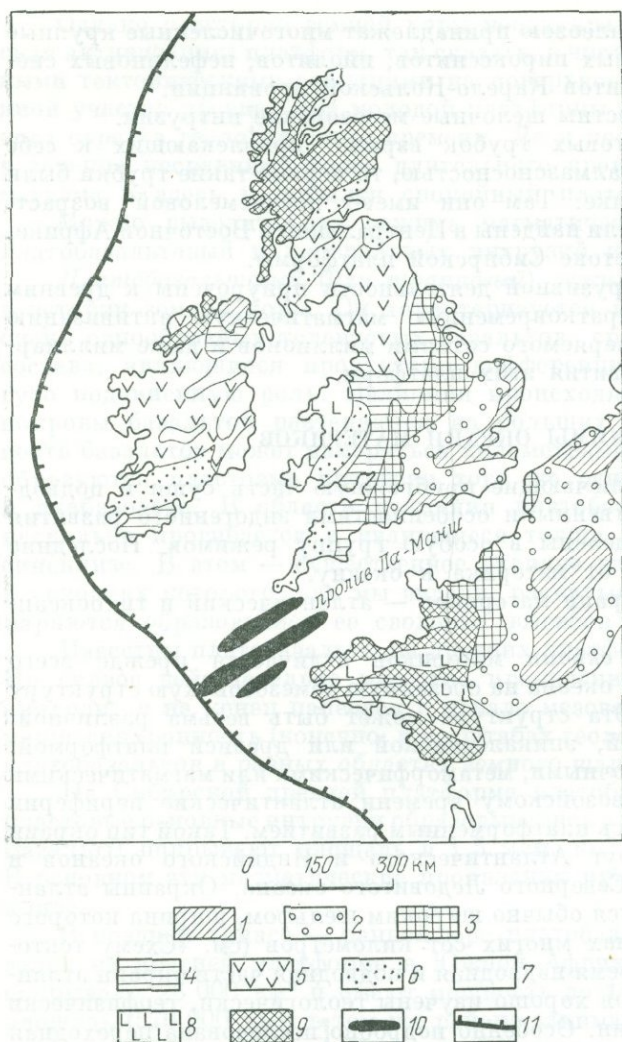


Рис. 58. Срезание домезозойских структур у окраины Атлантического океана в Западной Европе

Отложения: 1 — третичные, 2 — меловые, 3 — юрские, 4 — триасовые, 5 — каменноугольные, 6 — каменноугольные и девонские нерасчлененные, 7 — ордовикские и силурийские нерасчлененные, 8 — силурийские ордовикские и кембрийские нерасчлененные, 9 — докембрийские; 10 — простираение магнитных аномалий в проливе Ла-Манш; 11 — край континентального шельфа

бине 1—2 км обнаруживаются уступы, так называемые краевые плато. Ширина их сотни километров. Наиболее изученным является краевое плато Блейк у берегов Флориды (рис. 60). Длина его 900 км, ширина 300 км, глубина изменяется от 600 м на севере до 1200 м на юге. На противоположном берегу Атлантического океана у берега Иберийского полуострова известно Иберийское краевое плато, расположенное на глубинах от 1800 до 2700 м. Ширина его 250 км. Были обнаружены другие краевые плато как в южной, так и в северной частях Атлантики.

Как показали буровые скважины, пробуренные на плато Блейк, последнее вплоть до начала эоцена представляло собой часть шельфа. Об этом свидетельствуют мелководные отложения верхнего мела, слагающие восточный уступ плато Блейк. В то время, следовательно, шельф был шире, чем сейчас. Эоценовые и более молодые отложения являются уже глубоководными.

Они накапливались в обстановке компенсации прогиба накоплением. Их мощность увеличивается в сторону океана — к внешнему краю шельфа. Это означает, что внешний край шельфа опускался сильнее, чем его прибрежная часть, что прогибание сопровождалось увеличением наклона его фундамента к океану. Переходя на континентальный склон, осадки попадали в обстановку глубоководного некомпенсированного накопления и мощность их быстро уменьшалась. На рис. 59 показан профиль через Атлантическую окраину материка Северной Америки.

Начало опускания шельфа в различных районах падает на разное время. Судя по возрасту осадков, в основании осадочного чехла шельфов, самое раннее начало опускания приходится на раннюю юру. Однако значительно чаще опускание и наклон шельфа начинались в раннем мелу и уже все шельфы на перифериях этого типа были вовлечены в опускание с начала позднего мела. Амплитуда опускания фундамента шельфа на его внешнем крае измеряется обычно 2—3 км.

Ниже шельфа на континентальном склоне в некоторых местах на глу-

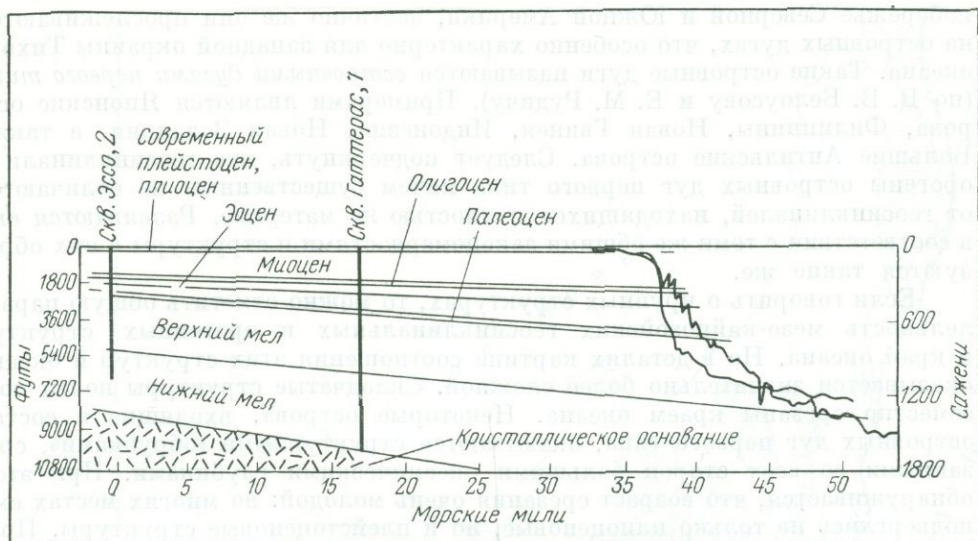


Рис. 59. Разрез шельфа на Атлантическом побережье Северной Америки у мыса Гаттераса (по Хейзену, Тарп и Юнгу)

Значит краевое плато откололось от шельфа и опустилось в конце мела — начале эоцена. По-видимому, в это же время опустилось и Иберийское краевое плато. Опускание краевых плато представляет собой процесс, осложняющий спокойное увеличение наклона шельфа в сторону океана.

Перифериям материков атлантического типа, как правило, вулканизм не свойствен.

Тихоокеанский режим окраин материков. Гораздо сложнее строение и развитие окраин материков тихоокеанского типа. Здесь к океану примыкает зона молодой геосинклинали, развивавшейся в течение мезозоя и кайнозоя, на месте которой в неотектонический этап возникла эпигеосинклинальная орогенная зона. Такие условия в переходной между материком и океаном зоне мы находим вокруг всего Тихого океана, а также на северо-востоке Индийского океана, где последний примыкает к островам Индонезии, и на небольших участках периферии Атлантического океана (у Антильских и Южно-Сандвичевых островов и Гибралтарского пролива). Частично геосинклиналь и орогенная зона лежат на материке, как это наблюдается на западном

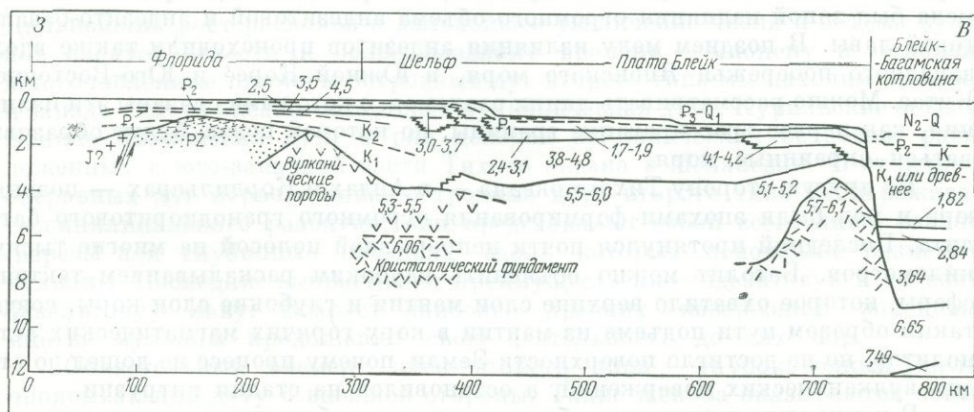


Рис. 60. Разрез через континентальный шельф, краевое плато Блейк и континентальный склон у берегов Флориды

Цифры — скорости продольных сейсмических волн, км/сек

побережье Северной и Южной Америки, частично же они прослеживаются на островных дугах, что особенно характерно для западной окраины Тихого океана. Такие островные дуги называются *островными дугами первого типа* (по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу). Примерами являются Японские острова, Филиппины, Новая Гвинея, Индонезия, Новая Зеландия, а также Большие Антильские острова. Следует подчеркнуть, что геосинклинали и орогены островных дуг первого типа ничем существенным не отличаются от геосинклиналей, находящихся полностью на материке. Развиваются они в соответствии с теми же общими закономерностями и структуры в них образуются такие же.

Если говорить о крупных структурах, то можно отметить общую параллельность мезо-кайнозойских геосинклинальных и орогенных структур и края океана. Но в деталях картина соотношения этих структур и океана оказывается значительно более сложной. Складчатые структуры почти повсеместно срезаны краем океана. Некоторые острова, входящие в состав островных дуг первого типа, оказываются структурными «обрубками», срезаемыми со всех сторон большими океаническими глубинами. При этом обнаруживается, что возраст срезания очень молодой: во многих местах ему подверглись не только плиоценовые, но и плейстоценовые структуры. Примеры срезанных молодых структур особенно хорошо видны на Японских островах и у берегов Южной Калифорнии (рис. 61 и 10).

Срезание связано с разломами, с раздроблением земной коры на глыбы, из которых одни опустились, другие остались в поднятом положении. Путем такого раздробления коры океан как бы вгрызается в прилегающие материковые структуры. Результатом является образование окраинных морей позади островных дуг первого типа. Берингово, Охотское, Японское и другие окраинные моря, расположенные вдоль западной периферии Тихого океана, судя по геологическим данным, которые будут рассмотрены позже, очень молоды. Их образование относится преимущественно к неогену и даже к четвертичному времени. Именно благодаря опусканию этих морей островные дуги первого типа оказались отделенными от материка. В некоторых случаях, однако, такое отделение не было завершено. Например, Камчатка с ее молодыми геосинклиналью и орогеном является незаконченной островной дугой первого типа, сохранившей свою связь с материком.

На перифериях тихоокеанского типа наблюдаются и более значительные признаки глубокого раскалывания земной коры.

Геологические данные показывают, что начиная с поздней юры вокруг Тихого океана начали образовываться крупнейшие разломы, которые стали каналами для интенсивной вулканической деятельности. В поздней юре образовался Охотско-Чукотский разлом, который в конце юры и в течение мела был зоной излияния огромного объема андезитовой и андезито-базальтовой лавы. В позднем мелу излияния андезитов происходили также вдоль западного побережья Японского моря, в Южной Корее и Юго-Восточном Китае. Можно рассматривать линии разломов, с которыми связаны эти излияния, как первое трассирование границы, по которой позже будут образовываться окраинные моря.

По другую сторону Тихого океана — в Андах и Кордильерах — поздняя юра и мел были эпохами формирования огромного гранодиоритового батолита. Последний протянулся почти непрерывной полосой на многие тысячи километров. Батолит можно объяснить глубоким раскалыванием тектоносферы, которое охватило верхние слои мантии и глубокие слои коры, создав таким образом пути подъема из мантии в кору горячих магматических астенолитов, но не достигло поверхности Земли, почему процесс не дошел до стадии вулканических извержений, а остановился на стадии интрузии.

В конце мела начинается образование новых больших расколов по периферии Тихого океана, расположенных теперь ближе к его внутренним областям. Расколы имеют форму преимущественно пологих дуг и вдоль них возникают цепочки вулканов — так называемые островные дуги второго типа.



Рис. 61. Схема строения части Японских островов

1 — палеозой; 2 — мезозой; 3 — палеоген; 4 — неоген; 5 — неогеновые и четвертичные вулканические породы; 6 — край шельфа

Дальнейший рост расколов и дальнейшее увеличение числа и объема вулканов следует отнести к более позднему времени — миоцену и плиоцену. Многочисленные примеры островных дуг второго типа мы находим на севере и западе Тихого океана: Алеутская вулканическая дуга, Курильские острова, Бонино-Марианская дуга и ряд цепочек вулканических островов, расположенных в юго-западной части Тихого океана в Меланезии. В отличие от островных дуг первого типа, островные дуги второго типа не переживали геосинклинального развития, они представляют собой всего лишь разломы (взрывы или глубинные надвиги), вдоль которых цепочками размещены вулканы. Последние выбрасывают преимущественно андезитовую и андезитобазальтовую лаву. Возраст наиболее древних извержений эоценовый; многие вулканы продолжают свою деятельность до сих пор.

Обязательный элемент дуги второго типа — глубоководный желоб, опоясывающий дугу с внешней стороны. Такие желоба оказываются зонами наибольших глубин в океанах. Их ширина около 100 км. Склон, примыкающий к дуге, крутой, а противоположный — более пологий. Глубина дна в желобах обычно превышает 7 км, а в одном из желобов — Марианском — была обнаружена рекордная океаническая глубина — 11 022 м.

Класс режимов	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность колебательных движений	Соотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации	Характер и степень проницаемости литосферы	Характер магматизма
Геосинклинальный	Эвгеосинклинальный	Офиолитовая	Большие	Значительное преобладание опусканий; некомпенсированные прогибы	Кремнистая (яшмовая), нижнетерригенная	Рассеянная очень большая	Основные подводные излияния, пластовые интрузии. Ультрабазиты. В конце стадии средние и кислые излияния и плагиограниты (дериваты основной магмы)
		Инверсионная	Умеренные	Равновесие опусканий и поднятий; в конце стадии слабое преобладание поднятий	Верхнетерригенная (флишевая, каустобиолитовая)	Сосредоточенная малая	Граниты нормальные и щелочные. Пегматитовые и аплитовые жилы
	Многосинклинальный	Компенсированного прогибания	Умеренные	Преобладание опусканий	Нижнетерригенная (аспидная), сменяющаяся известняковой	Рассеянная малая	Отсутствует или слабые основные излияния и пластовые интрузии
		Инверсионная	Малые и умеренные	Равновесие поднятий и опусканий; в конце стадии слабое преобладание поднятий	Верхнетерригенная (флишевая, каустобиолитовая)	Сосредоточенная малая	Граниты, малые интрузии нормальные и щелочные
	Парагеосинклинальный	—	Малые и умеренные	Преобладание опусканий; в конце цикла слабое преобладание поднятий	Нижнетерригенная, сменяющаяся известняковой, которая часто преобладает. Верхнетерригенная (в т. ч. флишевая и каустобиолитовая)	Сосредоточенная малая	Слабый магматизм: дайки, силлы, лакколиты, магматические диапиры (преимущественно основные и щелочные)
	Средних массивов	—	Малые	Равное развитие слабых поднятий и опусканий	Песчано-глинистая и известняковая	Сосредоточенная большая	Излияния основные, кислые, щелочные; трещинные интрузии основные, кислые и щелочные
	Орогенный	—	Большие	Значительное преобладание поднятий	Молассовая и лагунная (в том числе каустобиолитовая)	Сосредоточенная большая	Излияния средние и кислые; трещинные интрузии разного состава
	Эпигеосинклинальный орогенный	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—

жины материков

Региональный метаморфизм и гранитизация	Тип складчатости	Тип разрывов	Главнейшие полезные ископаемые	Примеры
Пропилитизация	Глыбовые складки на интрагеоантиклиналях; вулканотектонические и субвулканические структуры	Глубинные взрезы	Колчеданные руды меди, цинка, свинца; магматические м-ния хромитов, платины, титаномагнетитов. Скарновые м-ния железа, меди, м-ния «геосинклинальных» бокситов	Саяны в раннем палеозое; восточный склон Урала в раннем и среднем палеозое; Альпы в юре и раннем мелу; Сьерра-Невада в триасе
Сильный региональный метаморфизм и гранитизация (батолиты)	Общего смятия и глубинный	Надвиги, покровы гельветского и пеннинского типов	Скарновые м-ния вольфрама; гидротермальные м-ния меди, молибдена; пегматитовые и грейзеновые м-ния олова, вольфрама	Саяны, Северный Тянь-Шань в силуре; восточный склон Урала в карбоне; Альпы в палеогене; Сьерра-Невада в поздней юре
Отсутствует	Отсутствует или слабая складчатость глыбового типа	Глубинные взрезы	Рассеянные руды ванадия, молибдена, фосфоритов	Большой Кавказ в мезозое; западный склон Урала в раннем и среднем палеозое; Балхашская зона в Центральном Казахстане в среднем палеозое
Слабый и умеренный зеленосланцевый	Глыбовый, нагнетания, локально — общего смятия	Надвиги, взбросы, покровы гельветского типа	Те же, что в инверсионную стадию эвгеосинклиналей	Большой Кавказ в олигоцене; западный склон Урала в среднем карбоне; Верхояно-Колымская зона в средней юре
Отсутствует	Глыбовый и нагнетания	Взбросы, глубинные взрезы	Уголь, нефть, каменная соль, калийная соль; гидротермальные м-ния ртути, сурьмы, флюорита, редких металлов, золота, свинца, цинка	Донбасс; Известняковый Дагестан; Пиренеи в альпийском цикле
Отсутствует или слабый	Глыбовый	Глубинные взрезы, сбросы, взбросы	Гидротермальные и скарновые м-ния цветных, редких и благородных металлов	Армянский массив в Закавказье; Венгерский массив; Македоно-Родопский массив
Отсутствует	Глыбовый и нагнетания, локально общего смятия	Глубинные взрезы, взбросы, надвиги	Гидротермальные м-ния цветных, редких и благородных металлов; скарновые свинцово-цинковые м-ния. Осадочные м-ния железа, меди, ванадия. Каменная и калийная соль, гипс, ангидрит. Бокситы. Уголь, газ. Соль. Нефть	Альпы, Кавказ, Апеннины, Динариды на неотектонической стадии

Класс режимов	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность колебательных движений	Соотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации	Характер и степень проницаемости литосферы	Характер магматизма
Орогенный	Эпилафор- менный	—	Большие и умеренные	Значительное преобладание поднятий	Молассовая и ла- гунная (в том числе каустобио- литовая)	Сосредото- ченная боль- шая и уме- ренная	Основные и щелоч- ные излияния. Трещинные интрузии разного состава
Рифтовый	—	—	Умеренные и большие	Пологие сводо- вые поднятия, усложненные грабенами	Молассовая и лагунная	Сосредото- ченная, боль- шая	Основные и щелоч- ные излияния
Платформенный	Древней платформы	—	Очень малые	Слабое преобла- дание опусканий в начале цикла и поднятий в конце	Общая последо- вательность фор- маций: а) ниж- нетерригенная; б) известняко- вая; в) верхне- терригенная (в том числе ка- устобиолитовая); г) молассовая и лагунная	Непроницае- мость	Отсутствует или очень слабые про- явления основных и щелочных излия- ний и малых интрузий
	Молодой платформы	—	Малые	Малое преобла- дание опусканий в начале цикла и поднятий в конце	Общая последо- вательность формаций та же, что на древних платформах	Сосредото- ченная, очень слабая	Слабые проявления основных и щелоч- ных излияний и малых интрузий
Магматической активизации платформ	Платоба- зальтовый	—	Очень малые	Слабое преоб- ладание опу- сканий	—	Сосредото- ченная, уме- ренная или большая	Платобазальты
	Центральных интрузий и трубок взрыва	—	Очень малые	Неопределенно	—	Сосредото- ченная, уме- ренная или большая	Разнообразные пре- имущественно щелоч- ные интрузии (трещинные, лакко- литы, магматические диапиры). Кимбер- литовые трубки
Окраин материков	Атланти- ческий	—	Малые	Преобладает опускание	Песчано-глини- стая, лагунная, каустобиолитовая	Непроницае- мость	Отсутствует
	Тихоокеан- ский	—	Очень большие	Преобладает опускание	Песчано- глинистая	Сосредото- ченная, боль- шая	Мощные наземные излияния андезитов и андезито-базаль- тов. Интрузии гранодиоритов и гранитов

Примечание. При составлении перечня связанных с режимами полезных ископаемых автор

Региональ- ный мета- морфизм и гранити- зация	Тип складча- тости	Тип разрывов	Главнейшие полезные ископаемые	Примеры
Отсутствует	Глыбовый и на- гнетания, локально-общего смятия	Глубинные взрезы, сбросы, взбросы, надвиги	Гидротермальные м-ния олова, вольфрама, свинца, цинка, ртути, сурьмы. Бокситы. Рос- сыпные м-ния золота, платины и др. Камен- ная и калийная соль. Уголь, газ, нефть	Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Куунь-Лунь, горы Скандинавии, Шотландии на нео- тектонической стадии
Отсутствует	Глыбовый	Глубинные сбросы, взбросы	Алмазы в кимберлитах редкие металлы в карбо- натитах. Горячие воды. Диатомиты. Угли	Аравийско-Афри- канский пояс, Бай- кальский, Рейнский рифты. Рифт Боль- шого Бассейна
Отсутствует	Глыбовый и нагнетания	Сбросы, взбросы	Уголь, газ, нефть. Ка- менная и калийная соль. Осадочные м-ния меди, железа, марганца. Бок- ситы	Восточно-Европей- ская, Канадская, Сибирская, Афри- канская платформы
Отсутствует	Глыбовый и нагнетания	Сбросы, взбросы	Уголь, газ, нефть. Ка- менная и калийная соль. Осадочные м-ния меди, железа, марганца. Бокситы. М-ния вывет- ривания никеля, железа	Урало-Сибирская эпигерцинская плат- форма; Западно- Европейская эпи- герцинская и эпи- каледонская плат- форма
Отсутствует	Глыбовый	Глубинные взрезы, взбросы	Магматические м-ния никеля, меди; скарновые м-ния железа. Бокситы кор выветривания	Плато Деккан в Индии, Тунгус- ская синеклиза; синеклиза Парана
Отсутствует	Глыбовый	Глубинные взрезы, взбросы	Алмазы в кимберли- тах. Скарновые и гидро- термальные м-ния же- леза. Цветные, редкие металлы. Апатит, нефе- лин	Балтийский щит; Анабарский щит, Южная Африка
Отсутствует	Глыбовый и нагнетания	Глубинные взрезы, взбросы	Газ, нефть, каменная соль. Россыпи рутила, ильменита, циркона	Восточная окраина Северной и Южной Америки; северная окраина Евразии
Слабые	Глыбовый, общего смятия	Глубинные взрезы, глубин- ные надвиги, сбросы	Вулканогенные гидро- термальные м-ния золо- та, серебра, цинка, оло- ва, вольфрама, меди, ртути, серы и др. Рос- сыпи рутила, ильмени- та, циркона, монацита	Западные окраины Северной и Южной Америки, зоны островных дуг Восточной и Юго- Восточной Азии

пользовался консультацией В. И. Смирнова.

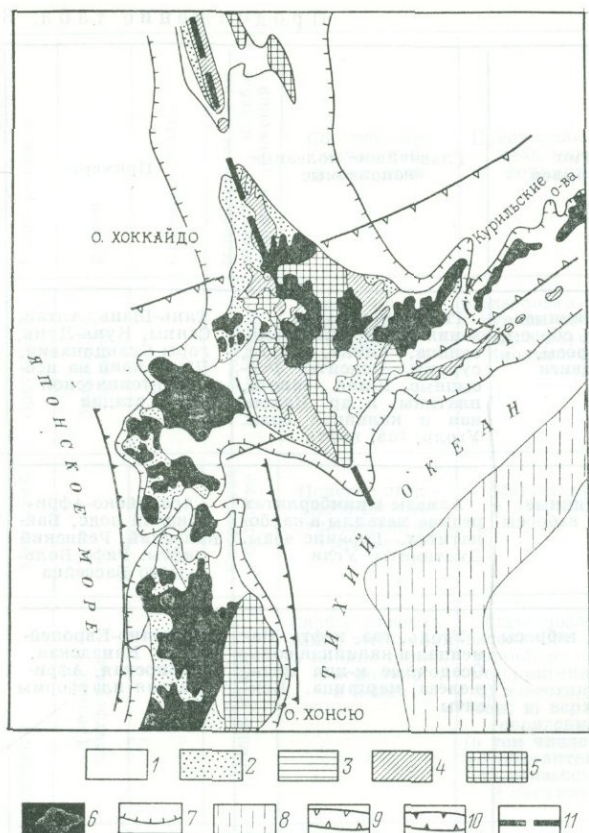


Рис. 62. Схема строения района о. Хоккайдо

1 — четвертичные; 2 — неоген; 3 — палеоген; 4 — мел и юра; 5 — верхний палеозой; 6 — четвертичные и неогеновые вулканические излияния; 7 — граница шельфа; 8 — глубоководный желоб; 9 — граница Курильской островной дуги II типа; 10 — границы Японской островной дуги II типа; 11 — ось складчатой зоны Сахалин — Хоккайдо

ложениями — глинами и вулканогенными породами. Прогибание закончилось в среднем миоцене, когда отложения миоцена были смяты в складки в процессе инверсии прогиба. Здесь же в четвертичное время образовались большие андезитовые вулканы (Фудзияма, Хаконе и др.).

Другой пример наложения дуги второго типа на дугу первого типа мы находим на о. Хоккайдо, где цепочка вулканов сечет складчатые и орогенные структуры под прямым углом (рис. 62). В некоторых случаях вулканическая дуга может быть наложена на геосинклинальные и орогенные структуры вдоль простирания последних. Это можно наблюдать на Камчатке, где полоса андезитовых вулканов протягивается параллельно простиранию структурных зон молодой геосинклинали и складок. В таких случаях глубоководный желоб располагается вдоль дуги первого типа.

Параллельно с образованием островных дуг второго типа, многократное раскалывание земной коры вокруг Тихого океана проявлялось и в иной форме. Отметим огромные по объему вулканические излияния Каскадного комплекса в Кордильерах Северной Америки, которые охватили время от верхнего эоцена до четвертичного периода. С конца миоцена происходило интенсивное раскалывание сбросами складок Южной Калифорнии. Чрезвычайно сильный андезитовый вулканизм сопровождал историю Анд в эоцене, миоцене и четвертичном периоде.

Аналогичный комплекс явлений, включающий раздробление земной коры, ее глыбовые вертикальные смещения и вулканизм, характеризовали

Особый интерес представляет соотношение дуг первого и второго типов. Вулканические дуги второго типа сплошь и рядом накладываются на дуги первого типа, в связи с чем на последних образуются цепочки вулканов, извергающих андезитовую и андезито-базальтовую лаву. При этом вулканические дуги могут накладываться на геосинклинальные и орогенные структуры дуг первого типа под различными секущими углами. Примером может явиться вулканическая зона на о. Хонсю в Японии, известная под названием Фосса Магна («Большой Ров»). Она лежит как раз на продолжении Бонино-Марианской дуги второго типа, которая подходит к острову в его средней части почти под прямым углом у п-ова Идзу (см. рис. 61). Несомненно, что Фосса Магна, пересекающая складчатые структуры о. Хонсю под прямым углом, является продолжением Бонино-Марианской дуги. В структурном отношении Фосса Магна представляет собой узкий и глубокий прогиб, заполненный миоценовыми от-

мезо-кайнозойское развитие и других материковых периферий тихоокеанского типа.

Следовательно, режим окраин материков тихоокеанского типа существенно отличается от режима окраин атлантического типа. Если на атлантических окраинах в течение мезо-кайнозоя прибрежная зона опускалась спокойно с постепенным увеличением наклона фундамента шельфа в сторону океана, то на тихоокеанских окраинах, хотя опускание суши также являлось основным фоном развития, но происходило оно не спокойно и постепенно, а путем образования разломов и оседания по ним глыб коры. Режим атлантического типа практически лишен вулканизма, тихоокеанский режим, напротив, включает сильнейший магматизм преимущественно в эффузивной форме, как свою обязательную составную часть. Специфичен и состав магм: среди излияний решительно преобладают андезиты и андезито-базальты, а среди интрузий — гранодиориты.

Здесь необходимо указать на довольно широко распространенное недоразумение. Причина его состоит в том, что не видят различия между островными дугами первого и второго типа, между геосинклинальными и орогенными структурами первых и чисто вулканическими сооружениями вторых. В этом случае полагают, что андезитовые вулканы Японии, Кордильер Северной Америки, Анд Южной Америки принадлежат к циклу орогенного эпигеосинклинального развития, что они непосредственно связаны с длительной предыдущей историей этих дуг. Из всего геологического материала, однако, следует, что андезитовый вулканизм является процессом, наложенным на геосинклинальное и орогенное развитие дуг первого типа. Он начался не раньше эоцена, но главным образом с миоцена. Этот наложенный процесс принадлежит к окраинному режиму тихоокеанского типа, тогда как предшествующие геосинклинальный и орогенный режимы дуг первого типа представляют собой нормальные геосинклинальный и орогенный режимы, вполне аналогичные их проявлениям в любых областях материков.

Мы приходим к выводу, что оба окраинных режима имеют в основе своего развития опускание земной коры. Но в одном случае оно происходит путем спокойного изгибания коры с очень малой ролью разломов, в другом же полностью связано с глубоким раскалыванием коры и глыбовыми обрушениями и сопровождается сильнейшей магматической деятельностью.

В табл. 3 сведены и сопоставлены свойства всех перечисленных эндогенных режимов.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ЭНДОГЕННОГО РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВ.

В предыдущих главах были рассмотрены особенности различных эндогенных режимов, проявляющихся на материках. В этой главе будут освещены в той мере, в какой это сейчас возможно, основные временные и пространственные закономерности развития этих режимов¹.

ОБЩАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

В комплексе архейских пород, обнажающихся на щитах, широко развиты признаки обеих стадий эвгеосинклинального развития — офиолитовой и инверсионной. Сюда относятся, во-первых, основные и ультраосновные магматические породы, превратившиеся в результате метаморфизма в metabазиты, во-вторых, — региональный метаморфизм и гранитизация, и, в-третьих, — сильнейшие складчатые деформации пород. Первый признак указывает на офиолитовую стадию, второй и третий — на инверсионную.

Для комплексов пород, возраст метаморфизма которых не менее 2,8—3,0 млрд. лет, указанные признаки повсеместны. Эти древние породы всюду регионально метаморфизованы, гранитизированы и интенсивно смяты. Отсюда можно заключить, что на протяжении времени, по крайней мере от 3,6 млрд. лет (возраст наиболее древних известных пород) до 2,8 млрд. лет назад, на материках повсеместно господствовали условия, характерные для эвгеосинклиналей. Эта стадия в развитии земной коры названа *пангеосинклинальной*, или *пермобильной*.

Основой строения архейских пангеосинклинальных комплексов являются глубинные диапиры, которые имеют на поверхности форму неправильных куполов и валов, сложенных гранитами, гранито-гнейсами и мигматитами. Купола и валы окаймлены метаморфическими породами, главным образом амфиболитовой фации метаморфизма, сложно деформированными. Отсутствие линейности в расположении структур следует приписать малой роли глубинных разломов.

После эпохи 2,8 млрд. лет обстановка меняется. Интенсивность основного магматизма, регионального метаморфизма и гранитизации обнаруживает некоторую пространственную дифференцированность. В одних зонах эти явления выражены сильнее, в других слабее, что позволяет говорить о разделении земной коры на *протогеосинклинали* и *протоплатформы*. Первые по своим свойствам не отличались от пангеосинклинали предыдущей стадии. Новую обстановку вносят протоплатформы. Но они сильно отличались от более поздних платформ.

Протоплатформы были маленькими по сравнению с более поздними древними и молодыми платформами. Их осадочный чехол не оставался неизменным как на позднейших платформах, а претерпевал и метаморфизм и гранитизацию. Он содержал также внедрения магматических пород. От протогеосинклинальных комплексов пород его отличала лишь интенсивность этих процессов. Метаморфизм обычно ограничивался зеленосланцевой фацией. Магматические процессы были выражены главным образом крупными сильно дифференцированными пластовыми интрузиями, имеющими форму либо плоских силлов, либо лополитов, состоящих преимущественно из габбро

¹ Основное значение для освещения этой проблемы имеют работы А. А. Богданова, М. В. Муратова, Е. В. Павловского, А. Б. Ронова, В. Е. Хаина, Ю. М. Шейнманна.

и норитов. Но в результате дифференциации они превратились в породы разного состава от ультраосновных до кислых.

На древней протоплатформе в Южной Африке известен огромный лополит Бушвельда мощностью до 9 км. На Канадском щите лополит Седбери знаменит своими сульфидными медно-никелевыми месторождениями. В протоплатформенных условиях образовалась «Великая Дайка Родезии».

Особое место в ряду интрузий протоплатформ занимают граниты рапакиви, развитые, например, по южной окраине Балтийского щита.

В той же обстановке образовались пластовые тела анортозитов. Примерами могут служить протерозойские анортозиты Джугджура на Алданском щите или анортозиты Адирсндайка в Северной Америке.

Возраст протоплатформенного чехла от 2700 до 1600 млн. лет. К нему относятся на Балтийском щите ятулийская и иотнийская свиты нижнего и среднего протерозоя.

Из сказанного видно, что протоплатформы были значительно более проницаемы для магмы, чем позднейшие «настоящие» платформы. Они подверглись более сильному прогреванию глубинным потоком тепла.

В расположении протогеосинклиналей и протоплатформ можно заметить признаки линейности. Линейность приобретают частные структуры — складки и гранито-гнейсовые валы. Это свидетельствует о возросшей роли глубинных разломов.

Существенно то, что размещение протогеосинклиналей и протоплатформ не было устойчивым. Их простирание и положение менялись, так что зоны разных режимов и разного времени образования пересекали друг друга и на месте протоплатформы позже возникала протогеосинклиналь, и наоборот. Следовательно, кристаллический панцирь, созданный метаморфизмом в одну эпоху, мог быть взломан тектоническими движениями в другую эпоху и при этом возникала новая система протогеосинклиналей и протоплатформ с новыми простираниями.

Учитывая последнюю особенность этой стадии, ее можно назвать *неустойчивой протогеосинклинальной стадией*. В большинстве районов она протекала до конца среднего протерозоя (до конца карельского эндогенного цикла), т. е. до эпохи 1,8—1,6 млрд. лет назад. Но в Африке эта стадия растянулась до конца позднего протерозоя, т. е. до эпохи 600 млн. лет. На рис. 63 изображены несколько протогеосинклиналей и протоплатформ Южной Африки, меняющих с течением времени свое простирание и положение.

Наконец, в конце карельского цикла (а в тех местах, где неустойчивая протогеосинклинальная стадия затывается до конца протерозоя, в конце байкальского цикла) наступает последний важный перелом и начинается *устойчивая геосинклинально-платформенная стадия*, которая продолжается до сих пор. Она характеризуется теми геосинклинальными, платформенными и орогенными режимами, которые были описаны выше. Геологический материал позволяет изучать эти режимы полно и всесторонне.

Основное событие, происшедшее во время эпикарельского перелома, состоит в образовании *древних платформ* в том виде, в каком они нам сейчас известны. Это произошло путем объединения многочисленных мелких протоплатформ, после консолидации находившихся между ними протогеосинклиналей. Например, в строении фундамента Восточно-Европейской платформы насчитывается четырнадцать таких протоплатформ, а в фундаменте Сибирской платформы восемь.

Уже указывалось, что разделение древних платформ на субгеосинклинали и субгеоантиклинали не зависит от строения фундамента, что оно является «наложенным». Это обстоятельство подчеркивает принципиальную важность эпикарельского перелома в развитии земной коры.

В расположении древних платформ можно усмотреть некоторые признаки грубой симметрии (см. «Схему тектоники Земли»): против четырех древних платформ, лежащих к северу от полосы, проходящей от Центральной Америки через Средиземноморье к Гималаям и Индонезии, лежат четыре

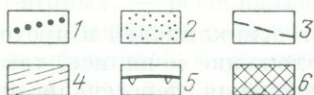
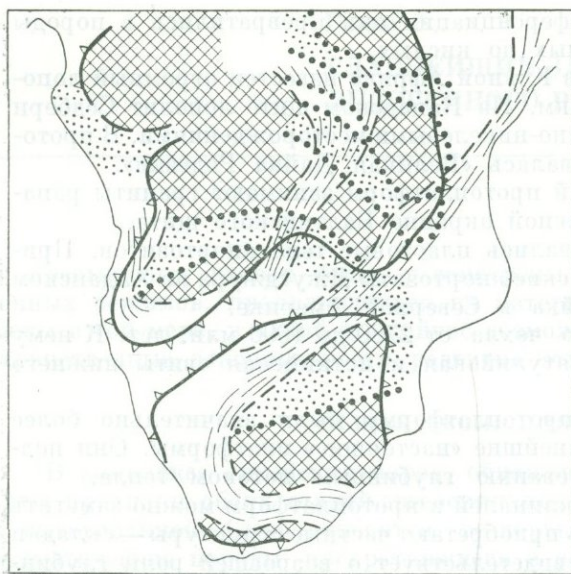


Рис. 63. Докембрийские зоны Южной Африки (по Дж. Вейлю)

1, 2 — границы и области геосинклиналей с возрастом метаморфизма около 2000 млн. лет; 3, 4 — границы и области геосинклиналей с возрастом метаморфизма около 1000 млн. лет; 5, 6 — границы геосинклиналей с возрастом метаморфизма около 550 млн. лет; 6 — протоплатформы

другие платформы к югу от той же полосы. Из этой системы выпадает Антарктическая платформа, которая, однако, находится в центре гирлянды четырех южных древних платформ. Реальность этой симметрии трудно доказать, так как неизвестно, как относиться в этом случае к океанам, которые обрезают многие платформы, и делают их незаконченными структурными комплексами.

Между древними платформами остались полосы, которые на материках явились основным местом проявления геосинклинального режима во все последующее послекарельское геологическое время. Такие полосы, включающие геосинклинали разного послекарельского возраста, обычно называются *геосинклинальными поясами*. Выделяются два наиболее крупных пояса: Круготихоокеанский и Средиземноморский. Кроме того, Урало-Сибирский пояс разделяет

Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы, Северо-Атлантический пояс охватывает Скандинавские горы, Британские острова, восточный берег Гренландии и Аппалачи; в Южной Америке известен Аргентинский пояс, возможно, имеющий продолжение в Южной Африке; пояс геосинклинали Франклина протягивается на севере Северной Америки.

Дальнейшая эволюция режимов в течение этой устойчивой геосинклинально-платформенной стадии определялась в основном расширением площади платформенных режимов и сокращением площади геосинклинальных режимов. Хотя известны случаи появления того или иного геосинклинального режима на территориях, где перед этим был платформенный режим, они являются лишь второстепенными осложнениями на фоне основной направленности развития в сторону все более крупных платформ и все более узких геосинклиналией.

В этом процессе древние платформы играли роль «центров стабилизации», которые обрастали примыкающими к ним молодыми платформами. Исключительно важно то, что разрастание платформ шло не беспорядочно, а закономерно, подчиняясь определенной геометрии, так что к новейшему геологическому времени геосинклинали не распались на случайно разбросанные пятна, как это можно было бы ожидать при беспорядочном ходе этого процесса, а сохранились в виде полос, хотя и в суженном виде, на всем протяжении тех же основных геосинклинальных поясов: Круготихоокеанского и Средиземноморского.

Как уже указывалось, разрастание платформ и сокращение геосинклиналией происходило этапами, соответствующими эндогенным циклам. С началом каждого нового цикла некоторая часть площади, занятая в предыдущем цикле геосинклиналью, становилась платформой, в связи с чем появлялись эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские и эпимезозойские

платформы. Орогенный режим мог возникать в промежуточную между геосинклинальным и платформенным развитием эпоху, но мог и не возникать. К началу альпийского и мезозойского циклов все геосинклинальные пояса, лежащие за пределами двух указанных основных поясов, оказались ликвидированными; на их месте образовались молодые платформы. Примером является Урало-Сибирская эпигерцинская платформа, объединившая Восточно-Европейскую и Сибирскую древние платформы в единую Европско-Сибирскую платформу сложного строения.

В эту устойчивую геосинклинально-платформенную стадию линейность в расположении эндогенных зон и частных структур внутри них явилась общим правилом, что свидетельствует о большой роли глубинных разломов. Последние определяют простирающие тектонические структуры и расположение магматических проявлений.

Стадией устойчивых геосинклинально-платформенных условий, охватывающей верхний протерозой и весь фанерозой, преимущественно и определяется та картина геологического строения, которая изображается на геологических картах. В связи с этим мы рассмотрим некоторые закономерности, управляющие эндогенными процессами в течение этой стадии полнее.

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В УСТОЙЧИВУЮ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ПЛАТФОРМЕННУЮ СТАДИЮ

Современное геологическое строение материков является суммарным результатом всей сложной предыдущей истории земной коры. Особенность этой истории состоит в неравномерности развития эндогенных режимов: они проявляются в разных местах в различных формах и последовательности. В связи с этим материк разделен на области и зоны, строение которых определяется тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами разных характера и возраста. Однако неравномерность развития эндогенных процессов не переходит в их беспорядочность. Существуют некоторые закономерности, правда, самого общего характера, которые управляют сменой эндогенных режимов как во времени, так и в пространстве. Эти закономерности и будут здесь рассмотрены.

Выше было сказано, что устойчивая геосинклинально-платформенная стадия развития земной коры характеризуется, в общем, увеличением площади платформенных режимов за счет площади геосинклинальных режимов.

Переход от геосинклинальных режимов к платформенным всегда приурочен к рубежу между эндогенными циклами, так что к началу следующего цикла часть геосинклиналей предыдущего цикла сменяется платформами. Следовательно, эта смена режимов должна находиться в какой-то связи с процессами, происходящими в геосинклинали в конце эндогенного цикла, когда на некоторых территориях менялись либо характер глубинных процессов, либо свойства земной коры, либо и то и другое вместе.

Некоторые данные по этому вопросу мы можем получить при изучении срединных массивов. Последние представляют собой такие участки, находящиеся внутри геосинклинали того или иного цикла, строение которых определяется в основном геосинклинальным развитием предыдущего или более раннего цикла. Это — обломки более древней геосинклинальной структуры, сохранившиеся внутри более молодой геосинклинали, которая эти обломки как бы обтекает (см. рис. 45).

Весьма существенно что это, действительно, обломки. Их внутренняя структура срезана на краях массивов и, несомненно, продолжалась за пределы их современных границ. Следовательно, срединные массивы являются остатками гораздо более крупных массивов. Отсюда вырисовывается некоторая картина: развивающиеся в инверсионную геосинклинальную стадию внедрение магмы, складчатость и в особенности перекристаллизация, связанная с региональным метаморфизмом, ведут к общему упрочнению коры, к «запайванию» глубинных разломов, игравших столь большую роль

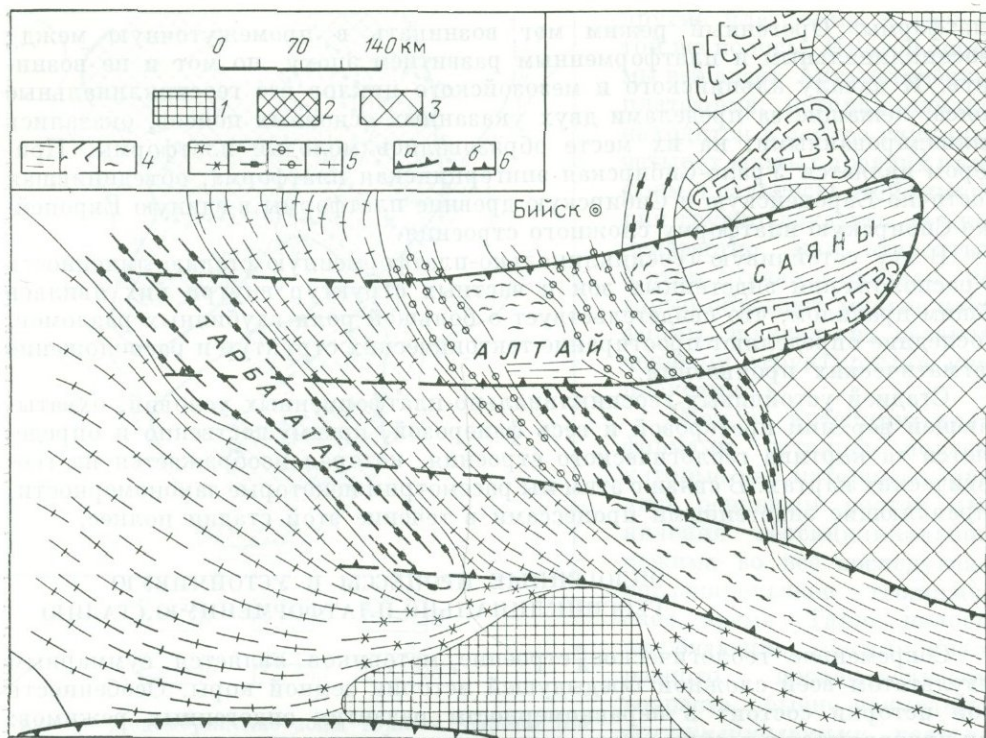


Рис. 64. Пересечение герцинской и каледонской складчатых зон в Алтае-Саянской области (по Е. М. Рудичу)

1 — добайкальские платформы; складчатые зоны: 2 — байкальские, 3 — раннекаледонские (салаирские), 4 — позднекаледонские, 5 — герцинские; 6 — границы позднекаледонских складчатых зон (а — установленные, б — предположительные)

в предыдущую геосинклинальную стадию, к образованию в коре кристаллического панцыря.

Там, где за этим не следует ни орогенеза, ни возобновления геосинклинального режима, через эту стадию консолидации коры геосинклинальный режим непосредственно переходит в платформенный.

Там же, где есть орогенная стадия, ранее образовавшийся кристаллический панцырь взламывается и разделяется на глыбы, способные двигаться друг относительно друга вверх и вниз. Кристаллический панцырь раскалывается также и при формировании новой геосинклинали, но на меньшей площади, чем площадь, занятая геосинклиналями в предыдущем цикле. Нетронутыми этим процессом остаются молодые платформы по периферии новой геосинклинали и срединные массивы внутри нее, которые сохраняются как обломки кристаллического панцыря с обрезанными краями.

То, что перед заложением новой геосинклинали происходит временное упрочнение коры с закрытием ранее существовавших разломов, подтверждается и часто наблюдаемым несоответствием простираций структур предыдущей и последующей геосинклинали. Хотя последующий геосинклинальный режим развивается, как правило, там, где аналогичный режим существовал и в течение предыдущего цикла, т. е. в пределах того же геосинклинального пояса, но наряду с наследованием новой геосинклинали старых направлений не менее часто наблюдаются случаи, когда новая геосинклиналь и ее зоны секут под тем или иным углом простираения геосинклинали предыдущего цикла. Например, в Тянь-Шане и Аппалачах каледонские и герцинские простираения параллельны, а на рис. 64 изображен пример, взятый из Алтае-Саянской области, резко несогласного пересечения структур, образованных в геосинклиналях каледонского и герцинского циклов.

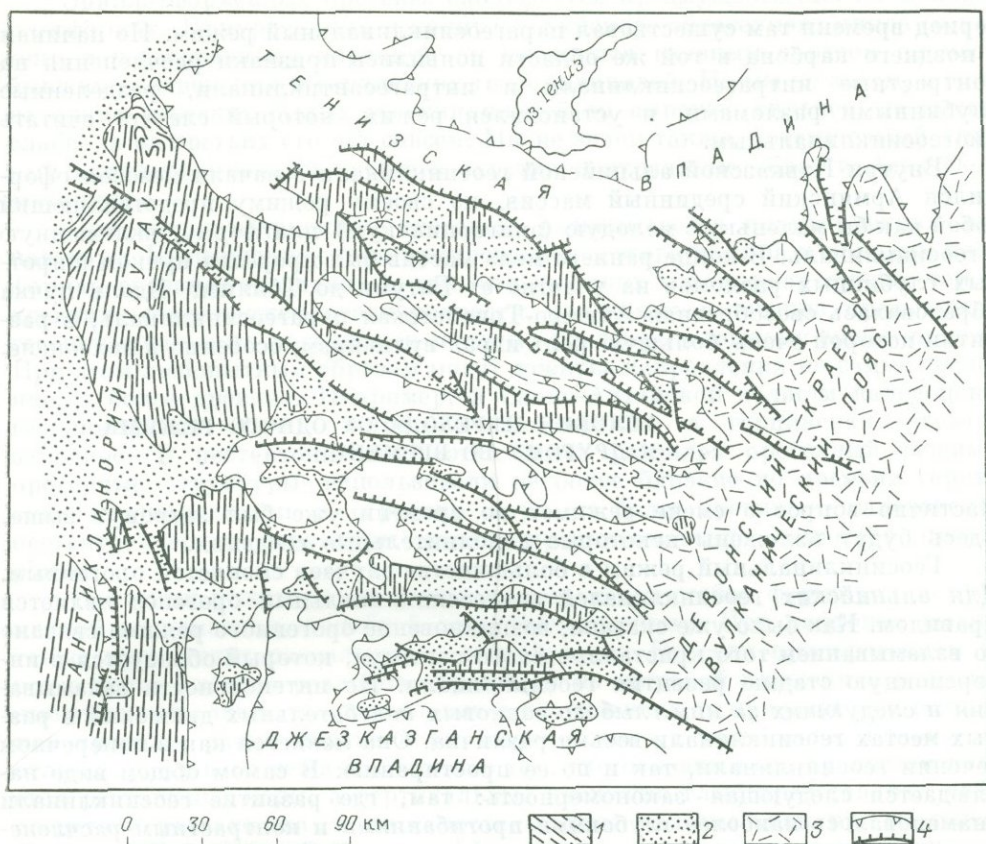


Рис. 65. Тектоническая схема части Центрального Казахстана (по А. А. Богданову)
 1 — каледонский консолидированный массив Улутау; 2 — герцинская геосинклиналь; 3 — девонские вулканические породы; 4 — глубинные разломы
 Герцинская геосинклиналь сопровождается большим числом глубинных разломов, которые заканчиваются с приближением к массиву Улутау

Следовательно, при взламывании кристаллического панцыря старые направления могут быть использованы, но это не обязательно; могут возникать и новые направления.

Отсюда следует, что геосинклинальные режимы тесно связаны с процессом раскалывания земной коры. Действительно, там, где геосинклиналь по простиранию слепо упирается в платформу, изменение роли глубинных разломов особенно отчетливо видно. В Центральном Казахстане герцинская Балхашская миогеосинклиналь по простиранию слепо заканчивается, утыкаясь в эпикаледонскую платформу (рис. 65). В направлении замыкания геосинклинали замечается уменьшение амплитуд вертикальных движений земной коры, ослабление магматической деятельности, затухание складчатости. Из геосинклинали на платформу на некоторое расстояние протягивается несколько глубинных разломов, разделяющих край платформы на горсты и грабены. Амплитуда последних быстро сходит на нет и в более глубокие части платформы разломы не прослеживаются.

Хотя смена спокойных режимов более активными не соответствует общей тенденции эндогенного развития в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию, но она, как временное и местное осложнение этой тенденции, все же наблюдается. Мы замечаем, что и в таких случаях глубинные разломы играют важную роль в развитии относительно более активных режимов.

Однообразный известняковый состав рифея и нижнего и среднего палеозоя в Верхояно-Колымской зоне позволяет думать, что в этот длительный

период времени там существовал парагеосинклинальный режим. Но начиная с позднего карбона в той же области появились признаки расчленения на контрастные интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, разделенные глубинными разломами, и установился режим, который следует считать миогеосинклинальным.

Внутри Кавказской альпийской геосинклинали с начала мезозоя оформился Армянский срединный массив, по своему режиму представляющий собой как бы маленькую молодую (эпигерцинскую) платформу, включенную в геосинклиналь. В конце раннего мела массив был прорезан пучком широтных глубинных разломов на участке от Батуми до Тбилиси. Вдоль пучка образовалась своеобразная Аджаро-Триалетская парагеосинклиналь, в развитии которой очень большую роль играл вулканизм; особенно в палеоцене.

УСЛОВИЯ ПЕРЕХОДА ОТ ОДНОГО РЕЖИМА К ДРУГОМУ ВО ВРЕМЕНИ

Частично вопрос о смене режимов во времени уже был затронут выше. Здесь будут изложены некоторые дополнительные сведения.

Геосинклинальный режим в большинстве случаев сменяется орогенным. Для альпийских геосинклиналей эпигеосинклинальный орогенез является правилом. Как было уже сказано, возникновение орогенного режима связано со взламыванием того кристаллического панцыря, который образуется в инверсионную стадию развития геосинклинали. Но интенсивность взламывания и следующих за ним глыбово-волновых колебательных движений в разных местах геосинклинали весьма различна. Она меняется как в поперечном сечении геосинклинали, так и по ее простиранию. В самом общем виде наблюдается следующая закономерность: там, где развитие геосинклинали знаменовалось наиболее глубокими прогибаниями и контрастным расчленением геосинклинали, образовались орогенные поднятия, а положение орогенных прогибов, в общем, соответствует положению широких интрагеоантиклиналей и срединных массивов. Но при этом орогенные поднятия и прогибы обычно являются более крупными структурами, чем интрагеосинклинали, интрагеоантиклинали, центральные поднятия и краевые прогибы; несколько зон этой последней категории могут быть «обобщены» одним орогенным поднятием или одним орогенным прогибом. Орогенный процесс захватывает и край платформы, на котором формируются как поднятия, так и передовые прогибы.

Альпы, Карпаты и Динариды образовались там, где в геосинклинальную стадию было наиболее дробное расчленение геосинклинали на зоны поднятий и опусканий, а Паннонская депрессия образовалась на месте срединного массива. Главный Кавказский хребет поднялся высоко там, где в геосинклинальную стадию было максимальное прогибание интрагеосинклинали, но амплитуда его орогенного поднятия уменьшается и сходит почти на нет к северо-западу и юго-востоку, где геосинклинальный прогиб был значительно меньшей амплитуды.

Поскольку большие амплитуда и контрастность вертикальных движений сопровождаются усилением роли глубинных разломов, можно заключить, что большие орогенные сооружения образуются там, где кора обладает большей проницаемостью.

Мы видели, что орогенные структуры далеко не всегда совпадают по положению и простиранию с теми поднятиями и прогибами, которые сформировались в течение последней, инверсионной, стадии геосинклинального развития. В таком наблюдаемом сплошь и рядом несоответствии между орогенными и геосинклинальными структурами можно увидеть еще одно свидетельство того, что в промежутке между указанными режимами происходит упрочнение земной коры, которая с наступлением орогенного режима заново раскалывается частично по старым, а частично по новым направлениям.

Эпиплатформенный орогенез наблюдается преимущественно на молодых платформах. Приуроченный к концу альпийского эндогенного цикла (к неогену и четвертичному периоду), он проявился главным образом на месте бывших каледонских и герцинских геосинклиналей. Но мы не знаем, почему на одних отрезках бывших геосинклиналей он выражен сильнее, на других слабее, а на третьих его нет совсем. Мы не знаем также, почему самый сильный эпиплатформенный орогенез охватил центральные области Азиатского материка.

При эпиплатформенном орогенезе раскалывается платформенная земная кора. Преимущественная приуроченность этого режима к молодым платформам связана, очевидно, с тем, что на таких платформах лучше, чем на древних, сохраняются неоднородности, созданные в течение предыдущего геосинклинального развития, и молодые платформы поэтому менее прочны. При этом любыми образом могут «ожить» направления не самые последние, а более древние. Например, в Саяно-Алтайской области каледонская геосинклиналь имела широтное простирание, а герцинская — северо-западное. В неотектонический этап здесь развился орогенный режим и орогенные структуры использовали не более близкие по времени герцинские неоднородности в строении коры, а более древние — каледонские; неотектонические структуры имеют преимущественно широтное простирание.

Рифтовый режим может рассматриваться как особая форма эпиплатформенной активизации, подобной орогенному режиму. При рифтовом режиме также происходит раскалывание земной коры. Но если при орогенном режиме целая система разломов образуется на широкой площади и разделенные ими глыбы движутся, как клавиши, вверх и вниз, то при рифтовом режиме, как правило, раскалывание коры сосредоточено в узкой зоне. Главное же отличие рифтового режима состоит в том, что основным его процессом является растяжение коры, а вертикальные движения глыб представляют собой следствие растяжения, а не самостоятельное явление, как при орогенезе. Примеры Байкала и Восточной Африки, где рифты приурочены к древним платформам, позволяют предположить, что здесь земная кора имела большее сопротивление глубинным процессам, стремившимся ее растянуть; в конце концов она раскололась по редким наиболее слабым линиям. Хотя Рейнский рифт образовался на молодой платформе, его морфология не отличается от таковой рифтов древних платформ, что, по-видимому, означает столь же прочную земную кору. Возможно, высокая прочность коры молодой платформы связана в данном случае с тем, что раскалывание происходило поперек герцинских структур фундамента. Но Большой Бассейн в Кордильерах представляет исключение из общего правила. Здесь растяжение встретило значительно менее прочную кору срединного массива. Это еще раз подчеркивает, что поверхностные проявления эндогенных режимов зависят от местного влияния двух факторов: характера и интенсивности глубинных процессов и свойств земной коры, определяющих ее способность реагировать тем или иным образом на воздействие глубинных процессов.

Переход от более активных эндогенных режимов к менее активным, например от геосинклинальных к платформенным, происходит сплошь и рядом через промежуточные ступени. В Центральном Казахстане каледонская эвгеосинклиналь сменяется в Балхашской зоне герцинской миогеосинклиналью и только с начала альпийского цикла здесь образуется режим молодой платформы, хотя местами в Восточном Казахстане альпийский режим может быть отнесен к разряду парагеосинклинального. Смена каледонского эвгеосинклинального режима миогеосинклинальным герцинским и платформенным альпийским произошла в Аппалачах. Восточное Забайкалье было эвгеосинклиналью в герцинском цикле и стало миогеосинклиналью (а местами и парагеосинклиналью) в течение мезозойского цикла. С позднемелового времени здесь установились условия платформ.

Орогенный режим сменяется платформенным также постепенно. Изучение истории орогенных зон показывает, что после кульминации контрастности и скорости вертикальных движений появляются признаки постепенного сглаживания контрастов и в конце концов вертикальные движения ослабевают до платформенного уровня. Признаками являются снижение грубости обломочных отложений, уменьшение градиентов мощностей, развитие угленосных отложений, свидетельствующих о заболачивании. Такова история, например, Монголо-Охотской зоны, которая после герцинского геосинклинального развития с конца палеозоя вступила на путь орогенного развития, но постепенное успокоение вертикальных движений коры привело в позднем мелеу к установлению здесь платформенного режима.

РИТМ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

В предыдущем тексте уже многократно упоминались эндогенные циклы и говорилось об эндогенном режиме. В этом разделе мы намерены обобщить данные о ритмичности в развитии эндогенных процессов и рассмотреть их проявления более полно. Вопрос этот давно и весьма разнообразно обсуждается в геологической литературе. Обычно говорят о тектонических циклах, но вкладывают в этот термин более широкий смысл, поскольку наряду с тектоническими движениями всегда имеются в виду и магматические процессы. Поэтому термин «эндогенные циклы» кажется более правильным.

Под эндогенной циклическостью понимается повторяемость определенного комплекса эндогенных процессов — тектонических, магматических и метаморфических, — которые к тому же на разных стадиях цикла сочетаются определенным образом. Последовательность таких циклов создает то, что может быть названо эндогенной ритмичностью. Следует, однако, твердо оговорить условность в данном употреблении терминов «цикл», «ритм», а также часто употребляемого термина «периодичность». Повторяемость не означает буквальную повторяемость. Повторяется некоторая принципиальная и при этом довольно грубая схема последовательности и сочетания процессов, но во многих существенных чертах циклы могут сильно отличаться друг от друга. Отличаются не только разновременные циклы, но и одновременные, проявляющиеся в разных местах. Ритмичность и периодичность не означает, что существует какой-то точно установленный период повторяемости процессов и что ход эндогенных процессов может быть изображен геометрически правильной кривой. Продолжительность циклов несомненно различна, хотя основные фанерозойские циклы, по-видимому, близки по своей длительности, во всяком случае, с приближенностью до 30—40 млн. лет, что составляет около 15—20% средней общей продолжительности цикла. Хотя дальше будет говориться об общем ритме материков, эту общность также следует понимать с большой долей приближенности, так как границы между циклами в разных областях не вполне синхронны.

И все же, несмотря на оговорки и условности, повторяемость в эндогенном развитии земной коры представляет собой замечательное явление, которое накладывает отпечаток на строение коры, на распределение в ней горных пород и обуславливает важнейшие закономерности размещения полезных ископаемых.

Характер и степень сохранности геологических документов позволяют регистрировать весь комплекс эндогенных процессов только для послекарельского времени, т. е. для устойчивой геосинклинально-платформенной стадии, а практически это сейчас доступно лишь для фанерозойского времени.

Для докембрия об эндогенном ритме мы можем судить по данным об абсолютном возрасте метаморфизма и гранитизации. Если рассмотреть эти данные, то окажется, что явления метаморфизма и гранитизации в течение докембрия не были разбросаны во времени беспорядочно. Они преимущественно концентрировались в пределах некоторых эпох, промежутки между которыми были почти полностью лишены этих процессов. Такими эпохами

(по А. А. Богданову) являются: 3,0—2,8; 2,6—2,5; 2,2—2,0; 1,8—1,6; 1,2; 1,0—0,9; 0,6—0,5 млрд. лет тому назад. Последняя из указанных эпох приходится уже на границу протерозоя и фанерозоя.

Приведенные цифры свидетельствуют, что эпохи преимущественного проявления регионального метаморфизма и гранитизации в докембрии повторялись через промежутки времени 300—600 млн. лет. Поскольку более поздние эндогенные циклы указывают на то, что региональный метаморфизм и гранитизация занимают в них определенное место, приурочиваясь преимущественно к середине цикла, мы вправе видеть в раздельности эпох метаморфизма указание на существование в докембрии эндогенных циклов. Некоторые из них могли бы быть охарактеризованы полнее, поскольку для них установлены, например, стадии преимущественного проявления основного вулканизма, в котором можно предполагать представителя офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима более поздних циклов. Однако эти попытки едва ли привели бы сейчас, в силу недостаточной изученности, к вполне убедительным результатам. Поэтому мы обратимся сразу к фанерозойским циклам, для которых может быть получена наиболее полная картина.

Изучение фанерозойской истории показывает, что основой эндогенных циклов является ритмичность наиболее крупных общих колебаний земной коры. Цикл начинается с состояния, когда господствуют поднятия, а опускания играют незначительную роль. Затем наступает период, во время которого поднятия постепенно теряют свое значение, а преобладают опускания. В середине цикла господство последних максимально. Затем начинается обратный процесс нарастания поднятий относительно опусканий и к концу цикла мы возвращаемся к начальному состоянию. Таким образом, цикл разделяется на две части с противоположными тенденциями; одна характеризуется нарастанием опусканий, другая — поднятий. Конец одного цикла и начало следующего сливаются в одну эпоху наибольшего преобладания поднятий.

Следует подчеркнуть, что когда говорится о цикле общих колебаний, речь идет именно о преобладании поднятий или опусканий, но не о том, что сначала происходит только опускание, а потом — только поднятие. В течение всего цикла в тектонической зоне любого типа всегда одновременно существуют участки, которые поднимаются, и участки, которые опускаются. Имеется в виду лишь изменение соотношений между суммарными объемами поднятий и опусканий.

С периодическим развитием общих колебаний связаны крупнейшие трансгрессии и регрессии: большие трансгрессии характеризуют первую половину цикла, большие регрессии — вторую. Вместе с трансгрессиями и регрессиями меняются фации осадочных пород, а общая последовательность их во времени в начале и конце цикла оказывается противоположной: в начале цикла эволюция идет от континентальных и прибрежных, богатых грубым обломочным материалом осадков, ко все более тонким и, наконец, карбонатным, а в конце цикла последовательность обратная. Время перехода от нарастания опусканий к нарастанию поднятий, когда наступает временное равновесие между теми и другими, является временем *общей инверсии*.

Ритм общих колебательных движений проявляется в областях любых режимов. Но наиболее ясно он выражен на платформах, где не затемняется другими явлениями. Кривая рис. 66 показывает очень четкое разделение фанерозоя на три крупных цикла. Продолжительность каждого из них около 200 млн. лет. Цикл начинается с очень малой площади осадконакопления, т. е. с преобладания поднятий — с состояния, унаследованного от конца предыдущего цикла. Затем площадь осадконакопления быстро значительно расширяется (нарастание опусканий). После некоторого периода колебаний в ту и другую сторону наступает стадия нарастания поднятий.

Ритм общих колебаний отражается и на развитии геосинклиналей. Но здесь следует принять во внимание, что стадии геосинклинального развития (офиолитовая и инверсионная для эвгеосинклинали, компенсированного

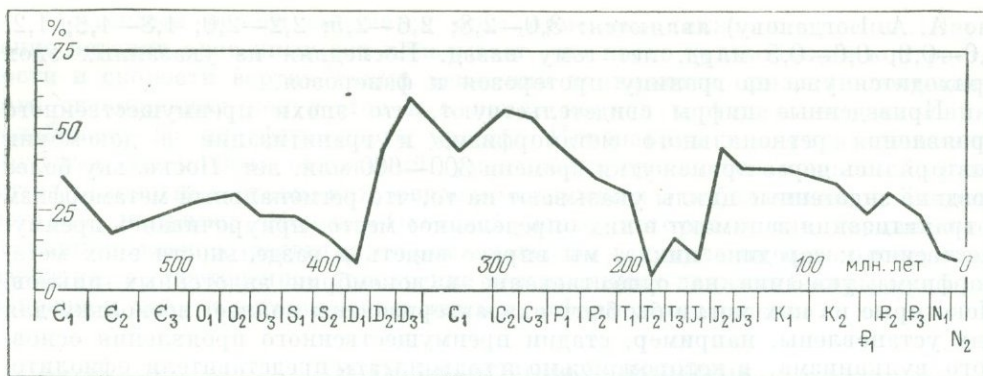


Рис. 66. Изменение площади осадконакопления (в %) к общей площади Восточно-Европейской платформы для фанерозоя (по А. Б. Ронову, А. А. Мигдисову, Н. В. Барской)

прогибания и инверсионная для миогеосинклинали) не охватывают всей продолжительности эндогенного цикла.

Офиолитовая стадия с ее глубоководными осадками, большой контрастностью вертикальных движений при преобладании опусканий, основным и ультраосновным вулканизмом и стадии компенсированного прогибания соответствуют первой части цикла. Инверсионная стадия, помимо регионального метаморфизма, гранитизации и складчатости, характеризуется выравниванием поднятий и опусканий и этот признак как будто указывает на то, что время частной инверсии является, вместе с тем, и временем общей инверсии, что образование центральных поднятий совпадает с переломом в направленности общих колебательных движений. Иногда это действительно так. Но известны и другие случаи, когда выравнивание поднятий и опусканий в стадию частной инверсии оказывается лишь временной остановкой в ходе нарастания опусканий и это нарастание продолжается в течение некоторого времени и после того, как частная инверсия произошла. Тогда, образовавшись, центральные поднятия увлекаются этим общим опусканием, их роль как поставщиков терригенного материала уменьшается, и из зон абсолютного поднятия они могут превратиться в зоны лишь относительного поднятия.

Совпадение во времени частной и общей инверсий наблюдается, например, в Западных Альпах, где частная инверсия произошла во внутренней пеннинской зоне на рубеже позднего мела и палеогена, и с этого времени поднятие в общем все больше разрасталось и усиливалось, хотя этот процесс и шел неравномерно. Эоценовый флиш сменился олигоценовой нижней молассой и неогеновой верхней молассой.

Иной пример мы находим на Кавказе. В Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали в Закавказье офиолитовая стадия охватила юру и неокон. В конце неокона произошла частная инверсия. Но в течение позднего мела центральное поднятие, участвуя в продолжающемся общем нарастании опусканий, скрылось под уровнем моря и было перекрыто известняками, оставаясь, однако, зоной относительного поднятия. И только в палеогене центральное поднятие снова стало подниматься над уровнем моря. Следовательно, в этом случае общая инверсия наступила позже частной.

Еще большее запаздывание общей инверсии по отношению к частной наблюдается в Главном Кавказском хребте, где частная инверсия произошла в средней юре, а общая — только в олигоцене. В течение этого длинного промежутка времени среди осадков Большого Кавказа значительную роль играли известняки и мергели, свидетельствуя о том, что центральное поднятие давало очень мало терригенного материала.

Конец цикла в геосинклиналях, как и на платформах, занят нарастанием поднятий. Здесь опять могут быть два случая. Если эпигеосинклинального

орогенеза нет, то инверсионная стадия заканчивается постепенным успокоением волновых колебательных движений, сглаживанием их контрастов, и дальше следует незначительное поднятие, превращающее бывшую геосинклиналь в низменную слабо всхолмленную сушу с локальными впадинами, чаще всего озерными. Геосинклиналь вырождается и к концу цикла сменяется платформой, которая в соответствии с направленностью общих колебаний коры, медленно и слабо поднимается. Пример такого развития можно видеть в Восточном Забайкалье, где после мезозойского миегеосинклинального развития, начиная с позднего мела, наступил платформенный режим со слабыми волновыми движениями и незначительным общим поднятием.

В случае же проявления эпигеосинклинального орогенеза, следом за слабым поднятием в конце инверсионной стадии, начинаются вертикальные движения большой контрастности и большой амплитуды со значительным преобладанием поднятий над опусканием. Они сопровождаются кислым, средним и в меньшей степени основным вулканизмом. В Главном Кавказском хребте поднятие, начав медленно развиваться в олигоцене, оставалось незначительным в нижнем миоцене, несколько усилилось в позднем миоцене и чрезвычайно резко увеличило свою интенсивность в плиоцене и четвертичном периоде. Мы можем считать его орогенным, начиная с позднего миоцена. Ускоренное развитие орогенного поднятия сопровождалось столь же ускоренным развитием прогибов, в которых накапливался обломочный материал, сносимый с поднятий. Но изменение осадков в сторону все более грубых и смена морских отложений континентальными указывают на значительное преобладание поднятий.

На рис. 67 сведены данные о смене режимов для ряда геосинклиналей, платформ и орогенных зон в фанерозое. Используются данные преимущественно по территории СССР, но привлечены также сведения и относительно некоторых зарубежных эндогенных зон. Диаграмма позволяет сделать ряд выводов.

Прежде всего устанавливается, что палеозой разделяется на циклы в целом однотипно в самых различных областях земного шара. Выделяются каледонский цикл, обнимающий кембрий, ордовик и силур, и герцинский цикл, соответствующий среднему и верхнему палеозою. Время выравнивания поднятий и опусканий (т. е. эпоха частной инверсии) в каледонском цикле оказывается почти одинаковым в разных каледонских геосинклиналях. Оно приходится на поздний ордовик или на конец ордовика и начало силура. Общая инверсия происходит в силуре. Заключительное поднятие падает на силур и начало девона.

Еще большая синхронность частной инверсии и выравнивания поднятий и опусканий наблюдается в герцинском цикле. Время частной инверсии здесь почти неизменно приходится на вторую половину раннего карбона или на рубеж между ранним и средним карбоном. А общая инверсия происходит в конце карбона. Заключительное поднятие развивается в перми и начале триаса.

Однако далеко не все герцинские геосинклинали проходили все стадии каледонского геосинклинального развития. Уже указывалось, что нередко эти два цикла объединяются в один общий палеозойский цикл, который начинается в ордовике или даже раньше; в нем опускания преобладают до начала карбона, а частная инверсия и заключительное поднятие по времени своего проявления соответствуют герцинскому циклу.

Сложнее дело обстояло в мезо-кайнозое. Здесь выяснилось наличие двух схем ритмичности, которые условно именуются «атлантической» и «тихоокеанской». Условность заключается в том, что региональная приуроченность этих двух схем не вполне выдерживается: если «тихоокеанская» схема действительно проявляется в областях, тяготеющих к Тихому океану (на Востоке Азии, на островных дугах западной окраины Тихого океана, на западе Северной и Южной Америки), то «атлантическая» схема, проявляясь

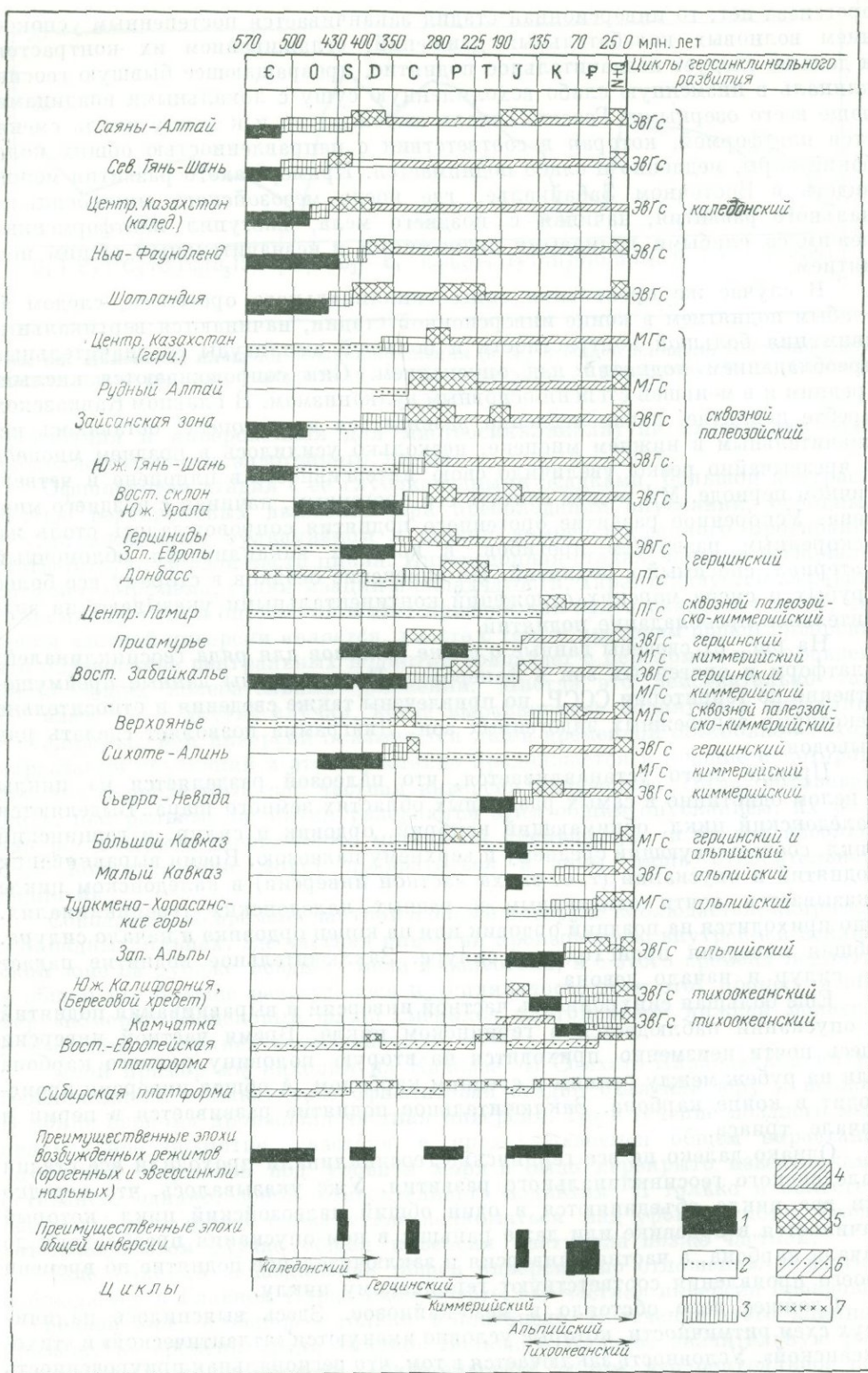


Рис. 67. Смена и ритмичность эндогенных режимов

1 — офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима; 2 — миогеосинклинальный режим; 3 — инверсионная стадия эв- и миогеосинклинальных режимов; 4 — режим молодой платформы; 5 — орогенный режим; 6 — режим древней платформы в стадию преобладания опусканий; 7 — режим древней платформы в стадию преобладания поднятий

в основном в Европе, Западной Азии и на востоке Северной Америки, наблюдается также местами и в Круготихоокеанском поясе — во внешней зоне Японии, на Филиппинах, на Новой Гвинее.

В «атлантической» схеме в течение мезо-кайнозоя развивается один эндогенный цикл — альпийский. Начальные стадии геосинклинального развития протекают преимущественно в юре и раннем мелу. Частная инверсия проявляется в весьма разное время — от средней юры до палеогена, хотя преимущественно она приурочена к концу позднего мела и началу палеогена. Время частной инверсии оказывается различным в разных интрагеосинклиналях одной геосинклинали, например в интрагеосинклинали Большого Кавказа частная инверсия приурочена к средней юре, а в Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали — к концу неокома. Время частной инверсии может меняться и по простиранию геосинклинали. Например, в Восточных Альпах частная инверсия произошла на рубеже раннего и позднего мела, а в Западных Альпах — между поздним мелом и палеогеном. Общая инверсия в некоторых случаях совпадает с частной, но чаще ее следует отнести к миоцену.

Однако заключительное поднятие во всех альпийских геосинклиналях приходится на одно и то же время: неоген (главным образом плиоцен) и четвертичный период. Это поднятие почти повсеместно выражено в форме эпигеосинклинального орогенеза.

В «тихоокеанской» схеме в мезо-кайнозое вместо одного альпийского цикла выделяются два цикла. Один из них условно называется «мезозойским», другой — «кайнозойским», хотя, как мы сейчас увидим, эти названия нельзя признать удачными. Начальная стадия геосинклинального развития в мезозойском цикле приходится на конец карбона, пермь, триас, раннюю и среднюю юру. В конце средней юры и в течение поздней юры происходит частная инверсия, за которой в мелу следует общая инверсия и слабое поднятие платформенного типа (эпимезозойская платформа). А орогенный режим, если он проявляется, возникает в неогене и четвертичном периоде, т. е. в ту же эпоху «неотектонической активизации», что и в областях другого ритма. Эта синхронность развития последнего в истории земной коры орогенного режима представляет чрезвычайно интересное явление.

Кайнозойский цикл в геосинклиналях начинается с прогибания в мелу, проходит через стадию частной и общей инверсии в палеогене или начале неогена, а заключительное поднятие оказывается одновременным с повсеместной новейшей тектонической активизацией.

Мезозойский и кайнозойский циклы проявляются регионально раздельно, но обычно в соседних зонах. Например, прогибание земной коры, начинающее кайнозойский цикл на Камчатке, происходило в мелу, когда только что незначительным поднятием закончился мезозойский цикл развития в соседней Верхояно-Колымской области. Кайнозойская геосинклиналь Южной Калифорнии начала развиваться сейчас же после заключительного поднятия на месте соседней мезозойской геосинклинали Сьерра-Невады.

Термины «мезозойский» и «кайнозойский» нам кажутся неудачными в связи с тем, что мезозойский цикл захватывает значительный отрезок палеозоя, а кайнозойский цикл — часть мезозоя. Более удачными являются термины «киммерийский» для «мезозойского» цикла и «тихоокеанский» для «кайнозойского». Эти термины ближе к названиям других циклов, построенным не на временной, а на региональной основе.

Диаграмма (см. рис. 67) демонстрирует связь смены различных режимов с общей эндогенной ритмичностью. Различные режимы со всеми присущими им особенностями тектонических, магматических и метаморфических процессов занимают определенные места внутри циклов и смена одного режима другим также приурочена преимущественно к определенным стадиям цикла.

Общая ритмичность сказывается на развитии любых режимов — геосинклинальных, платформенных, орогенных. При этом, например, развитие платформ в мезо-кайнозое может подчиняться как атлантической, так и тихоокеанской схемам ритмичности: Восточно-Европейская платформа следует «атлантической» схеме с ее альпийским циклом, тогда как в развитии Сибирской платформы и западной части Северо-Американской ясно чувствуются элементы тихоокеанской схемы с ее киммерийским циклом. Последний отражается главным образом в том, что заключительное поднятие платформенных областей развивается раньше (еще в мезозое), чем на Восточно-Европейской платформе.

Вообще же, при сравнении общих колебаний на платформе с такими же колебаниями в соседних геосинклиналях, можно заметить, что движения на платформах как вниз, так и вверх, несколько запаздывают по отношению к движениям в геосинклиналях. Уральская геосинклиналь прогибалась уже в силуре, тогда как Восточно-Европейская платформа была в это время приподнята и начала опускаться лишь в среднем девоне. Когда в верхнем карбоне и перми на месте Уральской геосинклинали развивалось поднятие, на Восточно-Европейской платформе еще существовали обширные области прогибания и накопления осадков. В альпийском цикле та же платформа втягивалась в опускание очень постепенно. В нижней юре, когда в Кавказской геосинклинали уже происходили большие прогибания, только самая южная окраина платформы начала опускаться. А значительная часть платформы была втянута в опускание лишь в поздней юре. В конце альпийского цикла — в палеогене и неогене — на платформе еще оставались зоны прогибания, а в Кавказской геосинклинали уже развивалось заключительное поднятие.

Неоднократно отмечалось, что орогенные режимы как эпигеосинклинальные, так и эпиплатформенные, приурочивались к заключительной стадии эндогенных циклов. Эта закономерность видна из той же диаграммы (см. рис. 67) и не требует дополнительных комментариев. Но следует отметить, что проявления орогенного режима в конце киммерийского цикла чрезвычайно редки. Он нам известен в Западном Забайкалье, где оживление вертикальных движений и щелочного вулканизма в поздней юре и раннем мелу можно рассматривать как мезозойский эпиплатформенный орогенез. Обычно же области с мезозойским геосинклинальным развитием либо вовсе лишены орогенеза, либо охватываются орогенезом альпийского цикла в неогене и четвертичном периоде.

В случаях, когда орогенный режим сохраняется в течение целого эндогенного цикла, обычно возможно заметить некоторое ослабление поднятий в средней части цикла. В эту же среднюю стадию несколько затухает и вулканизм. Например, в Центральном Казахстане эпигеосинклинальный орогенез начался в конце каледонского цикла и продолжал развиваться в течение всего герцинского цикла. Разрез отложений в орогенной области начинается грубообломочными пестроцветными осадками и большим количеством вулканогенных пород (средний девон и начало верхнего девона) и такими же породами заканчивается в верхнем палеозое. Но в среднюю стадию — в фане и раннем карбоне — здесь отлагались преимущественно известняки, а вулканогенные породы были редки.

Рифтовый режим приурочен к концу альпийского цикла и в этом цикле занимает то же место, что в других областях орогенный режим.

Режимы магматической активизации платформ также имеют свое предпочтительное место в циклах. Излияния платобазальтов, например, были приурочены к той эпохе преобладания поднятий, которая разделяет герцинский и альпийский циклы (пермские и триасовые платобазальты Сибири, Южной Америки, Южной Африки и др.). Платобазальты Индии попадают на вторую половину альпийского цикла.

Мы не рассматриваем здесь отношение к эндогенным циклам режимов материковых окраин, поскольку это можно сделать только совместно с освещением вопросов истории океанических впадин.

В чем же состоит общий смысл ритмичности эндогенных процессов? Если контрастность и размах глыбово-волновых колебательных движений отражают степень «возбужденности» глубинных процессов, лежащих в основе этих движений, то можно говорить об импульсивности глубинных процессов, которые возбуждаются в начале и конце цикла и становятся более спокойными в середине цикла. Поскольку конец одного цикла переходит в начало следующего, то это означает, что тектоническое выражение эндогенной периодичности можно свести к периодическим глубинным импульсам. Возбуждение, начавшись в конце предыдущего цикла, захватывает начало следующего и затем начинает спадать, достигая минимума перед новой волной возбуждения в конце этого следующего цикла. Правильно было бы границы между циклами проводить не так, как мы это привыкли делать, а от одной общей инверсии до другой.

Представление о периодических глубинных импульсах подтверждается и развитием магматизма, если иметь в виду глубинный магматизм, происхождение которого явно связано с мантией. Речь идет о выделениях главным образом основной и щелочной магм, приуроченных к начальным стадиям развития геосинклинальных режимов, а также к орогенному и рифтовому режимам, проявляющимся в конце цикла. Глубинность магмы в этих случаях подтверждается и ее составом и ее связью с глубинными разломами. Вместе с контрастностью и размахом вертикальных движений земной коры этот магматизм свидетельствует о возбуждении недр в конце одного и начале следующего цикла. Возбуждение выражено, в частности (а может быть и главным образом), в разогревании, без чего было бы невозможно магмообразование. Импульсивность тектонических и магматических процессов на поверхности можно, следовательно, предположительно связать с периодическим изменением температуры в мантии.

Из этой схемы на первый взгляд выпадают те явления, которые происходят в земной коре в инверсионную стадию геосинклинального развития. Региональный метаморфизм и гранитизация также требуют разогревания. Между тем эта стадия характеризуется сглаженностью глыбово-волновых колебательных движений, уменьшением их контрастности. Время, находящееся между теми глубинными импульсами, о которых только что шла речь, должно характеризоваться спадом глубинной активности. Однако необходимо подчеркнуть, что в этом случае температура поднимается не в мантии, а в коре, поскольку и региональный метаморфизм и гранитизация представляют собой внутрикоровые явления. А проявления более глубинной, мантийной активности в это время ослабевают, что следует из отсутствия не только высококонтрастных вертикальных движений коры, но и глубинного магматизма. Значит волна тепла в эту стадию развития геосинклинали перемещается из мантии в кору.

Изложенное в этой главе показывает, что наблюдаемые на поверхности эндогенные режимы и составляющие их эндогенные процессы вызываются перекрестным влиянием сложного ряда факторов. В основе лежат глубинные процессы. О их природе речь будет идти дальше, но на основании всего сказанного можно заключить, что главная функция этих процессов состоит в том, чтобы вызывать на поверхности более или менее контрастные вертикальные движения земной коры. Возбуждение глубинных процессов ведет к повышению контрастности, размаха и скорости движений, успокоение — к их ослаблению. Параллельно изменяется и интенсивность магматических процессов. Возбуждение носит периодический характер, что определяет общую ритмичность эндогенных процессов. Наблюдается «отставание в фазе» сильного прогревания коры по отношению к эпохам возбуждения мантии.

Другим фактором является реакция земной коры на воздействие глубинных процессов. Она в свою очередь зависит от свойств земной коры (далее мы увидим, что правильнее говорить не об одной коре, а о всей литосфере). Эти свойства в ходе геологической истории меняются: земная кора может упрочняться и повышать свою целостность в результате перекристаллизации ее материала и «запайвания» разломов застывшей магмой, и может подвергаться раскалыванию и в течение более или менее длительного времени оставаться разделенной на глыбы. В связи с этими изменениями свойств меняется и проницаемость коры для магмы и способность ее к тем или иным движениям.

Часть II

ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ

ГЛАВА 10 ОСАДКИ И ПОРОДЫ ДНА ОКЕАНОВ

ГЛАВА 11 ТЕКТОНИКА ДНА ОКЕАНА

ВСТУПЛЕНИЕ

Океанами и морями покрыто 70% поверхности земного шара. Если отсюда исключить области шельфа и эпиконтинентальных морей — затопленных частей материков, то на долю собственно океанов и глубоких морей придется 50% поверхности нашей планеты. Совершенно очевидно, что понять строение и развитие земной коры в целом, не приняв во внимание ее океаническую половину, невозможно. Между тем тайны строения океанического дна перед учеными стали раскрываться только в последние два десятилетия. Это оказалось возможным в связи с развитием ряда новых методов исследований, главным образом, геофизических, а также с появлением в большом масштабе новых технических средств и прежде всего исследовательских специально оборудованных кораблей. Успехи, которые достигнуты в изучении строения дна океанов за последние годы, чрезвычайно велики. Однако все же необходимо подчеркнуть, что мы находимся еще в самом начале пути и преувеличивать степень нашего знания океанических глубин не следует. Материки, которые изучаются геологами в гораздо лучших условиях в течение двухсот лет, до сих пор еще не раскрыли многих загадок своего строения. Тем больше таких загадок таится в структурах, которые изучаются всего два десятка лет и к тому же находятся под слоем воды в несколько километров. Между тем за последние годы в некоторых кругах ученых распространилось мнение, что мы знаем океаническое дно чуть ли не лучше, чем материки, и что материковая геология должна быть пересмотрена в свете данных о строении океанов. Такой взгляд является следствием психологически понятного самобмана: когда после *отсутствия* какого-либо знания приходит *какое-то* знание, создается впечатление, что мы знаем уже много.

В настоящее время при изучении строения океанического дна используются следующие методы.

1. **Б а т и м е т р и я о к е а н и ч е с к о г о д н а**, устанавливающая рельеф последнего.

Следует подчеркнуть, что изучение форм рельефа океанического дна для решения вопросов, связанных с эндогенной динамикой, имеет большее значение, чем изучение рельефа суши. На последней результаты тектонических и вулканических процессов обычно сильно искажены размывом, уничтожающим возвышенности, и осадконакоплением, ведущим к заполнению впадин. Поскольку на дне океанов процессы разрушения и накопления протекают несравнимо медленнее, чем на суше, рельеф океанического дна гораздо в большей степени отражает тектонические и вулканические процессы.

2. **П о д ъ е м г о р н ы х п о р о д с о д н а**. За последние годы, помимо подъема пород драгой и трубками, распространение получило подводное бурение, причем не только на мелководье, но и в глубоком море. Буровое исследовательское судно «Гломар Челенджер», принадлежащее США, выполнило большое число буровых профилей через все океаны. При этом рекордной глубиной, на которой проводилось бурение, было 6000 м, а максимальная глубина проникновения в породы океанического дна достигла 1200 м. С помощью подводного бурения во многих районах Мирового океана был изучен разрез осадочных толщ, залегающих на дне, но только в очень небольшой степени удалось проникнуть в залегающие под осадками твердые базальты.

3. **Г е о ф и з и ч е с к и е м е т о д ы**. Среди них наибольшее значение имеют сейсмические методы, применяемые в различных модификациях

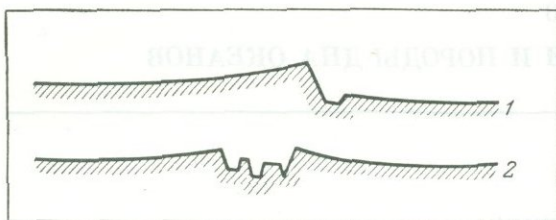


Рис. 68. Схематические профили через гряды на востоке Тихого океана, показывающие два типа рельефа: односторонний горст (1) и два встречных односторонних горста с грабеном между ними (2). По Менарду

(ультразвуковое профилирование, глубинное сейсмическое зондирование, регистрация естественных землетрясений).

Гравиметрические измерения важны для выяснения картины распределения масс под океаническим дном и степени их уравновешенности. Они позволяют отделить подводные возвышенности вулканического происхождения от форм рельефа с иной историей.

Магнитометрические измерения выявляют магнитные аномалии на дне океанов. Как мы увидим, таким аномалиям сейчас придается большое значение. Особую роль играют палеомагнитные исследования, выявляющие на дне океанов породы с прямым и обратным остаточным намагничиванием.

Геотермические исследования указывают на значительные вариации земных тепловых потоков в разных областях океанов, что важно для разработки представлений о глубинных процессах.

4. Методы фотографии и телевидения. Участки океанического дна могут быть сфотографированы подводными фотокамерами. Их можно наблюдать с помощью подводных телевизионных камер.

Геологические и геофизические данные, получаемые непосредственно в океанах, дополняются результатами наблюдений на островах и прилегающих материках, проводимых обычными наземными методами.

Рельеф дна океанов здесь специально рассматриваться не будет. С его описаниями можно познакомиться по многим источникам¹.

Напомним лишь, что в рельефе океанического дна обычно выделяют подводные окраины и ложе Мирового океана. Первые разделяются в свою очередь на шельф, континентальный склон, континентальное подножие и глубоководные желоба.

Ложе Мирового океана включает в качестве геоморфологических элементов океанические котловины и различные возвышенности как протяженные, так и ограниченные по площади. Наибольшую площадь в океанах занимают котловины, лежащие на глубинах 5—6 км. В восточной части Тихого океана дно котловин нарушено широтными уступами огромной протяженности — до 4000 км (рис. 68). Крупнейшими являются уступы Мендосино, Меррей, Клэрион, Клишпертон. Они разделяют участки дна, глубина которых различается на сотни метров, и сопровождаются асимметричными грядами высотой свыше тысячи метров, круто обрывающимися в сторону уступа и полого спускающимися в противоположную сторону.

Наиболее крупными положительными формами дна являются срединные океанические хребты, образующие единую систему, длина которой достигает 90 000 км. Гребень этих хребтов на значительном протяжении осложнен продольными впадинами. Склоны хребтов ступенчатые и каждая ступень (особенно верхние) осложнена частными выпуклостями и впадинами. Срединные хребты прорезаны многочисленными поперечными расщелинами и разделяются ими на отрезки, смещенные друг относительно друга в горизонтальном направлении. Срединные хребты характеризуются сильной сейсмичностью. Сейсмические очаги преимущественно собраны в цепочки, вытянутые вдоль пересекающих хребет поперечных расщелин.

Помимо срединных в океанах имеются так называемые «асейсмичные» хребты — плоские удлиненные поднятия с крутыми склонами. Название

¹ См. В. В. Белоусов. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. См. карты океанов. Изд. ГУГК. Тихий океан, 1963; Атлантический океан, 1964; Индийский океан, 1964.

их нельзя считать удачным, так как на некоторых хребтах этого типа известны проявления сейсмичности.

Кроме того, широко развиты возвышенности разных размеров и формы.

Огромное распространение на дне океанов имеют мелкие положительные формы рельефа, среди которых выделяются подводные горы, вулканические острова, атоллы и гийоты. Все эти формы родственны, так как являются вулканическими конусами, поднимающимися со дна океана. Гийоты — это усеченные конусы с плоской площадкой на вершине.

Выше (гл. 8) мы рассматривали геологическое строение материковых окраин, являющихся в то же время и окраинами океанов. Были выделены два типа окраин — атлантический и тихоокеанский, — описаны их особенности и сделаны выводы относительно их геологической истории. Не повторяя всего этого, мы сразу обратимся к внутренним областям океанов, т. е. к ложу Мирового океана.

Сейсмические методы позволили выделить в земной коре внутренних областей океанов три слоя. Отсчет им ведется сверху вниз. Первым, самым верхним, слоем является осадочный, сложенный преимущественно рыхлыми, неконсолированными осадками. Второй слой в верхней части, доступной непосредственному наблюдению, состоит преимущественно из платобазальтов, имеющих часто подушечную структуру; предполагается, что тот же состав сохраняется до подошвы этого слоя. Третий слой на дне океана нигде не обнажается и о его составе можно только судить по скорости распространения сейсмических волн и кускам пород, которые попали в вышележащие слои и считаются отторженцами третьего слоя. Эти данные указывают на то, что третий слой сложен комплексом разнообразных магматических основных и ультраосновных пород — габбро, серпентинизированными перидотитами и пироксенитами, — а также продуктами метаморфизма основных пород — амфиболитами. Второй и третий слои океанического типа, судя по геофизическим данным, распространены не только в океанах, но и в окраинных и внутренних морях там, где глубина их превышает 2000 м. Поскольку в этой главе будет рассмотрено только геологическое строение дна океана, третий слой, остающийся пока недоступным для прямых геологических наблюдений, описываться не будет.

ПЕРВЫЙ (ОСАДОЧНЫЙ) СЛОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Слой рыхлых осадков во внутренних областях океана очень тонок. Мощность его в котловинах Атлантического океана не превышает 1 км. В удаленных от берега областях Тихого океана она не достигает и 500 м. На значительных площадях океанического дна рыхлые осадки почти полностью отсутствуют и на поверхности дна пятнами обнажается кровля второго, платобазальтового, слоя. Мощность осадков уменьшается по направлению к гребню срединных хребтов, а в зоне самого гребня осадки почти полностью отсутствуют, сохраняясь лишь в некоторых впадинах рельефа. В океанических котловинах они повсеместно развиты там, где дно плоское, но отсутствуют на многих участках в пределах площадей, характеризующихся холмистым рельефом. Таких частично голых участков дна сравнительно немного в Атлантическом и Индийском океанах, но в Тихом океане они занимают значительную часть поверхности его дна. С помощью сейсмического профилирования было установлено, что холмистый рельеф кровли второго слоя продолжается и в области котловин с плоским дном, но там он скрыт под осадками, которые, залегая горизонтально, заполняют его неровности.

Мощность осадков возрастает до 3—4 км на континентальном подножии и континентальном склоне. В еще большей степени мощность осадков увеличивается в замкнутых и полузамкнутых краевых и средиземных морях, где она обычно колеблется между 3 и 8 км. Но в Черном море мощность осадков достигает 14 км, а в южной части Каспийского моря 20 км.

Состав осадков зависит от расстояния до источников сноса терригенного материала, а также от глубины отложения. На континентальных склонах и в котловинах, примыкающих к ним, основную роль играет терригенный материал — пески и илы. Распространяется он на удивительно большое расстояние от ближайшего материка. Местами он выносится на тысячи километров и отлагается на глубинах свыше 5 км. Такой далекий вынос связан с мутьевыми потоками, скатывающимися с континентального склона.

С удалением от источника сноса терригенных частиц в осадках все большую роль играет пелагический биогенный материал и, наконец, он становится единственным. Его состав зависит от глубины отложения, поскольку существует некоторая критическая глубина, на которой происходит растворение карбонатов. В современных океанах этот критический уровень находится на глубине около 4000 м. Поэтому на меньших глубинах современные пелагические осадки представлены известковыми илами, а на больших — кремнистыми илами и глубоководной красной глиной. Можно предположить, что и в прошлом критическая глубина растворения карбонатов была приблизительно той же и отсюда можно судить о глубине образования того или иного древнего осадка.

Существенную роль в составе океанических осадков играет вулканогенный материал, особенно вблизи действующих вулканов.

Как среди известковых илов, так и в терригенных отложениях встречаются чрезвычайно плотные кремнистые прослои, оказавшиеся во многих случаях непреодолимым препятствием для бурового инструмента.

В центральных областях океанов, среди глубоководных котловин, существуют ограниченные участки мелководья, например на вершинах подводных гор или гийотов. Здесь образуются соответственно мелководные осадки: коралловые, водорослевые или детритусовые известняки, грубые пески и т. п.

Органические остатки (главным образом, фораминиферы и диатомеи), находящиеся в океанических осадках, позволяют судить о возрасте последних. А буровые скважины, проникшие во многих местах внутрь осадочного океанического слоя, дали возможность построить его стратиграфический разрез.

Интереснейшим открытием явилось, то, что в толще рыхлых осадков на дне современных океанов нигде не было обнаружено пород древнее юрских. Изученные наиболее древние ископаемые относятся к поздней юре. Но мощность осадков, залегающих в некоторых районах под содержащими позднеюрскую фауну слоями, позволяет думать, что в основании толщ кое-где имеются и среднеюрские породы, которые таким образом оказываются самыми древними слоями в основании осадочной толщ в океанах. Но их распространение весьма ограничено: пока их присутствие вероятно лишь в трех районах — в Атлантическом океане к северу от о. Сан-Сальвадор (Багамские острова), в Тихом океане в районе подводного хр. Шатского (к востоку от Японии и Марианских островов) и в Индийском океане к западу от Австралии. В других областях в подошве осадочной толщ, подстилаясь непосредственно платобазальтами второго слоя, залегают более молодые отложения.

В распределении океанических осадков разного возраста в основании осадочной толщ наблюдается определенная закономерность. Самые древние осадки наиболее удалены от срединных океанических хребтов и сменяются все более молодыми по направлению к гребню хребта. Например, по периферии Атлантического океана, кроме упомянутых юрских осадков, занимающих малую площадь, в основании разреза залегают преимущественно меловые отложения. Но на расстоянии 1200 км от гребня Срединно-Атлантического хребта они сменяются палеогеновыми, которые с дальнейшим приближением к гребню уступают свое место неогеновым и четвертичным. В Тихом океане смена меловых отложений в основании осадочной толщ третичными происходит на расстоянии 2000 км или более от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Изменение возраста наиболее древних осадков

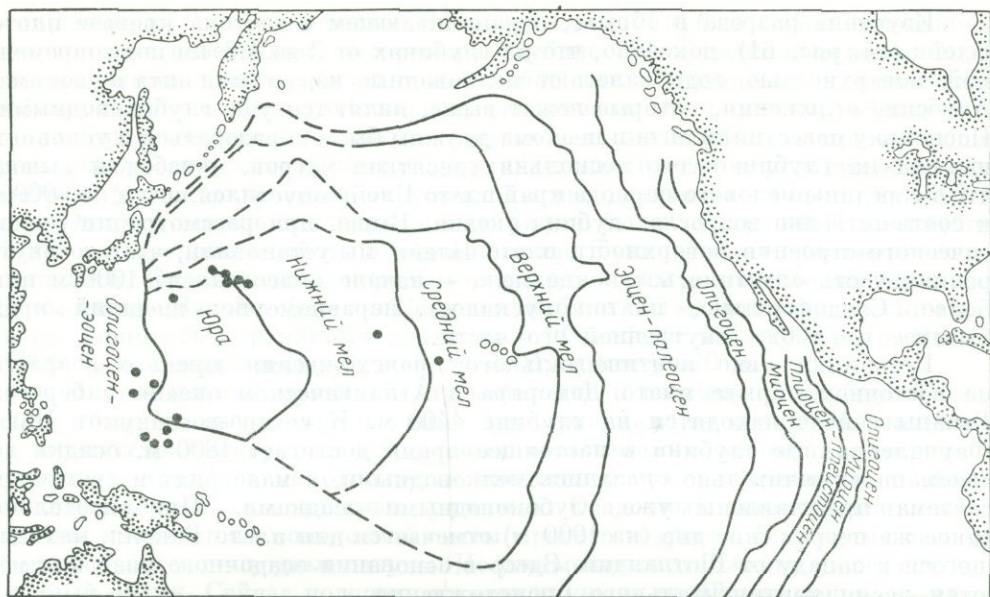


Рис. 69. Возраст пород в основании осадочной толщи в северной части Тихого океана (по Фишперу)

в зависимости от расстояния до гребня срединного хребта иллюстрируется рис. 69.

Упомянутые прослои твердых кремнистых пород приурочены главным образом к среднему эоцену.

Несмотря на большое расстояние от срединного хребта, окраинные моря, примыкающие с запада к Тихому океану, характеризуются молодым возрастом наиболее древних осадочных отложений. Только в Тасмановом море были обнаружены осадки позднего мела. В Филиппинском, Охотском и Беринговом морях наиболее древние осадки имеют палеогеновый возраст, а в Японском и Коралловом морях осадочный разрез начинается с миоцена.

Большой интерес представляют наблюдения, которые указывают на изменения глубин океанического бассейна в течение времени накопления осадочной толщи. Эти изменения, насколько можно судить по известным до сих пор данным, направлены, в общем, в сторону увеличения глубины океана или, по крайней мере, некоторых его областей в течение мезозоя и кайнозоя.

Например, в ряде мест было обнаружено, что слагающая верхнюю часть осадочной толщи красная глубоководная глина подстилается в более глубоких горизонтах известковыми илами. Такая смена может быть конечно, истолкована как результат изменения (в связи с изменением режима течений, температурных условий и солености воды) критического уровня, на котором происходит растворение карбонатных частиц. Но более вероятно, что мы имеем перед собой свидетельство увеличения глубины бассейна, в связи с чем поверхность осадконакопления из зоны выше «критического уровня» опустилась ниже его. В Тихом океане в хр. Шатского такое изменение состава пород произошло в конце раннего мела. В других районах того же океана аналогичное изменение приходится на поздний мел, палеоген или неоген. Разновременность этих изменений поддерживает ту точку зрения, что причиной их является увеличение глубины океана, а не нарушение режима циркуляции и температуры.

Если предыдущий признак можно истолковать по-разному, то существует другая обширная группа факторов, которая вполне однозначно указывает на то, что во многих районах, где сейчас наблюдаются значительные глубины, раньше были либо мелководье, либо даже суша.

Изучение разреза в обрыве, ограничивающем с востока краевое плато Блейк (см. рис. 61), показало, что на глубинах от 3 до 4,8 км под современной поверхностью воды залегают мелководные известняки апта и неокома. Альбские отложения, которые лежат выше, являются уже глубоководными. Поскольку известняки апта и неокома должны были образоваться в условиях шельфа на глубине всего нескольких десятков метров, неизбежен вывод, что с середины мелового периода край плато Блейк опустился почти на 5000 м и соответственно возросла глубина океана. Выше, при рассмотрении геологического строения поверхности плато Блейк, мы установили, что его внутренняя часть опустилась в конце мела — начале палеогена на 1000 м или более. Следовательно, плато опускалось неравномерно: внешний край быстрее и глубже внутренней его части.

Песчаники явно континентального происхождения юрского возраста на восточном обрыве плато Демерара в Атлантическом океане у берегов Гвианы сейчас находятся на глубине 4400 м. К северо-востоку от Нью-Фаундленда, где глубина в настоящее время достигает 1800 м, осадки до сеномана включительно оказались мелководными, а маастрихт и третичная система представлены уже глубоководными осадками. Приблизительно такое же погружение дна (на 1900 м) отмечается для плато Роколл, находящегося к западу от Шотландии. Здесь в основании осадочного разреза имеются пески континентального происхождения.

Особенно многочисленны признаки былой мелководности в Индийском океане. Они были обобщены Ю. М. Пущаровским и П. Л. Безруковым. В ряде скважин там обнаружены глауконитовые пески, фосфатные отложения, осадки с мелководной фауной и даже лигниты. Эти отложения мелкого моря и болотистых лагун сейчас находятся на разной глубине океана вплоть до 6000 м и принадлежат различным стратиграфическим уровням от альба до миоцена. Так, западнее Австралии, где сейчас расположены абиссальные равнины, опускание с раннего мела до наших дней достигает 5—6 км. На плато Натуралистов оно более 3 км, а на Западно-Австралийском хребте, где опускание началось в эоцене, амплитуда его около 1200 м. На Восточно-Индийском хребте признаки опускания имеются по всей его длине. На севере опускание достигло 3600 м. В средней части, где сейчас глубина моря от 1600 до 2500 м, разрез сверху начинается глубоководными осадками плейстоцена, неогена и палеогена вплоть до нижнего эоцена. Ниже лежат глауконитовые осадки нижнего эоцена и палеоцена, свидетельствующие уже о значительно меньшей глубине бассейна, а подстилается разрез лагунными отложениями палеоцена с лигнитами.

В том же океане на Мальдивском хребте в основании осадочного разреза залегают мелководные отложения, возраст которых от среднего палеоцена до среднего эоцена. Вышележащие осадки являются глубоководными и сейчас глубина моря в этом месте 2000 м. Следовательно, на этих двух хребтах с эоцена (местами с миоцена) до нашего времени глубина океана увеличилась на 1600—2000 м.

Особый интерес представляют осадки, обнаруженные на плоских вершинах гийотов, а также разрезы, вскрытые бурением и изученные геофизическими методами на коралловых островах.

На многих гийотах в центральной части Тихого океана были обнаружены грубообломочные, явно мелководные осадки, залегающие на плоской поверхности вулканического основания гийота. Нет сомнений в том, что плоские вершины гийотов имеют абразионное происхождение и первоначально находились на уровне моря. В настоящее время вершины гийотов находятся на глубине до 2000 м. Возраст наиболее древних осадков на гийотах оказался раннемеловым. Отсюда можно сделать вывод, что центральная часть Тихого океана, где расположены гийоты, с раннего мела стала глубже на 2000 м.

Бурение на коралловом атолле Эниветок в группе Маршалловых островов вскрыло базальтовое основание (вершину вулкана) на глубине около 1400 м. От поверхности до глубины 190 м залегают коралловые известняки

современные, плейстоценовые и плиоценовые. Глубже лежат миоценовые коралловые известняки, которые на глубине 885 м сменяются эоценовыми, залегающими уже на базальтовом основании. Олигоценовых ископаемых обнаружено не было. Поскольку колониальные кораллы, образующие коралловые острова, не могут существовать на глубинах, превышающих немногие десятки метров, этот разрез свидетельствует об опускании основания острова (очевидно, вместе с окружающим дном), начиная с эоцена, на 1400 м.

Остатки эоценовых коралловых рифов были обнаружены на глубине 1000 м на вершине гийота в подводном хр. Туамоту близ одноименного архипелага. Колониальные кораллы от современных до неогеновых были найдены на хр. Наска у берегов Перу на глубине 400 м. По геофизическим данным, мощность коралловых рифов на о. Фунафуту 900—1000 м, о. Бикини 1300 м, о. Кваджалейне до 2000 м, о. Нукуфетау 770 м.

Многочисленны признаки опускания дна и увеличения глубины бассейнов в морях средиземного типа. Эти признаки заключаются, например, в присутствии лагунных соленосных отложений в основании осадочного разреза морей. Такие отложения свидетельствуют о чрезвычайно мелководных, полуконтинентальных, условиях. Осадочный разрез Мексиканского залива начинается с соленосной свиты юрского возраста. В то время на месте залива были мелководные лагуны. Но уже меловые отложения имеют глубоководный облик. Сейчас подошва осадков опущена на 12 км, мощность их достигла 8—9 км, и современная глубина моря превышает 3 км. По геофизическим данным, осадочная толща Мексиканского залива подстилается вторым слоем с теми же физическими свойствами, что второй слой океана.

В Средиземном море рыхлые осадки, лежащие на основании, которому, по геофизическим данным, также приписывается базальтовый состав, начинаются тоже с соленосной свиты, но значительно более молодой — позднемиоценовой и раннеплиоценовой. В настоящее время глубины в этой части моря превышают 2700 м. В обоих морях глубина возросла приблизительно на 3000 м, причем в Средиземном море углубление произошло за гораздо более короткий срок, чем в Мексиканском заливе.

В Карибском море на хр. Авес обнаружены мелководные отложения, обнимающие отрезок времени от эоцена до нижнего миоцена. В среднем миоцене они сменяются глубоководными осадками. С тех пор здесь произошло опускание на 1400 м. В том же море с хр. Беата с глубины 2500 м были подняты мелководные известняки среднего эоцена. Но уже породы верхнего олигоцена имеют глубоководный облик.

ВТОРОЙ (ПЛАТОБАЗАЛЬТОВЫЙ) СЛОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Как указывалось, второй слой на поверхности сложен платобазальтами и предполагается, что он сохраняет этот состав вплоть до подошвы. Во многих местах он достигнут буровыми скважинами и образцы слагающих его пород подняты в кернах и драгой. Базальты принадлежат преимущественно к типу толеитовых, т. е. пироксеновых, и в общем сходны с континентальными платобазальтами. Но они отличаются заметно меньшим содержанием калия и ряда малых элементов (табл. 4). Следует также отметить, что среди океанических базальтов имеются и щелочные (оливиновые) разновидности, которые концентрируются главным образом на подводных и надводных возвышенностях — подводных горах, гийотах, вулканических островах. Щелочные океанические базальты сходны с наземными щелочными базальтами рифтовых зон.

Скорость распространения продольных сейсмических волн во втором слое около 5,5 км/сек. По сейсмическим данным, мощность этого слоя на большей части океанического дна колеблется от 1 до 2,5 км, но возрастает до 10—15 км под «асейсмичными» хребтами. Платобазальтовый слой подстилается третьим слоем океанической коры, в котором сейсмические

Состав континентальных и океанических базальтов
(составил Б. Г. Лутц)

Компоненты	Океанический толеит (Энгель, 1965)	Океанический щелочно-оливиновый базальт (Энгель, 1965)	Континентальный толеит	Компоненты	Океанический толеит (Энгель, 1965)	Океанический щелочно-оливиновый базальт (Энгель, 1965)	Континентальный толеит
SiO ₂	49,34	47,41	48,9	Содержание малых литофильных элементов (г/т)			
TiO ₂	1,49	2,87	1,8	Rb	8,0	33	20
Al ₂ O ₃	17,04	18,02	15,7	Li	9	11	10
Fe ₂ O ₃	1,99	4,17	—	Sr	130	815	450
FeO	6,82	5,80	10,7	Ba	14	498	244
MnO	0,17	0,16	0,1	Th	0,18	4,61	0,4
MgO	7,19	4,79	8,7	U	0,4	1,14	0,2
CaO	11,72	8,65	10,8				
Na ₂ O	2,73	3,99	2,3				
K ₂ O	0,16	1,66	1,0				
Сумма	98,65	97,52	100,0				

скорости возрастают до 6,5—7,0 км/сек. Особое строение имеют срединно-океанические хребты: в зоне гребня мощность второго слоя увеличивается до 5—7 км, третий слой выклинивается, а второй залегает непосредственно на верхней мантии, обладающей здесь несколько аномальными свойствами. Об особенностях этого глубинного строения речь будет позже.

Абсолютный возраст базальтов, составляющих поверхность второго слоя, не был точно определен. В большинстве случаев он по-видимому близок к возрасту осадков, непосредственно покрывающих базальты. Вместе с уменьшением возраста пород, залегающих в подошве осадочной толщ, по направлению к гребню срединных океанических хребтов становятся моложе и подстилающие эту толщу базальты: юрские и меловые базальты, образующие основание океанических котловин вдали от срединных хребтов сменяются на склонах последних палеогеновыми и неогеновыми, а вдоль гребня преобладают самые молодые — четвертичные базальты. Таким образом, по направлению к гребням срединных хребтов происходит фацимальное замещение пород: осадки сменяются вулканическими породами. При этом наиболее древние вулканические породы выстилают, по-видимому, все дно океана; но чем они моложе, тем зона их распространения становится уже, и они сосредоточиваются все ближе к оси срединного хребта.

Такое истолкование наблюдаемых соотношений осадочных пород и базальтов кажется наиболее естественным с точки зрения обычной «континентальной» геологии: мы увидим дальше, что те же факты многими учеными понимаются сейчас иначе — в свете гипотезы «растекания океанического дна» (см. гл. 14).

В Тихом океане наиболее молодой вулканизм сосредоточивается не только вдоль срединного хребта (Южно- и Восточно-Тихоокеанских поднятий), но и вдоль многочисленных гряд вулканических островов и подводных вулканов. Возраст вулканических лав на островах, определенный радиоактивными методами, находится в пределах нескольких миллионов лет. Эти гряды характеризуются линейностью, которая указывает на их связь с разломами земной коры. Преобладает северо-западное простирание разломов.

Те редкие скважины, которые проникали на некоторую глубину внутрь второго слоя, обнаружили переслаивание базальтов и осадочных пород. Такое переслаивание было установлено близ Калифорнии, в Аравийском

море, на Восточно-Индийском хребте и в ряде других мест. Эта особенность строения кровли второго слоя указывает на возможность того, что второй слой может иметь прослой осадочных пород и на большей глубине. Осадочные породы могли при этом подвергнуться метаморфизму и по скорости распространения в них сейсмических волн не отличаются от базальтов. Они могли даже впасть в базальт. Например, близ гребня Срединно-Атлантического хребта в базальтовом стекле были обнаружены нижнеиоценовые фораминиферы, что свидетельствует о впадении осадочных пород в базальт. Естественно, что осадки, заключенные во втором слое, если они существуют, должны иметь возраст более древний, чем те, которые лежат выше базальтов. Они могут оказаться палеозойскими и даже более древними. Решение вопроса о том, существуют ли прослой осадочных или параметаморфических пород во втором слое, имеет, конечно, принципиальное значение для понимания истории океанов. Но оно может быть достигнуто только с помощью подводного бурения сквозь платобазальты, что до сих пор оставалось за пределами технической возможности. Существует, однако, проект разбуривания этого слоя в ближайшем будущем.

СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Условия залегания горных пород на дне океана трудно поддаются изучению, но существует обстоятельство, отмеченное выше, которое существенно облегчает эту задачу. Накопление осадков и процессы разрушения в глубинах океана настолько замедленны, что результаты вертикальных тектонических движений хорошо отражаются в рельефе дна и этот рельеф в течение долгого времени сохраняется. Области тектонического поднятия выражены выпуклостями дна, области тектонического прогибания — впадинами: глыбовая тектоническая структура, состоящая из «клавиатуры» поднятых и опущенных глыб, характеризуется сложно расчлененным рельефом дна. Точно также и вулканические формы хорошо сохраняются в рельефе дна, если они скрыты под толщей воды.

Следовательно, мы вполне можем использовать рельеф океанического дна для опознания и характеристики тектонических и вулканических структур. Следует, однако, оговориться, что таким образом в основном могут быть выявлены тектонические структуры, образованные вертикальными движениями земной коры.

Рассмотрение рельефа дна океана само по себе не дает указания на возраст той или иной структуры, и для того, чтобы понять историю океанических структур, необходимо искать дополнительные данные.

Структуры, наблюдаемые на дне океана, могут быть разделены по их размеру и значению на несколько категорий. К структурам первой категории — наиболее крупным — следует отнести *океанические котловины и срединно-океанические хребты*. Они противопоставляются друг другу почти так же, как на материках платформы и геосинклинали. Строение первых указывает на тектоническую стабильность, облик вторых, напротив, свидетельствует о большой подвижности земной коры.

Океанические котловины занимают большую часть площади ложа Мирового океана. В Атлантическом океане они протягиваются двумя полосами по обе стороны срединного хребта. В Индийском океане известно семь крупных котловин. Основную площадь Тихого океана занимают пять огромных котловин. Ряд котловин известен в Северном Ледовитом и Южном океанах (см. «Схему тектоники Земли»).

Особенностью всех указанных котловин является горизонтальность их дна всюду, где имеются осадки и где котловины не усложнены структурами второй и третьей категорий — «асейсмичными» хребтами или более мелкими поднятиями. Сейсмические данные указывают на такую же горизонтальность залегания слоев внутри осадочной толщи под плоским дном.

Рассматривая «асейсмичные» хребты и мелкие поднятия как вторичные структурные отложения котловин и приняв во внимание, что спокойные участки занимают значительно большую площадь, чем вторичные осложнения, всегда имеющие локальный характер, мы можем считать котловины своеобразными «океаническими платформами», которые почти не подвергались дислокациям после своего образования.

Срединно-океанические хребты в рельефе представляют пологие валы шириной от 1000 до 3000 км и высотой над соседними котловинами в 2—3 км. На склонах срединных хребтов обнаружены невысокие — до сотни метров — уступы, которые мы можем истолковать как проявления сбросов или взрезыв, придающие склонам хребтов ступенчатость. Сильно расчлененный рельеф типичен для осевой зоны почти всех срединных хребтов (за исключением

Восточно-Тихоокеанского). Вдоль оси срединного хребта протягивается цепочка узких и длинных впадин, ширина которых достигает нескольких десятков километров, а дно опущено относительно окаймляющих зон хребта на 1,5—2 км. Склоны впадин очень круты. К впадинам по обе стороны примыкают наиболее высокие зоны хребта, которые характеризуются и наиболее сложным рельефом: они разделены на множество небольших по протяжению выпуклостей и впадин с резкими перепадами высот, измеряемыми многими сотнями метров. Все эти особенности строения осевой полосы срединных хребтов следует, очевидно, понимать как проявления интенсивной глыбовой тектоники, причем осевые впадины представляют собой грабены, а по обе стороны от них срединный хребет разбит разрывами на глыбы, поднятые и опущенные друг относительно друга.

Совокупность структурных особенностей, характеризующих срединно-океанические хребты, позволяет видеть в них аналоги материковых рифтовых поясов. Как мы уже знаем (гл. 8), последние тоже представляют собой пологие широкие тектонические своды, осложненные грабенами вдоль оси. Ширина сводов, их высота, ширина и глубина грабенов материковых рифтовых поясов близки к соответствующим измерениям океанических срединных хребтов.

Родство этих океанических и материковых структур подтверждается тем, что они непосредственно связаны друг с другом в районе Аденского залива, где Индийский срединный хребет соединяется с материковым Аравийско-Африканским рифтовым поясом. Хотя сам подводный хребет, как выпуклость в рельефе дна, заканчивается у входа в Аденский залив, продольные впадины продолжают на дне последнего и соединяются затем с продольной впадиной в дне Красного моря, относительно которой нет сомнения в том, что она — грабен. А продолжение Индийского срединно-океанического хребта находим в материковых поднятиях, окаймляющих с севера и юга Аденский залив и являющихся отрогами Нубийско-Аравийского свода, вдоль оси которого расположен грабен Красного моря.

Связь срединно-океанического хребта с континентальным рифтовым поясом выражается не только в тектонической структуре, но и в вулканизме. Срединные океанические хребты сложены базальтами и вдоль их осевой зоны во многих местах расположены вулканы, активные до сих пор, извергающие как толеитовые, так и щелочные базальты. Базальтовые излияния интенсивны и в континентальных рифтовых поясах, в которых, однако, щелочные базальты резко преобладают.

Непосредственный переход системы срединно-океанических хребтов в континентальный рифтовый пояс, очевидное сходство в их строении и эндогенном развитии позволяют видеть в срединно-океанических хребтах зоны проявления рифтового режима. *Срединно-океанические хребты — это океанические рифтовые пояса.*

Своды, на которых расположены грабены, входящие в состав Аравийско-Африканского пояса, формировались в конце мезозоя и палеогене. Грабены начали опускаться с конца палеогена, но главным образом с миоцена, а наиболее интенсивное их опускание развивалось в конце плиоцена и в плейстоцене.

Исходя из установленной непосредственной связи системы срединных океанических хребтов с материковым рифтовым поясом, можно предполагать, что срединный хребет поднимался также и в позднем мезозое и палеогене, а грабены вдоль его оси формировались в неогене и четвертичном времени.

Для установления природы срединных океанических хребтов и хронологии их развития исключительное значение имеет то, что прямо на продолжении Срединно-Атлантического хребта лежит Исландия, которая может рассматриваться как часть хребта, поднятая над уровнем моря. Известно, что о. Исландия в основном сложен толщей миоценовых и плиоценовых платобазальтов, толеитовых и щелочных, образовавшихся в континентальных

условиях. В плейстоцене толща была рассечена грабеном в общем меридионального простирания, в котором преимущественно и сконцентрировалась более поздняя вулканическая деятельность. Очевидно, столь же молоты и грабены, усложняющие подводную часть Срединно-Атлантического хребта.

Следует специально отметить, что если самый большой континентальный рифтовый пояс имеет протяженность около 6500 км, то общая протяженность океанического рифтового пояса, объединенного в сквозную систему срединных хребтов, достигает 90 000 км.

К следующей по значению категории структур океанического дна относятся прежде всего так называемые «асейсмичные» хребты: Китовый в Атлантическом океане, Маскаренский, Мальдивский, Восточно-Индийский и Западно-Австралийский в Индийском океане, Кокосовый, Сала-и-Гомес, Наска и Западно-Чилийский в юго-восточной части Тихого океана. Возможно, к этому же разряду принадлежит ряд хребтов Меланезии. В Ледовитом океане «асейсмичными» являются хребты Ломоносова и Менделеева.

К этой же категории мы считаем необходимым отнести и гряды, которые сопровождают протяженные широтные уступы на дне восточной части Тихого океана: Мендосино, Меррей, Кларион, Клиппертон.

Прямолинейность почти всех перечисленных хребтов служит хорошим указанием на их связь с разломами земной коры. Другим свидетельством можно считать разделение такими хребтами участков дна разной глубины. Например, Мальдивский хребет протянулся вдоль границы между глубокой Аравийской котловиной и более мелким участком Индийского океана, лежащим к югу от Индостана. Западно-Австралийская котловина к северу от Западно-Австралийского хребта намного глубже, чем к югу от него. О различной глубине дна по разные стороны гряд в восточной части Тихого океана выше уже говорилось.

Еще одним указанием на связь этих хребтов с разломами является характер их структурных продолжений на материках. На простирании Китового хребта в Юго-Западной Африке и Анголе на протяжении почти 1500 км известно одиннадцать кольцеобразных вулканических структур, сложенных щелочными лавами. На том же простирании лежит грабен Лукапа, к которому приурочены интрузии основных пород и кимберлитов. Все эти вулканические породы образовались после перми (но до позднего мела), и лежат, несомненно, вдоль одной системы разломов. Поскольку их полоса — совершенно очевидное наземное продолжение Китового хребта, можно предположить, что и последний связан с разломом и первоначально образовался перед поздним мелом.

Если продолжить Мальдивский хребет по простиранию на север, то мы попадем на огромное поле платобазальтов Деккана в районе Бомбея. Платобазальты должны были вытекать на поверхность по глубоким трещинам. Возраст базальтов — поздний мел — эоцен. Хотя прямая связь подводного хребта с Декканом не доказана, поскольку на пути лежит шельф, где подводный хребет в рельефе не выражен, весьма вероятно предположение, что и подводный хребет, и платобазальты связаны с одной системой разломов.

Дугообразная форма Маскаренского хребта также не противоречит его связи с разломом. Хребет вполне может соответствовать разлому, окаймляющему Маскаренскую впадину и отделяющему ее от окружающих участков дна Индийского океана.

Все перечисленные «асейсмичные» хребты имеют плоскую вершину и крутые склоны. Учитывая это, а также связь хребтов с разломами, следует считать их горстами, приуроченными к разрывным швам между крупными участками океанических котловин. Горсты возникли после образования котловин в результате неравномерного опускания земной коры, которое привело к раскалыванию их на куски, поднятые и опущенные друг относительно друга. «Асейсмичные» хребты оказываются «шовными» глыбовыми поднятиями.

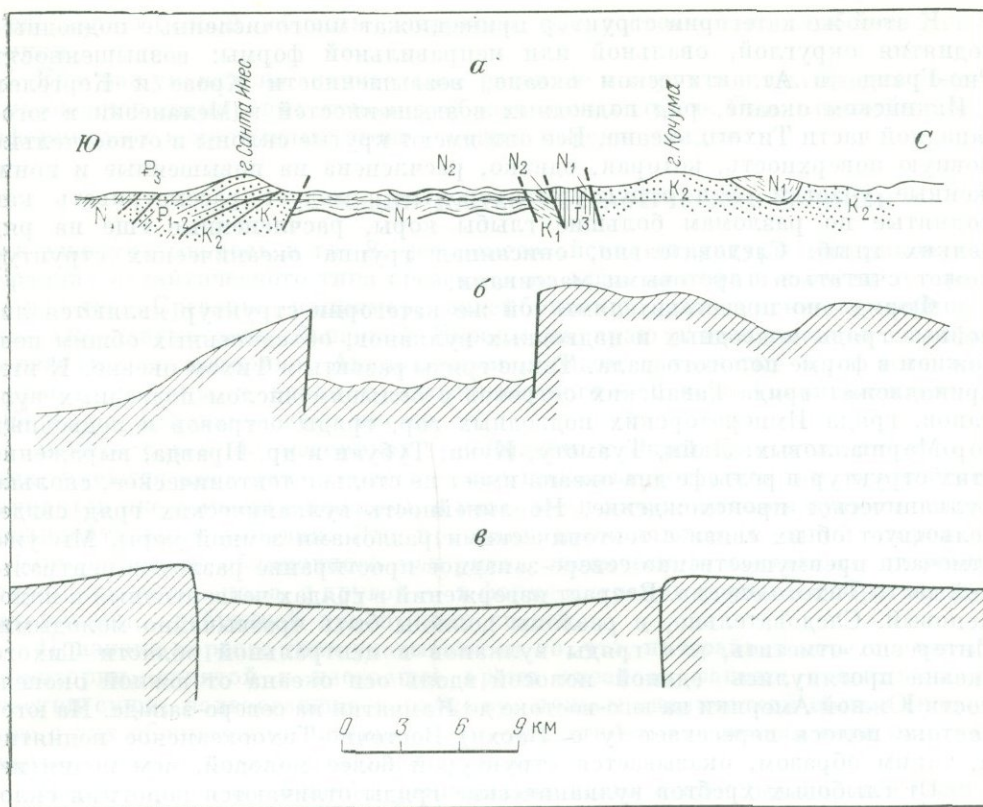


Рис. 70. Сопоставление профиля подводной гряды Меррей с профилем Поперечного хребта в Южной Калифорнии

а — геологический профиль через Поперечный хребет; б — упрощенный профиль того же хребта по кровле верхнего мела (по Риду и Холлистеру); в — схематический профиль гряды Меррей

Широтные гряды в восточной части Тихого океана, судя по их рельефу, являются односторонними горстами, поскольку у них один склон пологий другой крутой. Гряда Меррей состоит из двух односторонних горстов, разделенных грабенем. Эта двойная гряда по простиранию соответствует широтному Поперечному хребту Южной Калифорнии, замыкающему с юга Калифорнскую Долину. Если мы сравним рельеф подводного хр. Меррей с геологическим строением Поперечного хребта, то обнаружим разительное сходство между ними (рис. 70). Северное и южное крылья Поперечного хребта пологи и сложены меловыми и эоценовыми отложениями, падающими в сторону соседних депрессий. Осевая зона хребта занята грабенем, в котором сохранились миоценовые и плиоценовые осадки. Следовательно, и здесь мы наблюдаем два обращенных друг к другу крутыми флангами односторонних поднятия, разделенных грабенем. Поперечный хребет начал подниматься в конце позднего мела и до миоцена сохранял форму свода. Продольный грабен вдоль оси хребта образовался в конце миоцена. Исходя из непосредственной связи этих двух структур, естественно предположить, что и подводная гряда Меррей имеет ту же историю.

Гряда Кларион продолжается на территорию Мексики. На ее простирании лежит большой тектонический разрыв, отделяющий палеозойские метаморфические породы, расположенные к югу от него, от молодых вулканогенных пород, развитых севернее. Вдоль разлома в виде цепочки вытянулись вулканы как активные до сих пор, так и недавно угасшие.

Принимая во внимание все то, что известно о строении и условиях образования «асейсмичных» хребтов, их правильнее называть глыбовыми.

К этой же категории структур принадлежат многочисленные подводные поднятия округлой, овальной или неправильной формы: возвышенность Рио-Гранде в Атлантическом океане, возвышенности Крозе и Кергелен в Индийском океане, ряд подводных возвышенностей в Меланезии в юго-западной части Тихого океана. Все они имеют крутые склоны и относительно ровную поверхность, которая, однако, расчленена на повышенные и пониженные участки. Эти структуры, вероятно, следует рассматривать как поднятые по разломам большие глыбы коры, расчлененные еще на ряд мелких глыб. Следовательно, описанная группа океанических структур может считаться горстовыми массивами.

Формально представителями той же категории структур являются линейные гряды подводных и надводных вулканов, объединенных общим подножием в форме пологого вала. Такие гряды развиты в Тихом океане. К ним принадлежит гряда Гавайских островов с большим числом подводных вулканов, гряда Императорских подводных гор, гряды островов и подводных гор Маршалловых, Лайн, Туамоту, Кука, Тубуаи и др. Правда, выражение этих структур в рельефе дна океана имеет не столько тектоническое, сколько вулканическое происхождение. Но линейность вулканических гряд свидетельствует об их связи с тектоническими разломами земной коры. Мы уже отмечали преимущественно северо-западное простираание разломов центральной части Тихого океана. Возраст извержений в грядах четвертичный и плиоценовый. Следовательно, и разломы должны быть чрезвычайно молодыми. Интересно отметить, что гряды вулканов в центральной области Тихого океана протянулись единой полосой вдоль оси океана от южной оконечности Южной Америки на юго-востоке до Камчатки на северо-западе. На юго-востоке полоса пересекает (у о. Пасхи) Восточно-Тихоокеанское поднятие и, таким образом, оказывается структурой более молодой, чем поднятие.

От глыбовых хребтов вулканические гряды отличаются пологими склонами, незаметно сливающимися с дном окружающих котловин, и узким гребнем, покрытым цепочкой вулканов.

Наконец, в последнюю категорию структур океанического дна следует зачислить подводные горы и гийоты, беспорядочно рассыпанные по всем океанам и особенно многочисленные в Тихом океане. Эти структуры имеют уже полностью вулканическую природу.

О глубоководных желобах речь шла при описании режимов материковых окраин. Добавим, что на склонах желобов были выявлены нормальные сбросы, свидетельствующие об участии растяжения в образовании этих структур.

Данные о времени формирования глубоководных желобов несколько противоречивы. Желоба развивались вплоть до самого последнего геологического времени, поскольку в некоторых местах ими срезаны плейстоценовые материковые структуры (например, на Филиппинах и в Японии). Но начало образования глубоководных желобов надо отнести на более раннее время, вероятно, на начало неогена.

В геологической литературе указывалось, что формирование желобов во времени связано с проявлением сильного андезитового вулканизма на примыкающих островных дугах или береговых хребтах соседних материков. Такой вулканизм существовал, как мы видели, с миоцена.

Рельеф краевых и средиземных морей весьма сложен. В таких морях, как Карибское, Средиземное, Эгейское, моря Индонезии и Меланезии, дно разделено на поднятые и опущенные участки, линейные и неправильной формы. Вероятно, этот сложный рельеф является отражением глыбовой структуры дна и вертикальных перемещений глыб. Такое предположение подтверждается тем, что во многих случаях рельеф оказывается подводным продолжением аналогичного рельефа соседней суши. Примеры можно найти во всех перечисленных морях. Подобную же дробно расчлененную глыбовую структуру имеют и некоторые относительно мелко-водные участки дна открытого океана. Например, вся Северная Атлантика

представляет собой область широкого распространения глыбовой тектоники.

Еще раз укажем на значительное развитие в морях и в шельфовых областях океанов диапировых куполов, образованных солью. Они приподымают, деформируют и протыкают вышележащие морские осадки.

ОБЩИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Как уже указывалось в гл. 8, все домезозойские структуры материков на окраинах атлантического типа срезаются на краю шельфа и в океан не продолжают. Срезаны, например, докембрийские, каледонские и герцинские складчатые зоны Западной Европы на краю атлантического шельфа Евразийского материка. Аналогичным образом складчатые зоны того же возраста срезаны и вдоль противоположного — Северо-Американского — побережья Атлантического океана.

Вместе с тем на материках, окаймленных окраинами атлантического типа, имеются косвенные геологические признаки того, что там, где сейчас находятся океанические впадины, в палеозое и начале мезозоя существовали континентальные условия. Эти признаки проявляются, с одной стороны, в форме приноса обломочного материала сиалического состава со стороны современного океана, а, с другой — в форме миграции фауны и флоры между материками, требующей сухопутных связей.

Признаки первого типа указывают на то, что, по крайней мере, на части территории, занятой в настоящее время океаном, раньше существовали участки суши, подвергавшиеся размыву, причем сиалический состав сносимого с них обломочного материала свидетельствует, что земная кора на этих участках имела континентальное строение.

Например, из размещения раннепалеозойских осадочных пород в Скандинавских горах можно сделать вывод, что во время их отложения значительный принос обломочного материала осуществлялся с северо-запада, т. е. из области, занятой сейчас водами Атлантического океана. Ордовикские отложения, представленные в районах, удаленных от океана, преимущественно известняками, по направлению к побережью становятся все более терригенными.

По другую сторону того же океана — в Аппалачах — есть признаки приноса сиалического обломочного материала в палеозое с юго-востока, т. е. опять же со стороны современного океана. На рис. 71 для примера приведен палеотектонический профиль среднего ордовика Северных Аппалачей, из которого видно, что эти отложения становятся более грубыми по направлению к юго-востоку, т. е. к океану.

В Южной Африке во время позднепалеозойского оледенения часть ледников, судя по направленности штрихов на погребенных бараньих лбах,

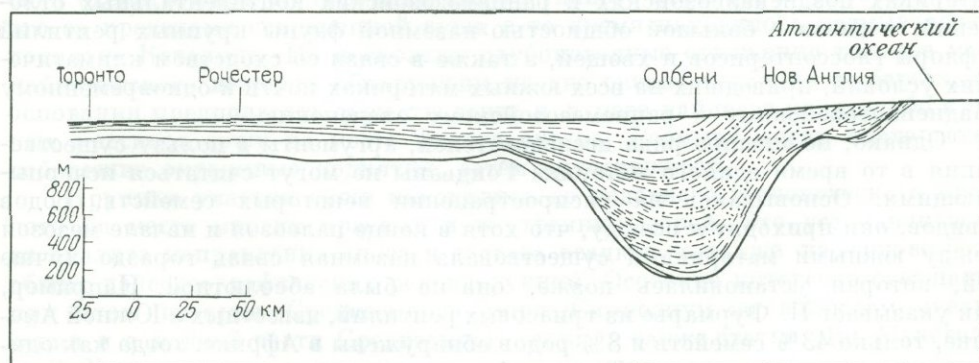


Рис. 71. Палеотектонический профиль среднеордовикских отложений Аппалачей (по Кэю). Точки — песчаники; черточки — глины; белое — известняки

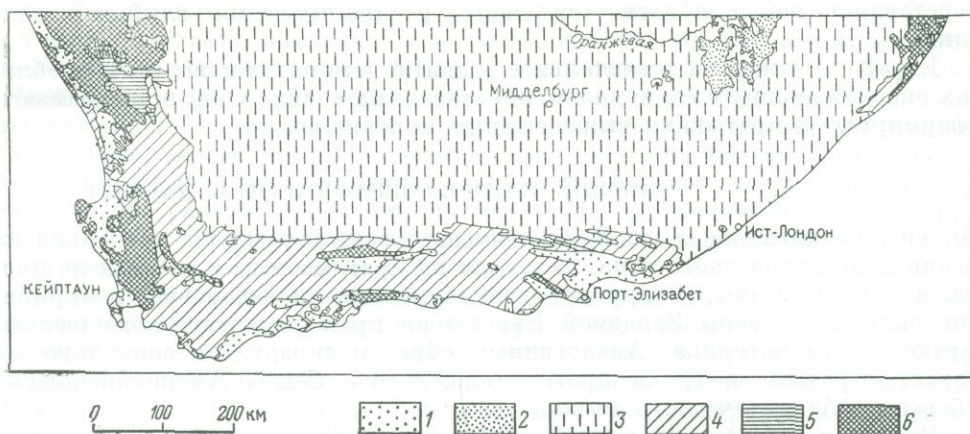


Рис. 72. Срезание Индийским океаном восточного продолжения передового прогиба верхнепалеозойского — мезозойского возраста, выполненного молассовой формацией Карру

Отложения: 1 — меловые и кайнозойские, 2 — рэт-лейкасовые базальты и риолиты; 3 — рэт-верхнекаменноугольные (формация Карру), 4 — верхнесилурийские — нижнекаменноугольные (капская формация), 5 — кембрийские (?), 6 — докембрийские

двигалась с востока — со стороны Индийского океана и, что особенно важно, приносила с собой гранитные валуны. Принос гранитных валунов в позднем палеозое со стороны океана отмечается также в Южной Австралии.

Капские горы, занимающие крайний юг Африки, сложены преимущественно континентальными отложениями среднего и верхнего палеозоя (капская формация). Отложения имеют характер молассовой формации. Их мощность велика (до 7000 м) и они накопились в зоне прогибания, которая по своей форме и развитию является типичным передовым прогибом. Но поднятие, перед фронтом которого передовой прогиб развивался, находилось за пределами современного материала — южнее его. На это указывает направление приноса обломочного материала. На востоке по простиранию эта полоса отложений срезается краем Индийского океана. Совершенно очевидно, что отложения должны были продолжаться туда, где сейчас находится океан (рис. 72).

Признаки второго типа, как известно, уже давно привели к идее существования в позднем палеозое и раннем мезозое единого южного материка Гондваны, который объединял древние платформы Южной Америки, Африки, Аравии, Индостана, Австралии и Антарктиды. Представление о Гондване возникло в связи с большим сходством широко развитых на перечисленных материках позднепалеозойских и раннемезозойских континентальных отложений, в связи с большой общностью наземной фауны крупных рептилий и флоры глоссоптерисов и хвощей, а также в связи со сходством климатических условий, приведших на всех южных материках почти к одновременному позднепалеозойскому и раннемезозойскому оледенению.

Однако, по мнению ряда исследователей, аргументы в пользу существования в то время единого материка Гондваны не могут считаться исчерпывающими. Основываясь на распространении некоторых семейств, родов и видов, они приходят к выводу, что хотя в конце палеозоя и начале мезозоя между южными материками существовала наземная связь гораздо лучше той, которая установилась позже, она не была абсолютной. Например, как указывает П. Фурмарье из триасовых рептилий, известных в Южной Америке, только 43% семейств и 8% родов обнаружены в Африке, тогда как одинаковых видов нет совсем. Таким образом, миграция осуществлялась, но на ее пути стоял некий «фильтр», который ее ограничивал. Поэтому вероятнее предположить наличие временных «мостов» между материками, например

в форме архипелагов островов. Но возможно и другое решение: более или менее единый материк, расчлененный на части мелководными морскими бассейнами. Последнее истолкование тем более вероятно, что палеозойское гондванское оледенение, как указывал, например, Л. Б. Рухин, не могло осуществиться, если бы внутри Гондваны не было внутренних холодных бассейнов в качестве источников влаги. Что касается сходства развитых на этих материках континентальных формаций, то оно обуславливалось сходством физико-географических условий и само по себе для объяснения не требует представления о едином материке.

Связи между отдельными частями Гондваны были нарушены в средней юре, а в течение мелового периода океаны приобрели современные контуры.

Иное положение характеризует Тихий океан. Каких-либо палеогеографических указаний на существование в палеозое участков суши на месте этого океана нет. Напротив, все трансгрессии на окраинах Тихого океана распространялись со стороны океана. Так было в Кордильерах Северной Америки, в Андах Южной Америки, в Японии, в Восточной Австралии. Поэтому следует предположить, что уже в палеозое на месте Тихого океана существовал большой морской бассейн.

Для более позднего времени — мезо-кайнозой — в некоторых районах, окружающих Тихий океан, есть признаки приноса обломочного материала со стороны современного океана. Такие наблюдения были сделаны в Андах, Кордильерах, Японии, на Камчатке. На рис. 73 приведена палеогеографическая схема Южной Калифорнии для третичного периода, из которой видно, что за пределами современной суши в то время находилось размывавшееся поднятие Каталина. Но поскольку глубоководные отложения того же мезо-кайнозойского возраста обнаружены на дне океана недалеко от берега, нет основания предполагать существование и в мезо-кайнозойе каких-либо крупных массивов суши на месте Тихого океана. Размыву могли подвергаться небольшие окраинные поднятия, затем опустившиеся.

Крупные участки суши находились до недавнего геологического прошлого на месте многих краевых и внутренних морей. Это устанавливается из анализа направления сноса и состава осадков, а также на основе более общих палеогеографических реконструкций. Особенно интересно освещается при этом история Средиземного моря (Симпозиум по вопросам океанизации в западной части Средиземного моря, а также статьи Дж. Максвелла и Л. Гланжо).

Изучение строения молодых складчатых зон (Бетских, Кордильер, Приморских Альп, Апеннин, Атласа, Рифа), окружающих западную часть Средиземного моря, позволяет составить довольно полное представление

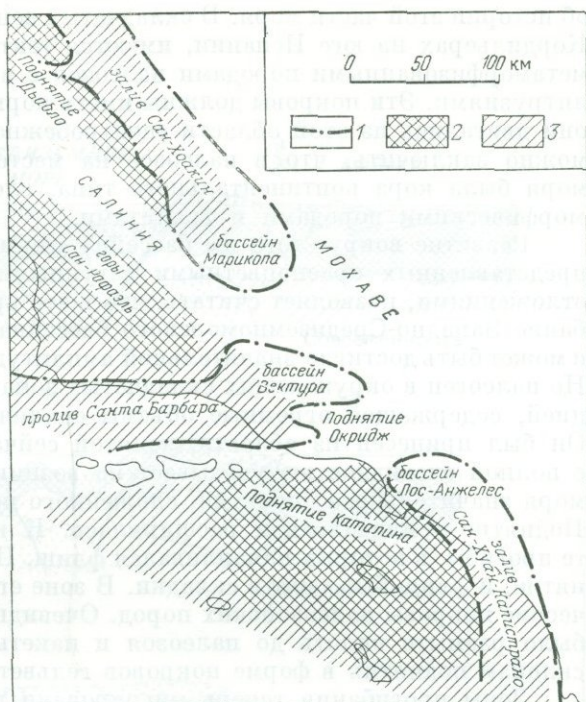


Рис. 73. Палеогеография района Южной Калифорнии в третичном периоде (по Риду и Холистеру)
1 — границы областей накопления и размыва; 2 — поднятия; 3 — области опускания

об истории этой части моря. В складчатых зонах, преимущественно в Бетских Кордильерах на юге Испании, имеются тектонические покровы, сложенные метаморфизованными породами палеозоя с включенными в них гранитными интрузиями. Эти покровы должны иметь корни в области современного моря: они двигались из этой области «центробежно» — в разные стороны. Отсюда можно заключить, что в палеозое на месте западной части Средиземного моря была кора континентального типа, сложенная в верхней части метаморфическими породами и гранитами.

Развитие вокруг того же бассейна «германских» фаций перми и триаса, представленных красноцветными лагунными гипсоносными и соленосными отложениями, позволяет считать, что в это время началось медленное прогибание Западно-Средиземноморского бассейна. Оно, вероятно, продолжалось и может быть достигло значительной амплитуды в юрском и меловом периодах. Но палеоген в окружающих складчатых зонах представлен флишевой формацией, содержащей огромные объемы сиаллического обломочного материала. Он был принесен из области, занятой сейчас морем, и это обстоятельство с полной очевидностью указывает на возникновение на месте современного моря значительного поднятия, сложенного породами континентальной коры. Поднятие усиливалось и расширялось. К концу палеогена оно захватило те прогибы, в которых накапливался флиш. Последние были вовлечены в поднятие, и флиш был смят в складки. В зоне его развития появились тектонические покровы палеозойских пород. Очевидно, Средиземноморское поднятие было размыто вплоть до палеозоя и пакеты последнего соскальзывали по склонам поднятия в форме покровов гельветского типа.

Зоны прогибания теперь мигрировали в сторону окаймляющих складчатые зоны платформ и в прогибах стали накапливаться уже грубые молассовые отложения. От этого времени в окружающих хребтах сохранились речные долины, строение которых показывает, что реки тогда текли не в сторону Средиземного моря, как сейчас, а от моря — внутрь материка. Такие наблюдения сделаны в Бетских Кордильерах, Приморских Альпах и некоторых других районах. На берегу Тирренского моря на западном склоне Апеннин обнаружены конгломераты раннего и среднего миоцена, содержащие гальки метаморфических и гранитоидных пород, принесенные со стороны современного моря. И только в конце среднего миоцена вдоль современного побережья появляются осадки, свидетельствующие о начале прогибания в области современного моря. Тогда же реки стали стекать к морю. Но сначала на его месте образовались только мелкие лагуны: мы видели, что бурение вскрыло на дне Средиземного моря эвапориты верхнего миоцена и плиоцена. Углубление бассейна произошло в плейстоцене, когда море приняло современный облик.

Тектоническая история западной части Средиземного моря вплоть до конца среднего миоцена полностью соответствует обычным закономерностям развития колебательных движений в геосинклинали, в данном случае — альпийской. Поднятие, образованное в начале палеогена на месте современного моря, вполне может рассматриваться как центральное; флишевые прогибы на месте современных хребтов — это краевые прогибы, зоны накопления моласс — передовые прогибы, смещение прогибов — обычный волнообразный процесс, характерный для геосинклиналей. Опускание же современного моря представляет собой неотектоническое явление. Оно было несогласно наложено на структурные зоны геосинклинали: края опускания (т. е. современные морские берега) несогласно обрезают структуры окружающих хребтов, в которых мы можем видеть сохранившиеся периферические части центрального поднятия. Это наложенное молодое опускание сопровождалось изменением строения земной коры: материковая кора сменилась субокеанической, в которой рыхлые молодые осадки непосредственно подстилаются «базальтовым» слоем. На рис. 74 схематично изображена история западной части Средиземного моря как ее представляет себе французский геолог Л. Гланжо.

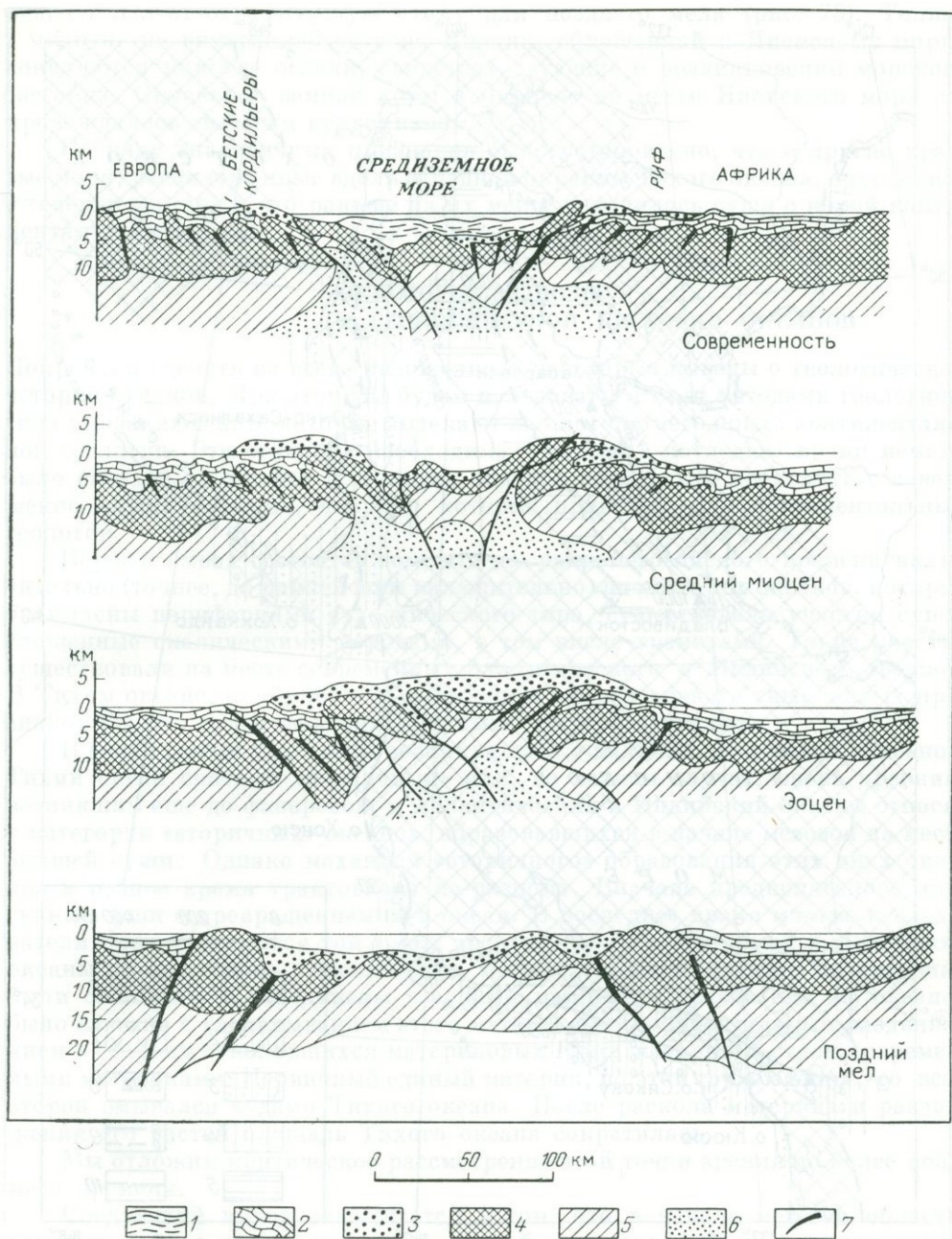


Рис. 74. История западной части Средиземного моря (море Альборан). По Л. Гланжо
 1 — отложения от миоцена до современных; 2 — мезозой и эоцен во внешних зонах; 3 — мезозойский и эоценовый флиш; 4 — верхняя кора (гранито-гнейсовый слой); 5 — нижняя кора (гранулит-базитовый слой); 6 — верхняя мантия; 7 — разрывы

Изучение геологии Японии, с одной стороны, и Приморья, с другой, приводит к выводу, что в течение мезозоя и палеогена на месте современного Японского моря существовала суша, которая лишь в небольшой степени иногда заливалась мелким морем. Чаще на ней образовывались замкнутые впадины, заполненные континентальными угленосными отложениями. В Японии морские мезозойские и палеогеновые отложения занимают только внешнюю, обращенную к Тихому океану, часть страны. По мере продвижения во внутреннюю часть и дальше к берегам современного Японского моря эти

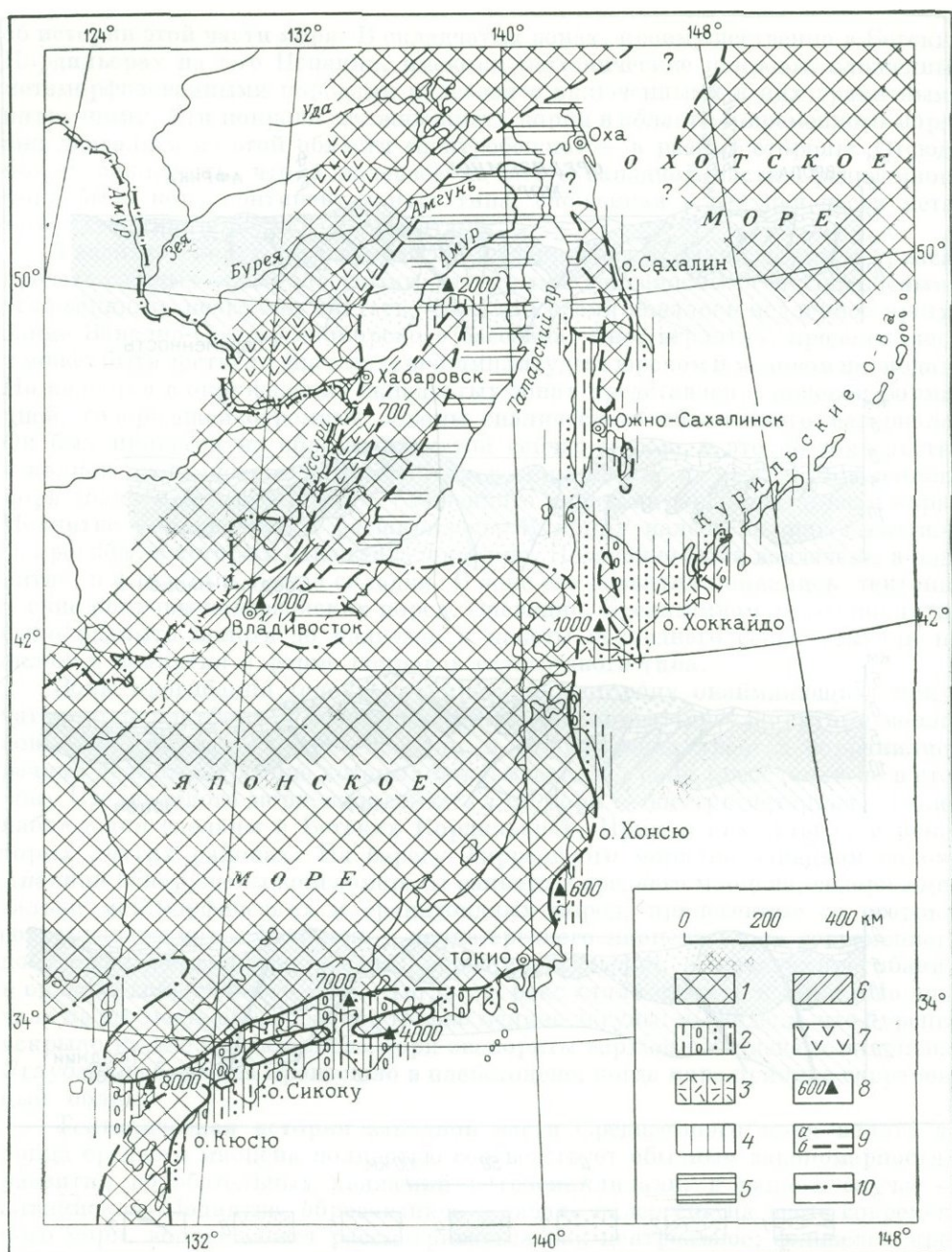


Рис. 75. Палеогеографическая схема позднемиоценовой эпохи для Дальнего Востока (по Е. М. Рудичу)

1 — области размыва; 2 — 4 — прибрежно-морские отложения; 5 — чередующиеся прибрежно-морские и континентальные отложения; 6 — континентальные отложения; 7 — области развития субаэриального вулканизма; 8 — мощности верхнемиоценовых отложений; 9 — границы палеогеографических зон (а — установленные, б — предположительные); 10 — границы гипотетические

отложения становятся более грубыми, переходят в континентальные формации или выклиниваются. Имеются значительные различия в формах ископаемой морской фауны между Приморьем и Японией, свидетельствующие о разобщенности бассейнов. Для палеогена установлены признаки сноса гранитного обломочного материала в сторону Сихотэ-Алиня со стороны современного Японского моря. В качестве примера обстановки в то время мы по-

мещаем палеогеографическую схему для позднего мела (рис. 75). Только в миоцене на внутренней стороне Японии, обращенной к Японскому морю, появляются морские осадки, свидетельствующие о возникновении морского бассейна. Опускание земной коры в миоцене на месте Японского моря сопровождалось сильным вулканизмом.

По ряду аналогичных признаков было установлено, что и другие краевые моря, расположенные вдоль западной окраины Тихого океана, опустились в течение неогена и что раньше на их месте находилась суша с корой континентального состава.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ОКЕАНОВ

Попробуем сделать из всего изложенного некоторые выводы о геологической истории океанов. При этом мы будем пользоваться теми методами геологических умозаключений, которые вытекают из многолетнего опыта континентальной геологии. Эта оговорка необходима, так как в последнее время немало было сказано о том, что к геологии океанов необходимо подходить с совершенно иными мерками, чем те, которые привычны для континентальных геологов.

Первый вывод состоит в том, что до раннемезозойского времени включительно (точнее, до ранней юры включительно) на месте тех океанов, которые окаймлены перифериями атлантического типа, существовали участки суши, сложенные сиалическими породами, в том числе гранитами. Такие участки существовали на месте современных Атлантического и Индийского океанов. В Тихом океане, окаймленном периферией тихоокеанского типа, явных признаков былого существования крупных участков суши нет.

В связи с этим уже давно возникла идея о наличии двух типов океанов: Тихий океан считают «первичным» или, во всяком случае, очень древним, возникшим еще до фанерозоя, а Атлантический и Индийский океаны относят к категории «вторичных» океанов, образовавшихся в начале мезозоя на месте бывшей суши. Однако механизм «вторичного» образования этих двух океанов в разное время трактовался по-разному. Вначале предполагалось опускание суши с превращением ее в океан. В последнее время многие исследователи придерживаются той точки зрения, что Атлантический и Индийский океаны до мезозоя не существовали, потому что окаймляющие их материки были сближены и объединены в единый материк. Образование же океанов было связано с раскалыванием этого материка и с горизонтальным раздвижением в стороны отколовшихся материковых глыб, которые и стали современными материками. Первичный единый материк, по этой точке зрения, со всех сторон омывался водами Тихого океана. После раскола материка и раздвижения его частей площадь Тихого океана сократилась.

Мы отложим критическое рассмотрение этой точки зрения до более позднего времени.

Следующий вывод заключается в том, что в начале мезозоя области, занятые сейчас океанами, стали ареной колоссальной по интенсивности, но химически однообразной вулканической деятельности, приведшей к тому, что все дно океанов оказалось покрытым толщей платобазальтов. Нам достоверно не известен состав третьего слоя. Но весьма вероятно, что он составляет со вторым слоем одно генетическое целое и сложен из гипабиссальных интрузивных основных и ультраосновных пород, образующих совокупность глубинных «корней» излившихся платобазальтов.

Повсеместное излияние базальтов должно было закончиться к средней юре, когда на поверхности базальтов в некоторых районах океанов начали отлагаться осадки. Но излияние базальтов продолжалось и после этого; только площадь, охваченная вулканическими процессами, постепенно сокращалась. Вулканизм концентрировался во все более узкой зоне вдоль срединно-океанических хребтов. Параллельно с сокращением площади

вулканизма площадь отложения осадков расширялась, и все более молодые осадки поднимались выше по склону срединных хребтов. Вдоль гребня хребтов развиты наиболее молодые базальты — плиоценовые и четвертичные, — а осадки там почти полностью отсутствуют.

Время начала образования самого срединного хребта точно неизвестно. Основываясь на его связи с материковыми рифтами, можно предполагать, что он начал подниматься в мезозое. Осевые грабены на срединных хребтах представляют собой, как и на материках, более позднее явление, приуроченное уже к неогену и четвертичному времени. Тогда же возникли глыбовые структуры, которые осложняют осевую зону срединных хребтов, а на склонах последних — сбросовые уступы.

Совершенно не ясен вопрос о времени образования многочисленных поперечных к простиранию срединных хребтов разрывов, по которым участки хребтов смещены друг относительно друга в горизонтальном направлении. Если видеть в них сдвиги той или иной природы¹, то они должны быть очень молодыми, так как на гребне срединных хребтов они смещают самые молодые структурные элементы. Но можно высказать и ту точку зрения, что срединный хребет сразу образовался в виде отдельных участков, уже с самого начала кулисообразно смещенных друг относительно друга. Это последнее истолкование не будет противоречить наблюдениям на материках, где такие первичные кулисообразные смещения структурных элементов рифтовых поясов представляют собой обычное явление. Имеющиеся данные позволяют предположить, что первичные смещения вызваны влиянием существовавшего уже раньше в земной коре некоторого «структурного волокна», определяющего положение и направление более и менее прочных зон в коре.

За пределами срединных хребтов оставались океанические котловины. Их дальнейшее развитие состояло в образовании на них разломов, по которым отдельные участки смещались вверх и вниз на сотни метров. Некоторые из разломов продолжались внутрь соседних материков, но там они были выражены слабее. Вдоль разломов во многих случаях поднимались глыбовые хребты. Установленный возраст некоторых из них — позднемеловой и палеогеновый. В других случаях разломы служили каналами для новых излияний на дно котловин базальтовой лавы: вдоль них возникали цепочки вулканов. Гряды вулканов приурочены преимущественно к молодым — неогеновым и четвертичным — разломам в центральной части Тихого океана. Напомним, что, начиная с конца юры и в особенности в неогене, разломы, сопровождаемые вулканизмом, формировались и по периферии океанов там, где эти периферии принадлежат к тихоокеанскому типу. Но на перифериях океанов извергалась андезитовая и андезито-базальтовая лава, тогда как в центральных областях океана изливались только базальты.

В течение мезозоя и позже со дна океанических котловин поднимались возвышенности, а также вулканические конусы в форме подводных гор и гийотов. Эти структуры осложнили строение котловин, но все же огромные площади последних оказались совершенно незатронутыми осложнениями и на них сохранилось исключительно спокойное залегание осадочных слоев.

Все перечисленные явления протекали на фоне гораздо более общего процесса углубления океана. Его признаки видны в строении гийотов и коралловых островов, в разрезах многих участков дна, где более молодые глубоководные осадки подстилаются более древними мелководными. Интересно, что обратного процесса — превращения глубокого бассейна в мелководный — мы в океанах нигде не видим.

Размер углубления океана в разных местах различен, но можно установить, что, например, в центральных областях Тихого океана за время с раннего мела океанический бассейн стал глубже приблизительно на 2 км. Там,

¹ Дальше будет видно, что ряд исследователей предполагает существование на дне океана кроме обычных сдвигов еще сдвиговых дислокаций особого типа, называемых «трансформными разломами», и нигде не обнаруженных на материках.

где сейчас глубины около 5 км, в раннем мелу они не превышали 3 км. Это видно из современного положения срезанных в раннем мелу абразией и покрытых мелководными осадками вершин гийотов. В некоторых районах Индийского океана углубление с раннего мела до ныне достигло 5—6 км.

Прогибание дна во внутренних областях океана в течение мелового периода и позже мы можем поставить в один ряд с отмеченным в гл. 8 (при рассмотрении эндогенных режимов окраин материков) процессом опускания океанической периферии. Оно происходило в целом спокойно на перифериях атлантического типа и значительно более бурно на тихоокеанских перифериях. Но для периферий обоих типов опускание выражало основную направленность геологического развития. Теперь мы видим, что опускание земной коры свойственно не только перифериям, но и всей площади океанов. Мы можем проследить его по ряду признаков для всего времени с начала мела и до наших дней.

Учитывая все сказанное об океанах, мы можем видеть в них обширные области отсутствия сиалических пород, обычных для континентов, области опускания земной коры, массового проявления базальтового вулканизма и интенсивного раскалывания. Эти особенности развития океанов проявлялись в течение мезозоя и кайнозоя. Более ранняя история областей, занятых сейчас океанами, нам неизвестна. Мы можем только сказать на основании некоторых признаков, что до раннего мезозоя на месте Атлантического и Индийского океанов существовали материковые условия и были развиты горные породы материкового типа.

Мы видели, что в строении дна внутренних и окраинных морей также обнаруживаются признаки опускания земной коры. На месте многих из них геологически совсем недавно были участки суши, сложенные континентальными породами. Образование базальтового слоя коры и превращение суши в глубокие морские впадины происходило преимущественно в неогене и только в некоторых из морей (в Карибском море, Мексиканском заливе) началось еще в мезозое.

Повторяем, что сделанные здесь выводы основаны на приемах геологического мышления, привычных для геологов, работающих на материке. Как оказывается, те же факты могут быть истолкованы иначе, если к ним подходить с других методических позиций. К оценке этой иной точки зрения мы еще вернемся.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ ЗЕМЛИ И ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

ГЛАВА 12	ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ФОРМЕ, ВРАЩЕНИИ И СТРОЕНИИ ЗЕМНОГО ШАРА
ГЛАВА 13	КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ (ТЕКТОНОСФЕРА) ЗЕМЛИ
ГЛАВА 14	НОВЕЙШИЕ ВЗГЛЯДЫ В ГЕОТЕКТОНИКЕ
ГЛАВА 15	ПОИСКИ СИНТЕЗА: ВОЗМОЖНОСТИ И ЗАГАДКИ

Глава 12

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ФОРМЕ, ВРАЩЕНИИ И СТРОЕНИИ ЗЕМНОГО ШАРА

Эта глава имеет целью дать некоторые общие сведения о строении и составе земного шара. Состав и строение тектоносферы, т. е. земной коры и верхней мантии, будут подробнее рассмотрены ниже.

В нашем изложении мы вынуждены ограничиться лишь некоторыми выводами из геофизических и геохимических исследований и при этом такими, которые важны для решения геотектонических проблем. О методах их получения мы можем только упоминать. Более полные сведения о затрагиваемых здесь вопросах следует искать в специальной литературе, список которой приложен в конце книги.

РАЗМЕРЫ И ФОРМА ЗЕМЛИ

Земля имеет сложную форму. В самом первом приближении ее можно считать шаром с радиусом 6371 км. Следующее приближение позволяет представить Землю как двухосный эллипсоид вращения (земной эллипсоид) с экваториальным радиусом 6378,24 км и полярным радиусом 6356,86 км. Из этих цифр видно, что полярное сжатие (сплюснутость) нашей планеты равно 1 : 298,3.

Третье приближение приводит к сложной фигуре — геоиду, которую можно считать реальной, но сглаженной фигурой Земли. На океанах геоид теоретически совпадает с поверхностью воды, а на материках является внутренней поверхностью, которая всюду перпендикулярна к отвесу. Она отклоняется от поверхности земного эллипсоида максимально на 160 м вниз и на 120 м вверх, причем высоты ее изменяются чрезвычайно плавно. Форма геоида отражает размещение в теле Земли масс различной плотности и поэтому имеет не только геодезическое, но и геофизическое значение. Однако какой-либо однозначной связи геоида с рельефом поверхности Земли или строением земной коры установить не удастся. Поэтому можно предположить, что геоид отражает размещение масс на очень больших глубинах, возможно в нижней мантии.

ВРАЩЕНИЕ ЗЕМЛИ

Геотектонический интерес представляет вращение Земли вокруг оси, поскольку изменения скорости вращения могут вызывать напряжения в земной коре, значение которых следует оценить.

Известно, что приливы, вызываемые в твердой, жидкой и газообразной оболочках Земли притяжением Луны и Солнца, тормозят вращение нашей планеты. Это установлено не только теоретически. Изучение конических скелетов (эпитеков) кораллов обнаружило в их строении кольца нарастания — грубые и тонкие (около 50 микрон) суточные. Подсчет этих колец показал, что в девоне в году было не 365, а 400 дней, т. е. длительность суток была равна 22 часам. Можно рассчитать, что замедление вращения Земли происходило приблизительно на 24 секунды в 1 млн. лет, что согласуется с теорией. В начале палеозоя — 500 млн. лет тому назад — сутки были равны 20,8 часов, а вскоре после своего образования (4,5 млрд. лет тому назад) Земля совершала оборот вокруг оси за два часа.

Сравнение формы Земли с той формой, которую должно было бы принять жидкое тело размером с Землю, с тем же распределением плотностей по

радиусу, вращающееся с теперешней скоростью вращения Земли, показывает, что земной эллипсоид весьма близок к фигуре равновесия жидкого вращающегося тела. Это означает, во-первых, что земной шар в целом обладает ползучестью, достаточной, чтобы в ходе геологического времени деформироваться под влиянием центробежной силы. Во-вторых, что с уменьшением скорости вращения фигура Земли должна изменяться: сплюснутость ее должна уменьшаться, поскольку центробежная сила уменьшается. Если бы Земля обладала свойствами идеальной жидкости, ее фигура изменялась бы одновременно с изменением величины центробежной силы и никаких напряжений в теле планеты не возникало бы. Но поскольку материал, слагающий Землю, обладает вязкостью, перестройка фигуры должна в той или иной мере отставать от изменения скорости вращения и это должно вести к появлению напряжений. Действительно, очень точное сравнение теоретической фигуры вращающегося жидкого тела с наблюдаемым земным эллипсоидом привело к выводу, что современная фигура Земли отвечает не современной скорости ее вращения, а той, которую Земля имела 10^7 млн. лет назад, т. е. в начале плейстоцена. При этом в Земле должны возникать напряжения от 1 до 100 кг/см². Такие напряжения намного ниже прочности горных пород. А то обстоятельство, что напряжения сохраняются и не растрачиваются на деформации, свидетельствуют, что они ниже предела ползучести материала Земли.

Наблюдения над вращением Земли показали, что время от времени происходят быстрые изменения скорости вращения. Они выражены в том, что сутки укорачиваются или удлиняются на тысячные доли секунды. Такое изменение скорости вращения происходит «скачком» в течение 1—3 лет. Значительные «скачки» этого типа имели место, например, в 1864, 1876, 1898, 1920 гг. Кроме того, наблюдаются сезонные изменения скорости вращения Земли, в связи с чем в январе сутки приблизительно на 0,001 секунды длиннее, чем в июле. Напряжения, возникающие в земном шаре в связи с подобными колебаниями скорости его вращения, ничтожны. Например, при изменении скорости вращения на 0,01 секунды в течение года, что больше любого наблюдаемого до сих пор изменения, максимальное изменение ускорения на экваторе не превысит 0,01 мгал. Это значит, что вес тел на поверхности Земли изменится на одну стомиллионную долю (на 1 г на каждые 100 т).

При движении глыб земной коры вверх и вниз должны возникать силы, действующие в широтном направлении, в связи с тем, что глыба удаляется от центра вращения или приближается к нему и скорость ее кругового движения изменяется. При подъеме давление глыбы должно быть направлено к востоку, при опускании — к западу. Расчеты показывают, что если глыба площадью в 1 км² движется вертикально со скоростью 1 см/год, то появляется горизонтальное ускорение в 2 мгал, т. е. в две миллионные доли нормального ускорения свободного падения на поверхности Земли.

Если мы будем считать, что материка плавают на более тяжелом субстрате, частично выдавливая его в стороны, то благодаря сплюснутости Земли, действует сила, толкающая материка к экватору. Давление, которое при этом развивается на экваторе, если на нем «сталкиваются» два материка, простирающиеся вплоть до полюсов, не может превысить 1 кгс/см².

Приливные силы, тормозящие вращение Земли, должны также тянуть материка по поверхности земного шара к западу. Но эти «силы западного дрейфа» чрезвычайно малы. Если бы они были достаточны, чтобы передвинуть Америку, как это требуется гипотезой горизонтальных перемещений материков, на 50° к западу, они остановили бы полностью вращение Земли в течение одного года. В действительности, как мы видели, торможение вращения развивается в миллиарды раз медленнее.

Совершенно очевидно, что все связанные с вращением Земли силы слишком малы, чтобы иметь какое-либо тектоническое значение. Большой интерес для нас может представлять процесс изменения положения оси вращения

внутри земного шара. Если изменение угла наклона оси измеряется градусами, то в Земле должны возникнуть значительные силы и для восстановления равновесия фигура Земли должна изменяться, причем отдельные точки земной поверхности будут смещаться в вертикальном направлении больше, чем на 1 км. Однако распределение напряжений будет зависеть от того, насколько плавно деформация охватывает земную поверхность. Какого-либо тектонического эффекта от этой причины можно, по-видимому, ждать только там, где, в силу неоднородности строения коры, деформация неравномерно охватит площадь и возникнут места концентрации напряжений.

Из приливных явлений интерес представляют земные приливы, происходящие в твердом теле Земли под влиянием притяжения Луны и в меньшей степени Солнца. Благодаря вращению Земли, приливные волны поднятий и опусканий с амплитудой, измеряемой несколькими десятками сантиметров (максимально до 43 см), движутся по ее поверхности. В результате, каждая точка поверхности дважды в сутки поднимается и дважды опускается. Возможно, этот механизм расшатывает горные породы и способствует образованию в них трещин. Некоторые исследователи видят в нем возможную причину образования общей трещиноватости пород. Полагают также, что земные приливы могут служить «спусковым механизмом» для землетрясений там, где напряжения, вызванные другими, более мощными глубинными источниками, достигли критического размера. Но все же следует иметь в виду, что и в этом случае плавность деформации, распределяемой на огромной площади, ведет к малому среднему размеру напряжений. Последние могут повышаться только локально в силу неоднородности земной коры. В целом, мы должны прийти к заключению, что тектоническая роль явлений, связанных с вращением Земли, не может быть существенной.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ, ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИИ. СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМЛИ

Основные сведения о глубоких областях земного шара получают путем применения сейсмических методов. Они позволяют судить о скорости прохождения сейсмических волн на разных глубинах.

Скорость распространения сейсмических волн определяется упругими свойствами среды (модулями всестороннего сжатия и сдвига) и ее плотностью. Эта связь выражается следующими формулами:

$$\text{скорость распространения продольных волн } V_p = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}};$$

$$\text{скорость распространения поперечных волн } V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},$$

где K — модуль всестороннего сжатия, μ — модуль сдвига, ρ — плотность.

Поскольку плотность входит в знаменатель, казалось бы, сейсмические скорости должны уменьшаться с увеличением плотности среды. На самом деле упругие модули с возрастанием плотности растут еще быстрее. Поэтому скорости с повышением плотности не уменьшаются, а, напротив, увеличиваются и обычно считаются прямым индикатором плотности.

Сведения о строении земного шара от поверхности до центра получают методами общей сейсмологии, тогда как более точные данные о строении верхних слоев земного шара — до глубины в 100—150 км — добываются главным образом методами глубинного сейсмического зондирования. Первые основаны на регистрации естественных землетрясений, вторые связаны с наблюдениями над упругими колебаниями, распространяемыми от искусственных сотрясений (взрывов).

Поскольку в этом разделе рассматриваются самые общие сведения о строении земного шара, нас будут интересовать данные пока только общей

Распределение сейсмических скоростей с глубиной

Глубина, км	V_p , км/с	V_s , км/с	Оболочка	Слой
0—40 (материки) 5—12 (океаны)	5,5—7,4	3,2—4,3	Кора	A
Раздел Мохо (1 порядка)				
12—410	7,9—9,0	4,5—5,0	Верхняя мантия	B
410—1000	9,0—11,4	5,0—6,4		C
Раздел 2-го порядка				
1000—2700	11,4—13,6	6,4—7,3	Нижняя мантия	D
2700—2900	13,6	7,3		
Раздел 1-го порядка				
2900—4980	8,1—10,4	—	Внешнее ядро	E
4980—5120	10,4—9,5	—		F
Раздел 1-го порядка				
5120—6370	11,2—11,3	?	Внутреннее ядро	G

Примечания. Глубины 0—40 км указаны для материков (40 км — средняя толщина земной коры на материках), глубины 5—12 км — для коры океанов (5 км — средняя толщина водного слоя). В графе «Оболочка» приводятся употребляемые названия сейсмических слоев, в графе «Слой» указаны буквенные индексы тех же слоев, введенные австралийским сейсмологом К. Булленом. Слой «С» в советской литературе часто называется «слоем Голицына» по имени основоположника отечественной сейсмологии Б. Б. Голицына.

сейсмологии, освещающие распределение сейсмических скоростей по радиусу Земли.

В табл. 5 суммированы сведения об изменении скорости распространения продольных и поперечных сейсмических волн с глубиной.

Разделы 1-го порядка проходят там, где сейсмические скорости изменяются скачком: между корой и верхней мантией, между нижней мантией и внешним ядром, между внешним и внутренним ядром. Разделом второго порядка является уровень, на котором изменяется производная сейсмических скоростей, т. е. скорость нарастания этих скоростей с глубиной. Такой раздел находится между верхней и нижней мантией. Действительно, в верхней мантии скорости продольных волн увеличиваются на 3,5 км/с на 1000 км углубления, тогда как в нижней мантии они возрастают на 2,2 км/с на 1700 км углубления, т. е. на 1000 км углубления скорость увеличивается всего на 1,3 км/с.

Во внешнем ядре поперечные волны не распространяются. Они там гаснут, поглощаясь средой. Это указывает на то, что среда внешнего ядра по своим свойствам приближается к жидкости, тогда как в мантии и коре среда является в целом твердой. Что касается внутреннего ядра (называемого еще «ядрышком»), то его состояние не ясно. Возможно, оно твердое, а поперечные волны не проходят сквозь него, потому что экранируются внешним ядром.

Табл. 5 содержит только самые общие сведения об упругих свойствах вещества земного шара, в ней игнорируются внутреннее расчленение коры и верхней мантии, а также изменение упругих свойств по горизонтали. Эти более подробные сведения приводятся в следующей главе.

Общая сейсмология дает представление о современной сейсмичности земного шара, отражающей важную сторону тектонической активности недр.

Главным поясом, как известно, является Тихоокеанский, в пределах которого выделяется около 80% всей сейсмической энергии Земли. К нему приурочены наиболее сильные и частые землетрясения. Следующим по зна-

чению является Средиземноморско-Гималайский пояс с 15% общей сейсмической энергии земного шара. Наконец, на все остальные сейсмические области приходится 5% сейсмической энергии. Суммарная годовая энергия землетрясений достигает 10^{26} эрг, а энергия самых сильных землетрясений измеряется 10^{24} эрг.

Высокая сейсмичность Тихоокеанского пояса указывает на то, что в нем быстро накапливаются критические напряжения, что, в свою очередь, является индикатором современной большой тектонической активности. В этом поясе наложились друг на друга режимы эпигеосинклинального орогенеза и материковой окраины тихоокеанского типа. Интенсивные глыбовые движения являются непосредственной причиной высокой сейсмичности. Средиземноморско-Гималайский пояс совпадает с зоной новейшего орогенеза как эпигеосинклинального, так и эпиплатформенного. А в ряду других сейсмических областей выделяются рифты и океанические, приуроченные к срединным океаническим хребтам, и материковые.

Большая часть сейсмических очагов находится в земной коре, но они располагаются также и глубже коры. Самые глубокие очаги были отмечены на глубине около 700 км. Глубокофокусные землетрясения проявляются почти исключительно в Тихоокеанском поясе, где распределение по глубине сейсмических очагов позволяет обнаружить «зоны Бенъофа», наклоненные под соседние материки. Эти зоны уже были описаны в качестве глубинных надвигов (гл. 2).

Наиболее сильные землетрясения вызывают общие колебания всего земного шара с периодами от нескольких минут до нескольких часов. Это так называемые свободные колебания Земли.

Вся картина распространения упругих волн в теле Земли в связи с сейсмичностью, включая сюда и свободные колебания, а также и земные приливы указывают на значительную твердость земного шара. Весьма твердыми являются кора и мантия Земли. В пределах коры модуль сдвига с углублением увеличивается от 0,1 до $4 \cdot 10^{11}$ дин/см², а к подошве мантии тот же модуль возрастает до $3 \cdot 10^{12}$ дин/см². Внешнее ядро имеет, по-видимому, значительно меньшую твердость (порядка 10^{10} дин/см²), но во внутреннем ядре твердость снова возрастает до $2 \cdot 10^{12}$ дин/см². Для сравнения укажем, что сталь имеет модуль сдвига, равный $7,9 \cdot 10^{11}$ дин/см². Так что мантия и внутреннее ядро Земли намного тверже стали.

На первый взгляд эти данные кажутся противоречащими тому, что было сказано выше о способности Земли изменять свою форму под влиянием сравнительно небольших центробежных сил. Но эти последние являются длительно действующими и именно длительное их воздействие вызывает ползучесть в материале Земли. Напротив, упругие деформации чрезвычайно кратковременны и на них земной шар реагирует как вполне твердое тело. Это — та зависимость свойств от продолжительности механического воздействия, которая характерна для любой горной породы и любого физического тела вообще.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Средняя плотность Земли составляет 5,52 г/см³. Плотность пород на земной поверхности намного меньше: осадочных пород 2,4—2,5 г/см³, гранитов и большинства метаморфических пород 2,7 г/см³, основных изверженных пород (базальтов) 2,9 г/см³. Средняя плотность земной коры может быть принята равной 2,8 г/см³.

Низкие плотности на поверхности указывают на то, что во внутренних оболочках Земли плотность материала должна быть значительно выше обще-земной средней. Из сопоставления скорости вращения Земли и ее сплюснутости с данными скорости сейсмических волн на разных глубинах и разделах внутри земного шара следующие величины плотности считаются сейчас наиболее вероятными:

в кровле верхней мантии $3,1-3,5 \text{ г/см}^3$;
 в подошве верхней мантии (на глубине 1000 км) $4,5 \text{ г/см}^3$;
 у границы ядра (на глубине 2900 км) $5,6 \text{ г/см}^3$;
 в кровле ядра $10,0 \text{ г/см}^3$;
 в центре Земли $12,5 \text{ г/см}^3$.

По современным космогоническим представлениям, земной шар образовался путем слипания частиц первичного газо-пылевого облака. Оно состояло из частиц разного состава и различной плотности. Частицы собирались в значительной степени беспорядочно, что вело к квазигомогенной Протоземле, плотность материала которой в среднем всюду была одинаковой. Если же сейчас наблюдается радиальная плотностная неоднородность в земном шаре, то это является результатом последующего процесса дифференциации материала Земли, приведшего к концентрации более плотного материала во внутренних частях Земли, а менее плотного — во внешних.

К вопросу о том, когда и как эта дифференциация происходила, мы вернемся ниже. Сейчас важно указать на огромную величину общей гравитационной потенциальной энергии земного шара, которая по расчетам достигает $2,25 \cdot 10^{39}$ эрг. Из этой энергии при расслоении вещества выделилось в течение времени существования Земли $1,5 \cdot 10^{38}$ эрг. Из сравнения с другими видами энергии выясняется, что гравитационная энергия занимает в земном шаре, несомненно, первое место. С ней может сравниться лишь тепловая энергия, но и она меньше (см. ниже).

Исходя из распределения плотности и ускорения свободного падения можно вычислить размер гидростатического давления на разных уровнях внутри Земли.

Гидростатическое давление внутри земного шара

Глубина, км	40	410	1000	2900	4980	6370
Давление, кбар	10	140	350	1360	3200	3610

Заметим, что в современных лабораториях давления, отвечающие глубинам до 1000 км, могут быть получены в длительных экспериментах. Что касается более высоких давлений, то до сих пор они получаются лишь путем взрывов и могут существовать в эксперименте ничтожный отрезок времени, измеряемый миллионными долями секунды. Это обстоятельство затрудняет прямой перенос результатов эксперимента на природную обстановку, в которой вещество находится под давлением в течение сот миллионов и миллиардов лет.

Земной шар чрезвычайно близок к изостазии, т. е. к равновесию в распределении масс. При изостазии полная масса вещества, сосредоточенная по вертикали под единицей площади поверхности, повсеместно одинакова. Легко заметить, что в ином выражении это — повторение того, что фигура Земли такова, какую законы гидродинамики предписывают вращающейся жидкой планете.

При изостазии рельеф земной поверхности и распределение масс в глубине должны быть связаны строгой зависимостью. Поскольку масса под каждой единицей поверхности должна быть одной и той же, под возвышенностями средняя плотность вещества должна быть меньше, чем под впадинами. Отклонения от этой зависимости представляют собой нарушения изостазии, или изостатические аномалии.

Наблюдаемые на поверхности Земли изостатические аномалии очень малы. Они не выходят за пределы десятков миллигал, т. е. отклонения от равновесного распределения масс количественно выражаются в нескольких сотысячных долях этих масс. Наибольшие аномалии обнаруживаются при изучении участков не более нескольких сот километров в диаметре. Обширные участки в среднем оказываются хорошо уравновешенными. К местным относительно крупным изостатическим аномалиям мы вернемся, когда будем говорить о строении коры и верхней мантии.

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЗЕМЛИ

Известно, что из глубин земного шара к поверхности непрерывно течет тепловой поток. Его интенсивность может быть вычислена, если известны теплопроводность горных пород и температурный градиент по следующей формуле:

$$Q = -\lambda \cdot \text{grad } T,$$

где Q — тепловой поток, λ — теплопроводность, $\text{grad } T$ — градиент температуры.

Теплопроводность горных пород имеет порядок $n \cdot 10^{-3}$ кал/(с·см·°С) (в среднем около $5 \cdot 10^{-3}$ кал/(с·см·°С) и колеблется для наиболее распространенных пород в небольших пределах. А температурные градиенты изменяются очень значительно: от 6 до 150°C/км .

Подсчеты размеров теплового потока показывают, что наиболее часто встречается поток, равный $1,1 \cdot 10^{-6}$ кал·см². Такой поток считается «нормальным» для настоящего времени. Но средний размер теплового потока Земли, по данным В. Ли и Е. А. Любимовой, равен $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал·см². Различие между «нормальным» и средним потоками вызывается наличием на поверхности Земли областей с очень высоким тепловым потоком (вулканические зоны, океанические рифты). Важно отметить, что средний поток одинаков как для материков, так и для дна океанов.

Общая годовая потеря тепла Землей достигает порядка 10^{28} эрг. Общее же количество тепла, выделенного за время существования Земли, колеблется, в зависимости от принятой модели термальной истории Земли в пределах $(0,1—0,8) \cdot 10^{38}$ эрг. Мы видим, что термальная энергия Земли на два или полтора порядка меньше потенциальной гравитационной энергии и на один или полпорядка меньше той части гравитационной энергии, которая выделилась при дифференциации вещества Земли по плотности.

Основным источником внутреннего тепла Земли является радиоактивный распад. Значение последнего в жизни земного шара впервые было выявлено В. И. Вернадским. Главную роль играют долгоживущие радиоактивные элементы: уран, торий и калий. Их содержание выше в кислых горных породах, ниже в основных и значительно ниже в ультраосновных породах. В табл. 6 приведены средние содержания этих элементов в главных группах магматических пород.

В соответствии с различным содержанием радиоактивных элементов, разные породы генерируют тепло в разных размерах (табл. 7).

Подсчеты общей генерации тепла в недрах, основанные на современных представлениях о составе Земли и о содержании в ней радиоактивных элементов, приводят к цифрам, которые указывают, что за все время существования планеты в ней образовалось тепла в количестве от $1,6$ до $2,0 \times 10^{38}$ эрг. Эти цифры больше, чем те, которые были указаны для количества выделенного Землей тепла.

Это может означать, что недра Земли находятся в состоянии разогре-

Таблица 6
Среднее содержание урана, тория и калия в главных группах магматических пород

Порода	U, $n \times 10^{-6}$ г/г	Th, $n \times 10^{-6}$ г/г	K, %
Гранит	4,0	20	4,26
Габбро	0,9	2,7	0,46
Эклогит	0,043	0,1	0,1
Дунит	0,001	0,1	0,001

Таблица 7
Генерация тепла горными породами

Порода	Генерация тепла, $q \times 10^{-13}$ кал/(с·см ²)
Гранит	5,7
Габбро	1,2
Эклогит	0,1
Дунит	0,02

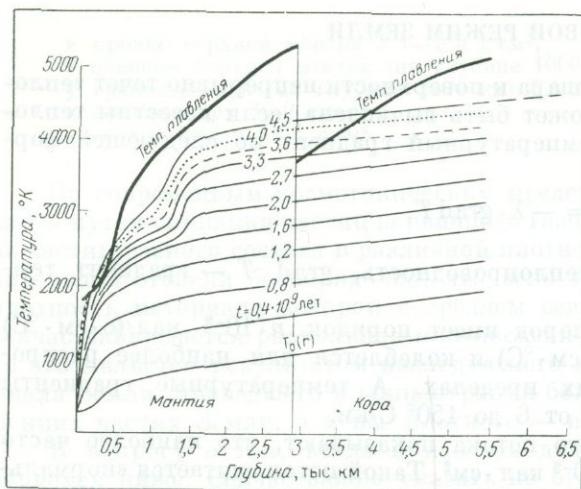


Рис. 76. Изменение внутренней температуры Земли со времени ее образования (T_0) до современности ($T = 4,5$ млрд. лет). По Е. А. Любимовой

Но с другой стороны, нами не учтены два других мощных источника тепловой энергии Земли: гравитационная дифференциация, при которой выделяется тепло, и приливное трение. Первая, как видно из приведенных выше цифр, может дать столько же тепла, сколько радиоактивные источники. Но значительная его часть, по-видимому, рассеивалась в пространстве, особенно в начале формирования планеты, когда она была еще малым телом. Кроме того, часть этой энергии должна была уйти на упругое сжатие планеты. Приливное трение в состоянии выработать количество тепла, равное приблизительно 20% радиогенного тепла.

Как мы видим, в проблеме термического режима Земли еще много неясного. Однако есть все основания считать радиоактивные процессы основным источником наблюдаемого сейчас теплового потока Земли. А энергия гравитационной дифференциации и приливное трение являются дополнительными факторами. В настоящее время большинство исследователей, оценивая общий тепловой баланс Земли, склонно считать, что внутренние области земного шара очень медленно разогреваются.

Современное распределение температур по радиусу Земли может быть высчитано исходя из определенных предположений относительно способа образования нашей планеты, ее возраста, состава, содержания радиоактивных элементов, теплопроводности и некоторых других параметров. Е. А. Любимова произвела такие расчеты, основываясь на теории происхождения Земли из холодного газо-пылевого облака и на новейших данных относительно всех других факторов. На рис. 76 приведена диаграмма, которая показывает изменение внутренней температуры Земли со времени ее образования (T_0) и кончая современностью ($T = 4,5$ млрд. лет). Мы видим, что глубже 500 км от поверхности на всех уровнях в течение всего времени существования Земли температура возрастала. Она увеличивалась и в зоне до 500 км, но только до эпохи 3,5 млрд. лет от начала образования Земли, т. е. до эпохи 1,2 млрд. лет тому назад. В последующее время в поверхностном 500-километровом слое началось остывание одновременно с продолжающимся разогреванием более глубоких недр. Это противопоставление тепловой эволюции глубоких и близких к поверхности слоев нашей планеты представляет особый интерес. В настоящее время высокий геотермический градиент распространяется до глубины около 1300 км. На этой глубине температура достигает 4000°К . Глубже градиент значительно уменьшается и на границе мантии и ядра (2900 км) температура не превышает 4250°К , а к центру Земли увеличивается лишь до 4750°К .

Однако, во-первых, подобные подсчеты основаны на ряде гипотетических соображений и поэтому не могут быть точными. Обе величины находятся в пределах одного порядка и этого достаточно, чтобы считать их почти совпадающими. Во-вторых, в подсчетах тепловых потерь не учитывается вынос тепла путем массообмена, т. е. при подъеме из глубоких областей к поверхности сильно нагретого материала в виде расплавов и термальных вод и газов. Между тем, этот конвекционный механизм выделения тепла всегда играл значительную роль в термальной истории Земли.

На той же диаграмме нанесена кривая температуры плавления вещества Земли на разных глубинах. Мы видим, что кривая современной температуры пересекает кривую плавления в двух областях: в области внешнего ядра (на глубинах между 2900 и 3900 км) и в пределах верхней мантии (на глубинах от 150 до 450 км). Относительно последней зоны мы будем говорить ниже. Что же касается внешнего ядра, то и по сейсмическим данным, как мы видели, оно должно быть расплавленным.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Земля имеет магнитное поле. Современная теория связывает его со сложными петлеобразными движениями электрически заряженных частиц в жидком внешнем ядре Земли. Последнее рассматривается как самовозбуждающаяся гидродинамомашинa, действующая под совокупным влиянием вращения земного шара и нагревания, вызывающего конвекцию материала. Форма современного магнитного поля Земли весьма близка к тому, которое было бы создано магнитным стержнем с двумя полюсами (магнитный диполь), помещенным в ядре несколько эксцентрично, на расстоянии 436 км от центра Земли. Этот диполь незначительно наклонен к оси вращения Земли и поэтому магнитные полюсы находятся недалеко от полюсов вращения (на расстоянии $11,5^\circ$).

Однако магнитное поле, вызванное воображаемым диполем, является лишь первым приближением к объяснению гораздо более сложного реального геомагнитного поля. На такое поле «однородного намагничивания» накладываются крупные региональные аномалии материкового размера. Из них одна аномалия — Восточно-Азиатская — по интенсивности достигает заметной доли основного поля: аномальная вертикальная составляющая поля составляет 30% величины такой же составляющей основного поля. Другие региональные аномалии слабее, но и они весьма заметны. Происхождение региональных аномалий, занимающих на поверхности огромные площади, неизвестно, но наиболее вероятно, что они вызваны какими-то глубокими причинами, связанными с ядром или нижней мантией Земли.

Магнитное поле Земли не только ориентирует магнитную стрелку компаса, но и влияет на ориентировку ферромагнитных минералов (магнетита, титано-магнетита, гематита, пирротина) в горных породах. Это влияние может осуществиться, когда ферромагнитные минералы в процессе застывания изверженной породы плавают в расплаве в виде твердых кристаллов. Ориентировка ферромагнитных минералов в осадочных породах может возникнуть во время осаждения минеральных частиц из жидкости. Породами, сильнее всего реагирующими на магнитное поле Земли, среди изверженных являются основные и ультраосновные (базальты, габбро, перидотиты, серпентиниты), а среди осадочных — красноцветные континентальные пески.

После того как изверженная порода застынет, а осадок литифицируется, ориентировка ферромагнитных минералов сохраняется неопределенное время. На этом явлении основаны методы палеомагнитных исследований. Установив ориентировку ферромагнитных минералов, мы можем восстановить то направление магнитного поля, которое существовало во время застывания базальтового потока или отложения песчаника. Делается это путем измерения так называемой остаточной намагниченности, которая сохраняется в породе со времени ее образования и соответствует приобретенной в то время ориентировке магнитных минералов.

Для этих исследований могут быть использованы только совершенно спокойно лежащие излившиеся и осадочные породы, незатронутые ни тектоническими деформациями, ни метаморфическими воздействиями. Даже горячие минеральные воды могут исказить поле остаточной намагниченности. Поэтому надежные выводы могут быть получены только на породах древних платформ. В настоящее время имеются довольно обширные палеомагнитные данные по породам Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской

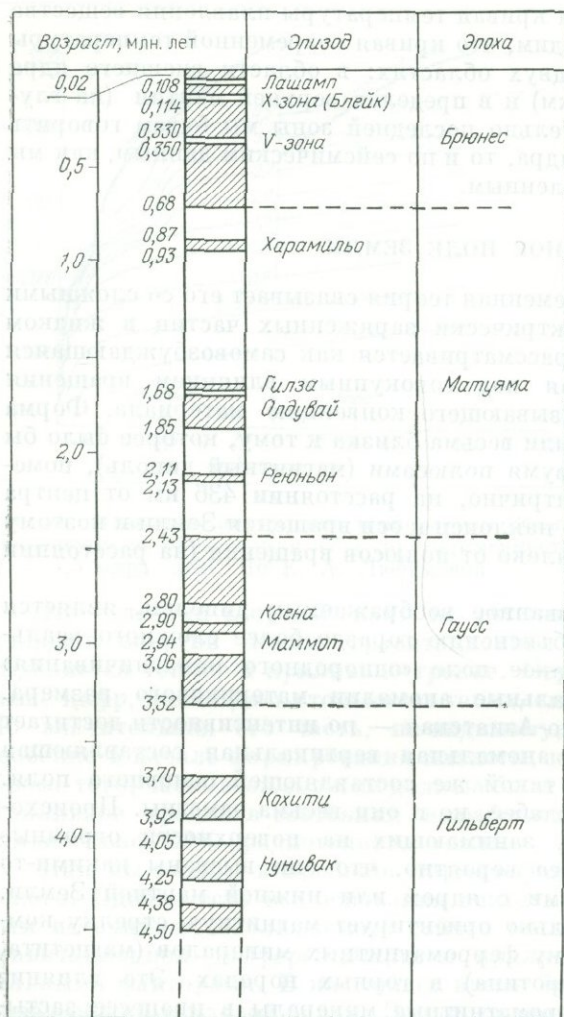


Рис. 77. Шкала магнитных инверсий за последние 4,5 млн. лет (по Ф. Стейси)

Заштрихованные участки — прямая полярность; незаштрихованные — обратная

платформ и лишь случайные наблюдения на других платформах. Между тем палеомагнитные выводы не могут строиться на единичных измерениях. Они должны быть основаны на большой статистике. Есть много факторов, которые в единичных случаях могут сильно исказить направление остаточной намагниченности. Считается, что усреднение большого количества тщательно выполненных измерений с соблюдением строгих методических требований к свежести образца, установлению устойчивости остаточной намагниченности и т. п. приводит к достаточно надежным результатам.

Палеомагнитные наблюдения, выполненные над породами разного возраста, показали, что магнитное поле Земли не оставалось одинаковым в течение геологической истории, его структура изменялась.

Различают два явления: обращение, или инверсию, магнитного поля и перемещение магнитных полюсов.

Первое явление состоит в том, что в течение геологической истории магнитное поле многократно изменялось на обратное; северный полюс становился южным, а южный — северным. Если современное магнитное поле считать положительным, то геологическая история представляется как чередование положительных и отрицательных магнитных эпох. Наиболее

хорошо изучены самые последние инверсии, происходившие в течение четвертичного периода и в конце плиоцена. Они были определены по базальтам, абсолютный возраст излияний которых установлен. Выяснилось, что современная положительная эпоха, названная эпохой Брюнес, началась 0,7 млн. лет тому назад. Перед этим была отрицательная эпоха Матуяма продолжительностью 1,7 млн. лет. Ей предшествовала положительная эпоха Гаусс, которая длилась 0,9 млн. лет. Перед ней была отрицательная эпоха Гильберт, которая прослежена в глубь истории приблизительно на 1,2 млн. лет. Вся эта шкала, следовательно, имеет протяженность приблизительно 4,5 млн. лет. Внутри каждой выделенной эпохи отмечены еще кратковременные изменения направления поля на обратное — так называемые «события» («эвенты»). На рис. 77 изображена эта шкала магнитных инверсий для новейшего геологического времени. Она используется в качестве одного из методов стратиграфии применительно к молодым горным породам.

Инверсии магнитного поля установлены и для более древних периодов геологической истории. Но возраст их не определен настолько точно, как

для новейшего геологического времени, хотя, как мы увидим, распространенная сейчас гипотеза «растекания океанического дна» утверждает, что довольно точная хронология магнитных инверсий может быть прослежена в глубь истории до мелового периода включительно, т. е. на протяжении свыше 100 млн. лет.

На основании обобщения палеомагнитных данных Ю. М. Шейнманн указал, что в истории Земли были спокойные периоды, когда инверсий магнитного поля не было или они происходили редко, и периоды беспокойные, когда магнитное поле меняло свое направление часто и многократно. Частые инверсии наблюдались в позднем кембрии — раннем ордовике, позднем силуре — раннем девоне, карбоне, среднем и позднем триасе, раннем мелу и третичном периоде, тогда как промежуточные периоды характеризовались преимущественно спокойным магнитным полем (рис. 78).

Перемещения магнитных полюсов, т. е. повороты магнитной оси Земли, прослеживаются по палеомагнитным данным для

всего фанерозоя, но чем глубже мы уходим в историю земной коры, тем менее надежными становятся сведения. Данные о таких перемещениях были в последнее время тщательно проанализированы Ю. М. Шейнманном.

Измерения остаточной намагниченности в породах Восточно-Европейской и Сибирской платформ приводят к следующим заключениям.

В раннем палеозое (кембрии, ордовике и раннем силуре) северный магнитный полюс находился в районе Австралии, где он, по-видимому, блуждал в пространстве между Тасманией и Новой Гвинеей. В позднем силуре и раннем девоне он быстро переместился в район Охотского моря, Японии и Приморья. Здесь он оставался, блуждая в пределах ограниченной площади, вплоть до начала триаса. В триасе он быстро переместился в современную приполярную область, где и остается до сих пор (рис. 79).

Породы Северо-Американской платформы в грубом приближении дают ту же картину перемещений северного полюса. А некоторые расхождения с данными по Восточно-Европейской и Сибирской платформам при современном уровне измерений нельзя считать имеющими принципиальное значение, так как они находятся в пределах возможных ошибок и естественного разброса данных. Не отличаются от предыдущих и результаты, полученные на породах Южной Америки, кроме того, что они указывают на несколько более раннее (поздний карбон — пермь) перемещение полюсов в современную приполярную область. Между тем палеомагнитные измерения, выполненные в Африке и Индии, дали совершенно иную картину перемещения полюса: он начинал свое движение в палеозое от Южной Африки и в дальнейшем

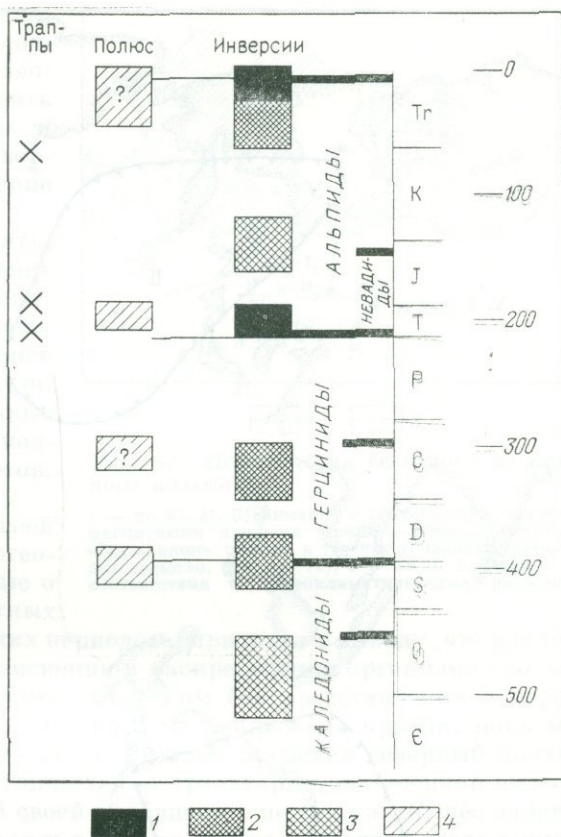


Рис. 78. Эпохи частых инверсий и миграций магнитных полюсов (по Ю. М. Шейнманну)

Периодичность инверсий в эпохи частого их проявления (млн. лет): 1 — < 1; 2 — 2—3; 3 — 4—5; 4 — эпохи больших перемещений полюсов.

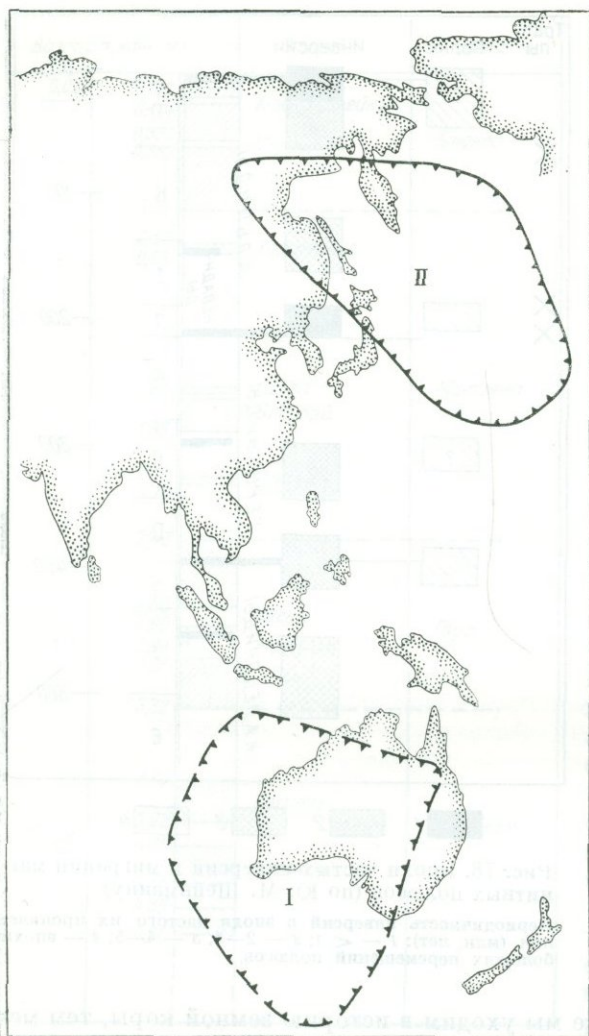


Рис. 79. Перемещения магнитного полюса (по Ю. М. Шейнманну). Область «блуждания» полюса: I — в раннем палеозое, II — в среднем и позднем палеозое и раннем мезозое

магнитная ось по своему положению всегда была близка к оси вращения планеты. Следовательно, с точки зрения этой теории перемещение магнитных полюсов означает поворот оси вращения Земли относительно земной коры. Из механических соображений маловероятно, чтобы ось вращения значительно поворачивалась в пространстве. Скорее земной шар в целом или его внешние оболочки поворачивались в пространстве относительно оси вращения. Можно, например, вообразить, что кора и мантия, будучи твердыми оболочками, поворачивались относительно ядра Земли, внешняя часть которого была жидкой. Впрочем, с геотектонической точки зрения безразлично, происходило ли это так или иначе: важно, что перемещение магнитных полюсов должно было, если теория геомагнитного поля верна, сопровождаться приблизительно таким же перемещением географических полюсов.

Но перемещение географических полюсов означает и соответствующее смещение всех климатических зон, что должно сказаться на распределении холодолюбивых и теплолюбивых организмов, а также на накоплении осадков, связанных с определенным климатом. Такими осадками являются например, эвапориты, приуроченные к аридным климатам, или угли, требу-

двигался через Северную Африку в сторону современной приполярной области. Однако данные по породам Индии и Африки настолько немногочисленны, что неясно, можно ли им сейчас придавать значение.

В результатах, полученных по северным платформам, обращает на себя внимание неравномерность движения полюса. Длительные периоды блуждания полюса в пределах ограниченной площади (кембрий — ордовик, поздний девон — ранний карбон, юра — мел) сменялись гораздо более короткими периодами быстрого передвижения полюса в новую область блуждания. Такими периодами были поздний силур — ранний девон, триас и кайнозой. Южно-Американская платформа указывает на поздний карбон как на время быстрого смещения. Продолжительность периодов блуждания полюса на ограниченном пространстве относится к продолжительности периодов перемещения как 5 : 1 или даже как 10 : 1.

Интересно отметить, что периоды быстрого перемещения полюсов совпадают с периодами частых инверсий магнитного поля (см. рис. 78).

Современная теория происхождения магнитного поля Земли предполагает, что маг-

ющие влажного климата, или ледниковые отложения, связанные с холодным климатом. Казалось бы, палеомагнитные данные легко сопоставить с палеоклиматическими данными и с помощью последних либо подтвердить, либо поставить под сомнение явление перемещения полюсов.

Приходится, однако, отметить, что на деле такое сопоставление оказывается неоднозначным. Попытки в этом направлении в течение ряда десятилетий предпринимались неоднократно, но различные исследователи получали противоположные результаты. Некоторые из них подтверждали перемещение полюсов, другие его опровергали.

Например, Л. Б. Рухин в своей известной книге по общей палеогеографии суммирует многие данные о расселении растительных и животных организмов в течение геологических периодов и приходит к выводу, что в истории Земли происходили такие изменения в распределении организмов по ее поверхности, которые не могут быть объяснены без представления о перемещении географических полюсов. На рис. 80 изображена кривая, показывающая путь, который, по мнению Л. Б. Рухина, проделал северный полюс в течение фанерозоя. Этот путь отличается от траектории, полученной палеомагнитным методом, но во второй своей половине он не так уже от нее далек: в обоих случаях до конца палеозоя и в начале мезозоя северный полюс указывается в северо-западной части Тихого океана.

Но другие исследователи приходили к совершенно иным выводам. Например, американский ученый Ф. Стелли проанализировал распределение различных органических форм пермского периода и пришел к выводу, что расположение климатических зон в пермском периоде не отличалось от современного. Это означает, что и полюса находились в то время приблизительно там же, где сейчас.

Мы не можем здесь вдаваться в существо этих изысканий и анализировать причины подобных расхождений. Мы можем только констатировать, что расхождения в выводах есть и что это означает, что палеотектонические исследования еще не достигли того уровня, который требуется для получения однозначного ответа. Но и палеомагнитные методы еще далеки от совершенства. Поэтому вся проблема перемещения полюсов остается в ряду тех проблем, которые ожидают решения.

Не последним обстоятельством, которое может повлиять на это решение, является вопрос о возможной причине поворота внешних оболочек Земли относительно оси ее вращения. Причиной может быть только перемещение масс внутри земного шара, нарушающее равновесие вращения последнего. Уже сезонное перемещение воздушных масс вызывает в настоящее время перемещение полюса по сложной замкнутой кривой с отклонением от среднего положения на несколько десятков метров. Несомненно, что перемещение больших масс в твердом теле Земли вызовет значительные большие смещения полюсов. Было высчитано, что подъем такого материка, как Южная Америка, на 30 м вызовет смещение полюсов на 1° в течение нескольких тысячелетий. С этой точки зрения весьма интересно то, что эпохи быстрых перемещений полюса, которые являются и эпохами частых инверсий, совпадают во времени с орогенными стадиями эндогенных циклов: они приурочены к концу каледонского (силур — ранний девон) и к концу герцинского (поздний палеозой —



Рис. 80. Перемещения северного магнитного полюса

1 — по Ю. М. Шейнманну в соответствии с палеомагнитными данными (точки — центры областей «блуждания» полюса в течение указанных периодов времени; см. рис. 79); 2 — по Л. Б. Рухину в соответствии с палеоклиматическими данными

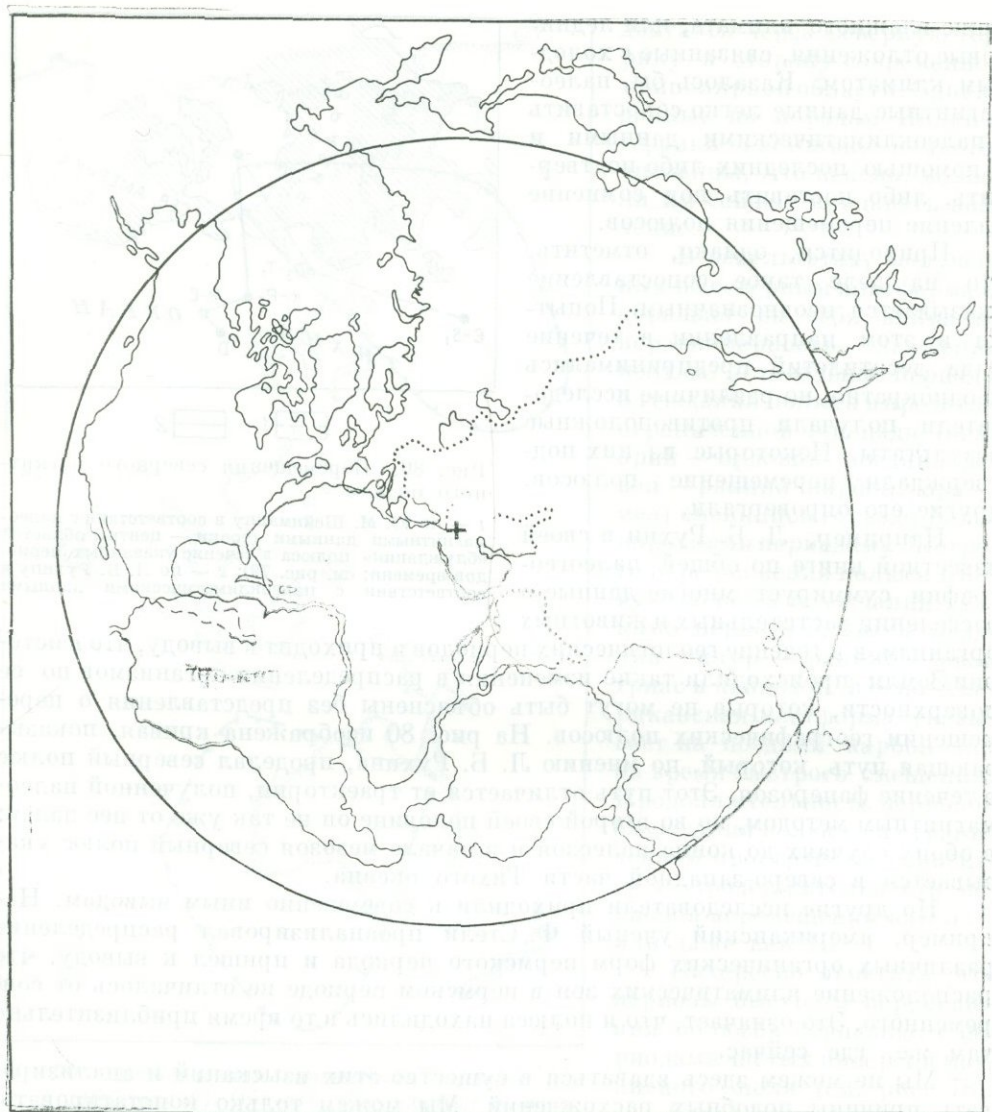


Рис. 81. Реконструкция положения материков для конца палеозоя — начала мезозоя по палеомагнитным данным (по Смигу)

триас) циклов. Следовало бы ожидать очередного возбуждения перемещений и инверсий и в конце альпийского цикла, т. е. в наше время. Возможно, что оно еще не успело совершиться. Но известно, что сейчас северный полюс смещается в сторону Америки со скоростью около 11 см в год.

Не исключено, однако, что смещения палеомагнитных полюсов не имеют отношения к судьбе географических полюсов. Такая независимость магнитных и географических полюсов может возникнуть в том случае, если в прежние геологические периоды магнитное поле было не дипольным, как сейчас, а более сложным, т. е. существовали региональные магнитные аномалии, которые по своей интенсивности были близки к интенсивности основного дипольного поля. В этом случае магнитные минералы могли указывать на эти «аномальные» полюса, а не на полюса оси вращения Земли.

То обстоятельство, что подобные сомнения и многозначность возможных решений до сих пор существуют, могло бы удерживать исследователей от чрезмерно определенных выводов из палеомагнитных наблюдений. Между тем из этих наблюдений многие исследователи стремятся уже сейчас сделать

далеко идущие и вполне категорические выводы. В особенности это выражается в стремлении найти в палеомагнитных данных подтверждение горизонтальным взаимным перемещениям материков. При этом основываются на расхождении в положении палеомагнитных полюсов, определяемых по породам разных материков. В частности, было отмечено, что хотя в кайнозое палеомагнитные полюса для Европы и Северной Америки практически совпадают, они все больше расходятся по мере того, как мы уходим все глубже в мезозой. Это расхождение в положении палеомагнитных полюсов можно ликвидировать, если предположить, что в начале мезозоя Северная Америка составляла с Европой единый материк, а затем он раскололся и образовавшиеся два материка постепенно разошлись к современным своим позициям. Данные по другим материкам трактуются так, что первоначально (в конце палеозоя и начале мезозоя) все материки составляли единое целое («материк Пангеа») и только в течение мезокайнозоя раздвинулись к своим теперешним местам.

Анализ имеющихся в настоящее время палеомагнитных данных и оценка их точности привели Ю. М. Шейнманна к выводу, что надежность палеомагнитных измерений и степень разброса получаемых замеров сейчас не такие, чтобы можно было вполне уверенно сделать желательный для сторонников горизонтальных перемещений материков вывод.

Здесь уместно сослаться на некоторые предлагаемые палеомагнитологами реконструкции бывшего расположения материков и посмотреть, в какой мере они приемлемы с геологической точки зрения.

На рисунках 81—83 приведены вполне обычные примеры таких реконструкций. На рис. 81 обращает на себя внимание положение Новой Гвинеи, которая на рубеже палеозоя и мезозоя оказалась не в Тихоокеанском

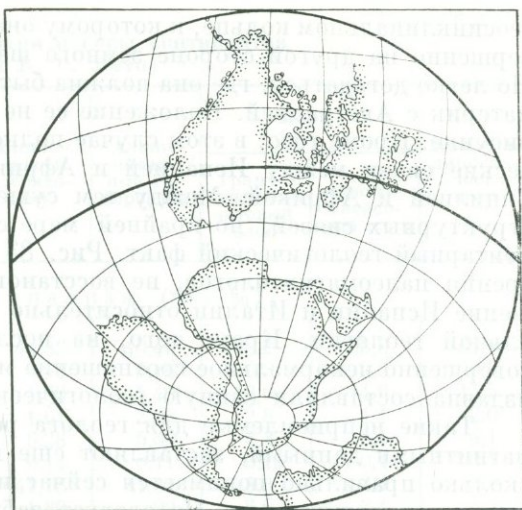


Рис. 82. Реконструкция положения материков для позднего палеозоя, по палеомагнитным данным (по Криру из Ранкорна)

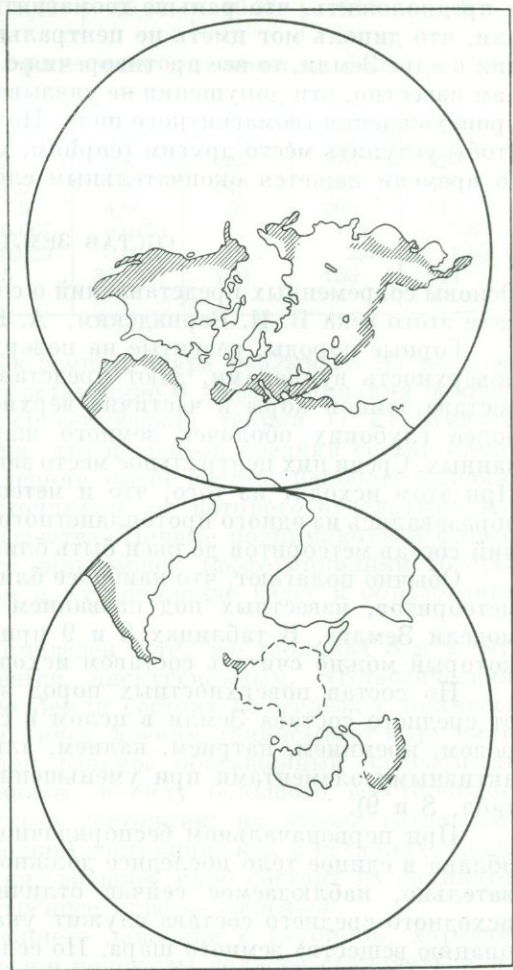


Рис. 83. Реконструкция положения материков для мелового периода, по палеомагнитным данным (по Ван Хилтену)

геосинклинальном кольце, к которому она, как известно, принадлежит, а совершенно на другой стороне земного шара. На рис. 82 Новой Гвинее нет. Но легко догадаться, где она должна быть, поскольку она составляет единый материк с Австралией. Положение ее не менее странно, чем на предыдущем рисунке. Кроме того, в этом случае полностью нарушены очевидные геологические связи между Испанией и Африкой в районе Гибралтара и между Сицилией и Африкой. Между тем существование таких непосредственных структурных связей, по крайней мере с конца палеозоя, представляет элементарный геологический факт. Рис. 83 показывает, что эти связи, с точки зрения палеомагнитологов, не восстановились и в меловом периоде: положение Испании и Италии относительно Африки вопиюще противоречит реальной геологии. Кроме того, на последней реконструкции мы находим совершенно ненормальное соотношение между Чукоткой и Аляской, которые издавна составляли единую геологическую структуру.

Такие неприемлемые для геолога реконструкции, обоснованные палеомагнитными данными, заставляют еще и еще раз задуматься над тем, насколько правильно понимается сейчас их значение и насколько правильно они интерпретируются. Не следует забывать, что вся современная палеомагнитная интерпретация основывается на предположениях, что магнитное поле Земли всегда было дипольным и что положение диполя близко к оси вращения Земли. Если было бы позволено усомниться в этих предположках и предположить, что раньше геомагнитное поле могло быть более сложным или, что диполь мог иметь не центральное, а сильно эксцентричное положение в ядре Земли, то все противоречия с геологией были бы сняты. Насколько нам известно, эти допущения не увязываются с существующей сейчас теорией происхождения геомагнитного поля. Но теории появляются и сходят со сцены чтобы уступить место другим теориям, хотя каждая теория в течение какого-то времени кажется окончательным словом в науке...

СОСТАВ ЗЕМЛИ

Основы современных представлений о составе Земли были разработаны в начале этого века В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом и В. М. Гольдшидтом.

Горные породы, развитые на поверхности Земли или выбрасываемые на поверхность вулканами, дают представление о химическом и минеральном составе земной коры и частично верхней мантии. Для суждения о составе более глубоких оболочек земного шара необходимо привлечение других данных. Среди них центральное место занимает химический состав метеоритов. При этом исходят из того, что и метеориты и планеты солнечной системы образовались из одного протопланетного газо-пылевого облака и поэтому средний состав метеоритов должен быть близок к среднему составу земного шара.

Обычно полагают, что наиболее близка к среднему составу Земли группа метеоритов, известных под названием хондритов. Говорят о «хондритовой модели Земли». В таблицах 8 и 9 приведен химический состав хондритов, который можно считать составом исходного материала Земли.

Но состав поверхностных пород земной коры значительно отличается от среднего состава Земли в целом в сторону большого обогащения кислородом, кремнием, натрием, калием, алюминием, редкими землями и радиоактивными элементами при уменьшении содержания железа и магния (см. табл. 8 и 9).

При первоначальном беспорядочном объединении частиц газо-пылевого облака в единое тело последнее должно было быть квазиоднородным. Следовательно, наблюдаемое сейчас отличие состава поверхностных слоев от исходного среднего состава служит указанием на последующую дифференциацию вещества земного шара. Но если в результате дифференциации в поверхностных оболочках накапливались более легкие составные части вещества Земли, где-то должны были накапливаться и остаточные более тяжелые, чем средний состав Земли, продукты той же дифференциации. Кстати, и

Состав верхней мантии и коры континентов
(составил Б. Г. Лутц)

Компо- ненты	Хондрит	Мантия		Шпине- левый перидо- тит	Альпи- нотип- ный ги- пербазит	Кора		Консоли- дирован- ная кора
		гранато- вый пе- ридо- тит	мантий- ный эклогит			грану- литобазитовый слой	гранито- гнейсо- вый слой	
Силикатные анализы (вес. %)								
SiO ₂	47,04	44,04	45,26	44,88	40,49	58,2	65,6	61,9
TiO ₂	0,14	0,16	0,45	0,11	0,16	0,8	0,5	0,6
Al ₂ O ₃	3,09	2,12	14,78	1,90	1,49	16,0	14,9	15,5
Fe ₂ O ₃	—	3,32	3,56	1,61	2,88	2,8	1,1	2,0
FeO	15,40	4,19	6,07	6,28	5,06	4,8	3,4	4,1
MnO	0,31	0,10	0,14	0,14	0,11	0,15	0,1	0,1
MgO	29,48	41,57	16,72	41,18	41,31	5,3	2,4	3,8
CaO	2,41	1,87	9,16	1,89	0,99	6,0	3,4	4,7
Na ₂ O	0,81	0,44	0,79	0,17	0,04	3,2	3,5	3,4
K ₂ O	0,11	0,10	0,19	0,03	0,01	2,0	3,7	2,9
Сумма	98,79	97,91	97,12	98,19	92,54	99,25	98,6	99,0
Содержание малых литофильных элементов (г/т)								
Rb	3	2,9	5,5	0,75	0,24	35	160	100
Li	2	1,4	2,0	0,5	0,5	8	25	16
Sr	11	47	76	18	2,8	265	376	320
Ba	3,4	31	51	7,5	2,6	540	777	660
TR	5,2	16	20	7,9	4,04	86	200	143
Th	0,04	0,59	0,36	0,067	0,0153	2,7	14,6	8,65
U	0,014	0,178	0,13	0,023	0,0069	0,7	2,0	1,35
Zr	33	50	—	25	33	140	150	145

упругие свойства различных оболочек земного шара указывают на расслоение его материала по плотности. Представление о дифференциации земного шара составляет важную часть космогенической теории О. Ю. Шмидта.

Сейчас господствует точка зрения, что исходный средний состав Земли сохраняется в нижней мантии. Последняя имеет состав, наиболее близкий к хондритовому, и является тем источником, от которого отделяются как более легкие так и более тяжелые вещества. Первые поднимаются и формируют верхнюю мантию, в результате дальнейшей дифференциации которой выделяется кора, вторые опускаются и их скопление ведет к образованию ядра Земли.

Состав верхней мантии и коры приведен в тех же таблицах 8 и 9. Что касается состава ядра, то он остается дискуссионным. «Классическая» точка зрения предполагает, что ядро Земли состоит из железа с примесью (около 7%) никеля. Другая крайняя точка зрения приписывает ядру силикатный состав, лишь в ограниченном размере обогащенный железом, но при этом предполагается, что силикаты, в силу большого всестороннего давления, находятся в «металлическом» состоянии: их атомы раздавлены и часть электронов находится в свободном состоянии, как в металлах. Существует и промежуточная точка зрения: внешнее ядро состоит из силикатов в «металлическом» состоянии, а внутреннее ядро — железное.

В связи с увеличением всестороннего давления с глубиной, характер химических связей должен изменяться и молекулы должны становиться все более простыми. Насколько можно судить по выбросам вулканов и кимберлитовым трубкам, верхняя мантия состоит преимущественно из перидотитов

Состав верхней мантии и коры океанов (составил Б. Г. Лутц)

Компоненты	Хондрит	Мантия		Кора
		лерцолит (исходный недифференцирован- ный материал)	гарцбургит (остаток после выплавления базальтов)	оксаническая кора
Силикатные анализы (вес. %)				
SiO ₂	47,04	45,7	45,0	48,65
TiO ₂	0,14	0,2	0,1	1,40
Al ₂ O ₃	3,09	3,7	1,7	16,52
Fe ₂ O ₃	—	5,1	6,8	2,29
FeO	15,40	3,6	2,2	6,23
MnO	0,31	0,1	0,1	0,18
MgO	29,48	38,4	42,6	6,79
CaO	2,41	2,3	0,7	12,28
Na ₂ O	0,81	0,3	0,2	2,57
K ₂ O	0,11	0,1	0,1	0,37
Сумма	98,79	99,5	99,5	97,28
Содержание малых литофильных элементов (г/т)				
Rb	3	0,52	0,54	—
Li	2	4,1	3,2	—
Sr	11	13,6	—	—
Ba	3,4	7,7	10,2	—
TR	5,2	10,6	11,5	—
Th	0,04	0,698	0,641	—
U	0,014	0,15	0,15	—

и главными минералами в ней являются оливины: форстерит и фаялит. В слое Голицына можно предполагать изменение связей в оливине между кислородом и магнием от ионных к ковалентным, что сопровождается повышением плотности приблизительно на 18%. Кроме того, в этой же зоне кремнезем, представленный выше кварцем (плотность 2,53 г/см³), переходит в свои более плотные модификации: коэсит — 2,93 г/см³ и стиповерит — 4,35 г/см³. В нижней мантии сложные силикатные молекулы должны распадаться на окислы. В ядре преобладают отдельные атомы.

Для того чтобы дифференциация осуществилась, вещество должно иметь возможность передвигаться: легкие частицы должны всплывать, тяжелые тонуть. Предполагается, что существенную роль в повышении подвижности материала Земли сыграло его разогревание. Хотя первоначально материал был холодным, но выделявшаяся при соударении частиц энергия и в особенности распад содержащихся в частицах радиоактивных элементов вели к нагреванию. Однако полностью земной шар, по-видимому, никогда не был расплавлен. Если бы он в течение некоторого времени был жидким, дифференциация его вещества по плотности завершилась бы в эту жидкую стадию. Между тем магматические явления, продолжавшиеся в течение всей геологической истории и проявляющиеся и сейчас, указывают на то, что дифференциация медленно продолжалась в течение всей жизни земного шара и не закончилась и сейчас. Такая растянутость дифференциации во времени и позволила выделяющейся в процессе ее гравитационной энергии быть основным энергетическим источником для всех эндогенных процессов в течение всей истории Земли.

Что касается механизма самой дифференциации, то он будет рассмотрен в последней главе.

КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ (ТЕКТОНОСФЕРА) ЗЕМЛИ

Все, что известно о тектонических, магматических и метаморфических явлениях, показывает, что они непосредственно связаны с процессами, протекающими в пределах коры и верхней мантии Земли. Именно в этих оболочках сосредоточены прямые причины эндогенных явлений. Значение процессов, происходящих на больших глубинах, сейчас неясно. Возможно, оно очень велико: как мы видели, есть основания предполагать, что в гравитационной дифференциации, являющейся основным источником энергии для геологических процессов, участвуют все оболочки земного шара. Но эти более глубокие процессы сказываются на поверхности не прямо, а через посредство верхней мантии и коры. Они возбуждают в последних такие движения и преобразования вещества, которые уже непосредственно приводят к тектоническим, магматическим и метаморфическим явлениям на поверхности. В связи с этой ролью коры и верхней мантии было предложено объединить эти две оболочки под общим названием «тектоносфера Земли». Состояние наших методов сейчас таково, что существует возможность в известной мере изучить процессы, происходящие в тектоносфере. Вместе с тем о процессах, идущих в более глубоких недрах Земли, можно преимущественно лишь догадываться.

В этой главе будут более подробно рассмотрены вопросы строения и развития тектоносферы, как они представляются по геофизическим и геохимическим данным.

Важнейшим отличием тектоносферы от более глубоких оболочек являются горизонтальные неоднородности, связанные с зонами разных эндогенных режимов. Строение тектоносферы оказывается в той или иной мере различным под разными эндогенными зонами.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Геологические, геофизические и геохимические данные указывают на существование на земном шаре двух основных типов коры: материковой и океанической.

Материковая земная кора. Средняя толщина ее около 40 км, но от места к месту она изменяется от 20 до 80 км. Уже давно распространена точка зрения, что толщина коры связана с высотой рельефа поверхности: она больше под возвышенностями и меньше под впадинами. Первоначально такая точка зрения основывалась на гравиметрических данных, на том, что состояние земной коры очень близко к изостатическому. Это значит, что под каждой равной площадью поверхности находится равная масса вещества. Полагая, что в нижележащих оболочках Земли горизонтальные неоднородности не существенны и что средняя плотность коры всюду одинакова, мы должны прийти к заключению, что изостазия может осуществиться только в том случае, если под горными хребтами земная кора толще, чем под впадинами. Утолщение под горами должно быть весьма значительным. Оно определяется разностью плотностей коры и верхней мантии. Поскольку эта разность сравнительно невелика (средняя плотность коры $2,8 \text{ г/см}^3$, а верхних слоев мантии $3,3 \text{ г/см}^3$), то образуемый земной корой под горным хребтом «корень» должен вдаваться в мантию на глубину, в несколько раз превышающую высоту хребта над уровнем моря (если исходить из приведенных цифр средних плотностей, то в $5 \frac{1}{2}$ раз). Компенсация поверхностного рельефа

соответствующим рельефом подошвы коры представляет собой изостатическую модель, предложенную еще в середине прошлого века английским геодезистом Дж. Эри. Ее называют «изостазией по Эри».

Первые проверки представлений о «корнях гор» с помощью метода глубинного сейсмического зондирования дали положительный результат. Действительно, под высокими горами раздел Мохоровичича обнаруживался на большей глубине, чем под низменностями. Но когда накопился значительный фактический материал, выяснилось, что такая закономерность выдерживается только при сравнении между собой очень высоких хребтов и низменностей. Например, под Памиром толщина коры достигает 70 км, под Гималаями 80 км, а под Венгерской низменностью она равна всего лишь 20 км. Малая мощность коры наблюдается в больших грабенах (в Рейнском грабене 20 км). Но при средних высотах рельефа наблюдаются очень большие колебания толщины коры, не имеющие связи с рельефом. Например, на Русской равнине при средней толщине коры 35—40 км, есть район (на Украинском кристаллическом щите), где мощность коры достигает 55 км. Такую же толщину коры имеет под Главным Кавказским хребтом, хотя он поднят в среднем на 3 км над Русской равниной. Под Ферганской депрессией толщина коры такая же, как под соседними горными хребтами (в том и другом случае 50 км).

Отсюда можно заключить, что изостазия осуществляется более сложным путем, чем это предполагает модель Эри. Частично она может осуществляться путем горизонтальных изменений плотности коры, т. е. в соответствии с изостатической моделью английского геодезиста Дж. Пратта, который предполагал, что кора имеет плоскую подошву, а компенсация рельефа происходит за счет уменьшения средней плотности коры под возвышенностями и увеличения ее под депрессиями. Сейсмическое зондирование показывает, что в чистом виде модель Пратта не существует, но то или иное ее сочетание с моделью Эри вполне возможно. Однако еще больше оснований предполагать, что изостазия осуществляется не в пределах одной коры, а во всей тектоносфере в целом, т. е. в коре и верхней мантии совместно. Другими словами, различное соотношение между рельефом и толщиной коры указывает на наличие горизонтальных плотностных неоднородностей не только в коре, но и в верхней мантии.

Интересно отметить, что некоторые зоны аномальной толщины коры являются наследием древних структур. Например, зона очень мощной коры на Украинском щите, которая никак не сказывается в поверхностном рельефе, имеет меридиональное простирание. Такое простирание в этой области наблюдается в протерозойских структурах. Очевидно, некоторые протерозойские структуры оказались как бы «замороженными» и сохранились в строении коры и верхней мантии.

Следует, однако, отметить, что состояние верхних оболочек Земли можно считать изостатическим лишь в первом приближении. Области, где современные тектонические движения характеризуются малой интенсивностью (древние платформы, океанические котловины), действительно, находятся в состоянии, очень близком к изостазии. Но в областях современной большой тектонической активности положение иное: там имеются заметные нарушения изостазии. При этом интересно, что, как показал М. Е. Артемьев, современные вертикальные движения коры, как правило, направлены не в сторону ослабления аномалии, а в сторону ее усиления. Интенсивные поднятия и опускания в большинстве случаев оказываются антиизостатическими. Например, антиизостатическим является современное поднятие Главного Кавказского хребта. Если бы он следовал силам, направленным к восстановлению равновесия, он должен был бы не подниматься, а опускаться; так как он перегружен. А находящийся к северу от него передовой прогиб должен был бы не опускаться, а подниматься, поскольку он недогружен.

В соответствии с изостатическими аномалиями движутся области, недавно освободившиеся от ледового покрова: на Балтийском и Канадском

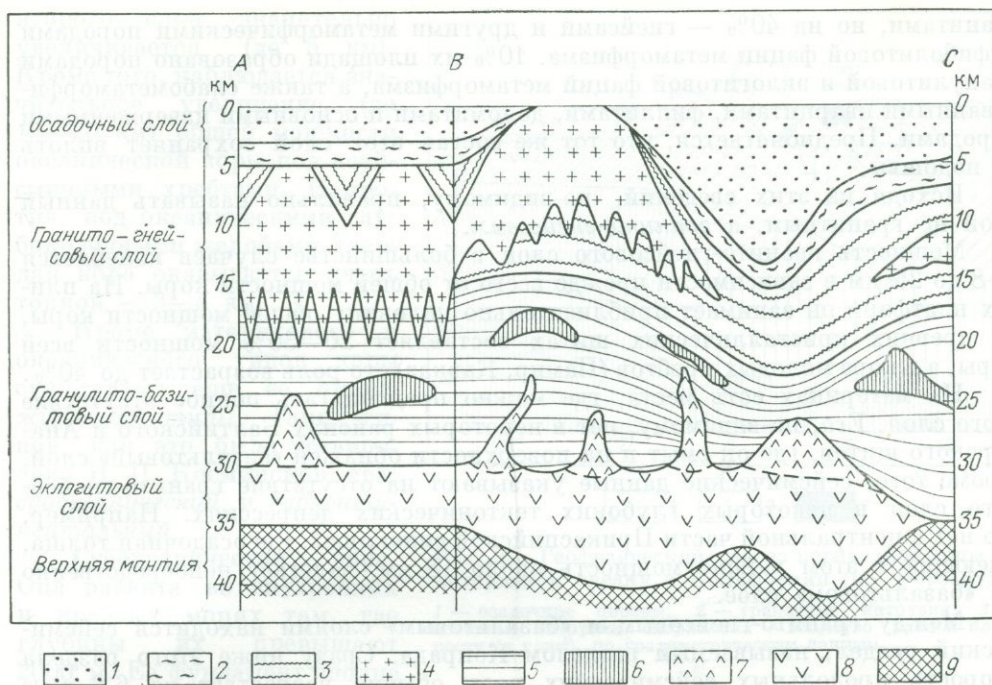


Рис. 84. Схема строения материковой земной коры

А—В — усредненное строение; В—С — наблюдаемые пределы колебаний мощностей отдельных слоев коры; породы: 1 — осадочные, 2 — метаморфические зеленосланцевой фации, 3 — метаморфические амфиболитовой фации; 4 — граниты; 5 — метаморфические породы гранулитовой фации; 6 — анортозиты и чарнокиты; 7 — габброидные интрузии; 8 — смесь пород гранулитовой фации и эклогитов; 9 — верхняя мантия

щитах аномалии отрицательные и эти щиты поднимаются. Опускание некоторых морей также направлено в сторону восстановления равновесия: положительные изостатические аномалии наблюдаются, например, в Эгейском и Тирренском морях, в западной части Средиземного моря, где в недавнее геологическое время произошло опускание, которое, вероятно, продолжается до сих пор.

Эти соотношения между вертикальными движениями коры и изостатическими аномалиями должны быть приняты во внимание при попытке выяснить причины колебательных движений. Антиизостатичность движений, вероятно, свидетельствует в пользу горизонтального перетекания материала где-то в глубине тектоносферы от прогибов к поднятиям. Что касается поднятия областей недавнего оледенения в соответствии с отрицательной аномалией, то оно объясняется разгрузкой их ото льда, после чего равновесие еще не установилось в силу высокой вязкости глубинного вещества. Опускание же морей, характеризующихся положительными аномалиями, наводит на мысль о процессе уплотнения вещества на глубине.

В строении материковой коры обычно выделяют три слоя: осадочный, «гранитный» и «базальтовый». За исключением осадочного слоя, эти названия условны и основаны на сопоставлении упругих свойств слагающего соответствующие слои со свойствами широко распространенных горных пород. В настоящее время тем же слоям могут быть даны названия, ближе отвечающие их действительному составу (рис. 84).

Осадочный слой, как известно, имеет прерывистое распространение. Его мощность меняется от 0 до 20 км. В среднем она равна 3 км.

«Гранитный» слой, по сейсмическим данным, характеризуется скоростями продольных сейсмических волн от 5,0 до 6,5 км/с. Состав верхней части этого слоя известен по выходам его на поверхность, главным образом на древних кристаллических щитах. Щиты приблизительно на 50% сложены

гранитами, но на 40% — гнейсами и другими метаморфическими породами амфиболитовой фации метаморфизма. 10% их площади образовано породами гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма, а также слабометаморфизованными кварцитами, филлитами, доломитами и основными изверженными породами. Предполагается, что тот же состав этот слой сохраняет вплоть до подошвы.

Исходя из этих сведений, по-видимому, правильно называть данный слой не гранитным, а *гранито-гнейсовым*.

Мощность гранито-гнейсового слоя в большинстве случаев колеблется от 8 до 25 км в зависимости прежде всего от общей мощности коры. На плитах платформ он занимает приблизительно половину общей мощности коры, на древних кристаллических щитах составляет 20—30% мощности всей коры, а в коре молодых хребтов (Памир, Кавказ) его роль возрастает до 40%.

На материках есть места, где можно предполагать полное отсутствие этого слоя. Его, по-видимому, нет в некоторых районах Балтийского и Анабарского щитов, где он смыт и на поверхности обнажен «базальтовый» слой. Кроме того, сейсмические данные указывают на отсутствие гранито-гнейсового слоя в некоторых глубоких тектонических депрессиях. Например, его нет в центральной части Прикаспийской синеклизы, где осадочная толща, имеющая в этом районе мощность около 18 км, залегает непосредственно на «базальтовом» слое.

Между гранито-гнейсовым и «базальтовым» слоями находится сейсмический раздел, называемый разделом Конрада. Сразу ниже этого раздела скорость продольных сейсмических волн обычно возрастает до 6,6 км/с или больше. Она может увеличиться к подошве коры до 7,3 км/с.

В настоящее время установлено, что «базальтовый» слой, называемый также «нижней корой», сложен преимущественно метаморфическими породами гранулитовой фации метаморфизма, среди которых основную роль играют плагиогнейсы с гранатом и пироксеном при почти полном отсутствии слюд (Б. Г. Лутц). Здесь же присутствуют анортозиты, чарнокиты, а также другие основные интрузивные породы. Именно такой комплекс пород обнажается на кристаллических щитах там, где предполагается отсутствие гранито-гнейсового слоя. Поэтому правильнее называть этот слой не «базальтовым», а *гранулит-базитовым*.

В самой нижней части коры, судя по ксенолитам кимберлитовых трубок, в ряде мест, но не везде, залегает слой эклогитов небольшой мощности. Коровый эклогит, состоящий из граната и пироксена, представляет собой результат застывания базальтовой магмы под давлением и обладает чрезвычайно высокой плотностью (3,6 г/см³). Образование его надо ставить в связь с выделением базальта из верхней мантии. Об этом процессе речь будет идти ниже.

Океаническая кора. Она отличается от материковой значительно меньшей толщиной. Твердая океаническая кора имеет толщину обычно около 6—7 км. Если принять среднюю толщину водного покрова в 5 км, то подошва океанической коры (раздел Мохо) окажется на глубине 11—12 км.

Океаническая кора отличается от материковой и своим составом. Она лишена гранито-гнейсового слоя. Тонкий, не более нескольких сот метров толщиной, осадочный слой залегает на базальтовом, «втором», слое. Мощность последнего обычно 1,0—1,5 км. Скорость продольных сейсмических волн в нем 5,0—5,5 км/с. Ниже находится «третий» слой, называемый также «океаническим», состав которого, как уже указывалось, неизвестен, но по различным признакам можно предполагать, что он сложен и состоит из различных основных и ультраосновных магматических пород — габбро, перидотитов, пироксенитов. Многие из пород серпентинизированы. Некоторые исследователи предполагают значительную роль в этом слое амфиболитов. Сейсмические скорости в третьем слое 6,5—7,0 км/с.

Изменения в строении коры наблюдаются в зоне срединных хребтов, где по направлению к оси хребта третий слой выклинивается и мощность

второго слоя значительно увеличивается (до 5 км). Кроме того, наблюдается значительное увеличение (до 15—20 км) общей мощности океанической коры под асейсмичными хребтами. Напротив, под океаническими глупководными желобами твердая кора оказывается очень тонкой — 3—4 км.

Кроме материкового и океанического типов коры существуют еще ее *промежуточные типы*. Таких типов, как это было установлено И. П. Косминской, два: *субокеанический* и *субконтинентальный*.

Субокеаническая кора. Она развита во внутренних и краевых морях там, где глубины их превышают 2000 м. Ее фундамент вполне

сходен с фундаментом океанической коры, а отличием является лишь большая мощность рыхлых осадков. Во многих морях мощность последних колеблется от 3 до 6 км, но, как уже указывалось, в некоторых морях она увеличивается до 8 и даже 20 км. Эта последняя огромная мощность была обнаружена сейсмическими методами в южной части Каспийского моря.

Вторым отличием субконтинентальной коры является отсутствие четко выраженного раздела Конрада: переход от гранито-гнейсового слоя к гранулитобазитовому в ней постепенен. Это последнее свойство субконтинентальной коры особенно ясно проявляется на островных дугах.

Указанное обычное разделение коры на 2—3 слоя — лишь очень приближенная схема. Сплошь и рядом количество слоев, различающихся скоростями сейсмических волн или разделяемых поверхностями, от которых сейсмические волны отражаются, оказывается значительно большим. При этом трудно бывает определить, какую именно поверхность раздела следует считать разделом Конрада.

Сопоставление данных, полученных сейсмическими методами в разных районах, приводит к выводу, что количество слоев в коре, их толщина и свойственные им сейсмические скорости изменяются на близких расстояниях. Земная кора оказывается разделенной на блоки небольшого размера (десятки и немногие сотни километров в поперечнике), имеющие разное внутреннее строение. Те же данные показывают, что границы между такими блоками

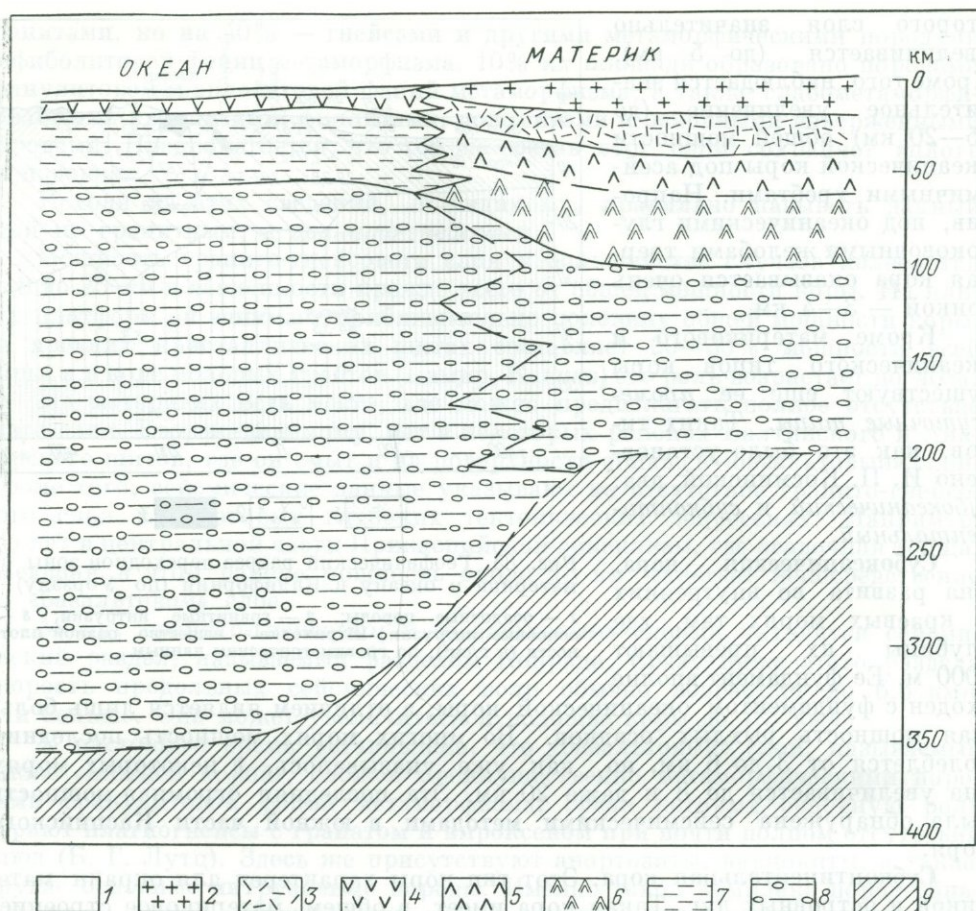


Рис. 86. Схема перехода от материковой тектоносферы к океанической

1 — вода; 2 — гранито-гнейсовый слой; 3 — гранулит-базитовый слой; 4 — базальтовая океаническая кора; 5 — преимущественно альпинотипные гипербазиты; 6 — преимущественно шпинелевые гипербазиты; 7 — преимущественно гранатовые гипербазиты; 8 — астеносфера (гранатовые гипербазиты с включением жидкого базальта); 9 — слой Голицына

часто выражены в форме вертикальных разломов, проходящих через всю кору.

Переход от материковой коры к океанической происходит обычно в пределах континентального склона там, где глубина моря или океана достигает приблизительно 2000 м. На этой глубине выклинивается гранито-гнейсовый слой. Что касается гранулит-базитового слоя, то скорости сейсмических волн в нем такие же, как в третьем слое океанической коры. Поэтому на старых схемах эти слои объединяли в один слой, предполагая, что «базальтовый» слой материковой коры продолжается непосредственно в базальтовую кору океанов. Сейчас мы знаем, что состав океанической коры и нижней материковой коры различен и, следовательно, ни один слой коры не протягивается насквозь с материка в океан: материковая кора полностью обрывается на континентальном склоне, замещаясь совершенно иной, океанической, корой. Впрочем, детали перехода одного типа коры в другой еще недостаточно изучены (рис. 86).

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Сразу под разделом Мохоровичича и на материках и в океанах сейсмические скорости возрастают до 8,0—8,2 км/с. Эти скорости являются типичными для кровли мантии. Однако существуют зоны, где кровля мантии устроена

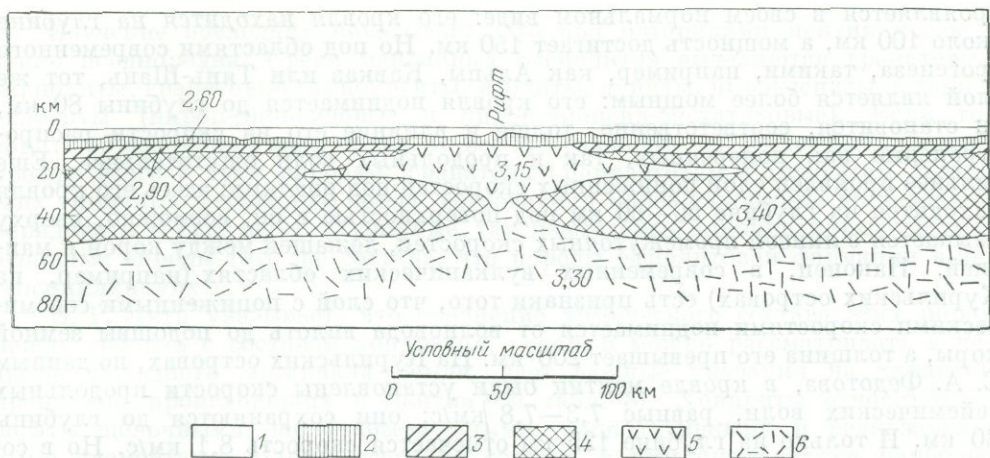


Рис. 87. Схема строения тектоносферы под срединным океаническим хребтом

1 — вода; 2 — второй слой океанической коры; 3 — третий слой океанической коры; 4 — субстрат (скорость продольных волн 8,1 км/с); 5 — линза вещества с промежуточными сейсмическими скоростями (7,4—7,8 км/с); 6 — астеносфера. Цифры — предполагаемая плотность вещества (г/см³)

иначе. Такими зонами являются рифты как океанические, приуроченные к срединно-океаническим хребтам, так и материковые. Аномальность строения в этих случаях состоит в том, что между подошвой коры, мощность которой уменьшена до 20—30 км, и кровлей типичной мантии обнаруживается линза мощностью до 20 км, сложенная материалом с сейсмическими скоростями, промежуточными между коровыми и мантийными (7,4—7,8 км/с). Ее состав считается смесью корового и мантийного материала (рис. 87).

С глубиной сейсмические скорости возрастают, и в нескольких десятках километров ниже поверхности Мохоровичича можно встретить скорости до 9,0 км/с. В этой верхней части мантии обнаружены отражающие поверхности, но они имеют, по-видимому, локальное значение.

По наблюдениям над поверхностными сейсмическими волнами установлено, что на глубине, которая в океанах близка к 50 км, а на материках колеблется между 80 и 120 км, начинается слой пониженных сейсмических скоростей, где скорость распространения сейсмических волн приблизительно на 0,3 км/с ниже их скорости в вышележащем слое мантии. Снизу слой пониженных скоростей также ограничен средой с большими сейсмическими скоростями. Попавшая в слой пониженных сейсмических скоростей упругая волна, в соответствии с законами распространения волн, отражается как от вышележащих, так и от подстилающих слоев и распространяется преимущественно внутри этого слоя, как в канале. Такой канал называется волноводом. Поэтому и слой пониженных сейсмических скоростей называется *сейсмическим волноводом*.

Волновод, как мы увидим, играет исключительно большую роль в развитии тектоносферы и во всех эндогенных геологических процессах.

Под океанами волновод распространяется в глубь до 300—400 км, а под материками его толщина колеблется в пределах 100—150 км. Ниже, в слое Голицына, сейсмические скорости значительно возрастают.

Установлены горизонтальные неоднородности в волновод. Они явно связаны с характером эндогенных режимов. Волновод чрезвычайно слабо выражен, а местами, по-видимому, и совсем отсутствуют под наиболее стабильными областями коры — древними кристаллическими щитами. Там, где волновод под щитами присутствует, он начинается на глубине свыше 100 км (на Канадском щите 115 км) и заканчивается на глубине 200 км. При этом он сказывается на скорости распространения только поперечных волн и не влияет на скорость продольных. Под плитами платформ этот слой

проявляется в своем нормальном виде: его кровля находится на глубине около 100 км, а мощность достигает 150 км. Но под областями современного орогенеза, такими, например, как Альпы, Кавказ или Тянь-Шань, тот же слой является более мощным: его кровля поднимается до глубины 80 км, он становится, соответственно, толще и влияние его на скорости распространения как поперечных, так и продольных волн ощутительнее. Еще сильнее проявлен слой пониженных скоростей под рифтами; здесь его кровля находится на глубине 50—60 км под поверхностью и он, возможно, вверху смыкается с линзой промежуточных скоростей, лежащей между корой и мантией. Наконец, в современных вулканических областях (например, на Курильских островах) есть признаки того, что слой с пониженными сейсмическими скоростями поднимается от волновода вплоть до подошвы земной коры, а толщина его превышает 200 км. На Курильских островах, по данным С. А. Федотова, в кровле мантии были установлены скорости продольных сейсмических волн, равные 7,3—7,8 км/с; они сохраняются до глубины 80 км. И только на глубине 125 км отмечается скорость 8,1 км/с. Но в соседних районах Тихого океана и Охотского моря уже непосредственно под корой скорости превышают 8 км/с.

Интересные данные о волноводе были получены М. Берри и Л. Кноповым для западной части Средиземного моря. Под морем слой низких сейсмических скоростей залегает на глубине 50 км. К берегам он погружается до 100 км. Следовательно, под Средиземным морем верхняя мантия построена по океаническому типу.

Судить о составе верхней мантии можно по ряду как прямых, так и косвенных признаков.

На поверхности Земли огромный объем среди пород занимают базальты. Они толстым слоем покрывают все дно океана и широко распространены в земной коре на материках. Не подлежит сомнению, что базальтовая магма образуется глубже коры — в мантии. Однако представить себе, что верхняя мантия состоит из базальта или его интрузивного аналога — габбро, невозможно, так как этому противоречат скорости сейсмических волн (которые в мантии слишком велики для габбро), плотность (которая тоже слишком велика) и тепловой поток (в случае габбрового состава мантии он должен был быть значительно выше, чем наблюдаемый).

Часть этих противоречий может быть снята, если предположить, что верхняя мантия состоит из эклогита, имеющего химический состав базальта, но обладающего значительно большими, чем базальт, плотностью и скоростью распространения сейсмических волн. Однако затруднения с размером теплового потока остаются. Кроме того, это предположение опровергается прямым изучением состава пород, имеющих мантийное происхождение. Такие породы образуют ультраосновные интрузии как на материках, так и в океанах, а также широко представлены в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках и в базальтовых излияниях. Особенно интересны с этой точки зрения кимберлитовые трубки: судя по содержащимся в них алмазам и другим минералам, требующим для своего образования высокого давления, они поднимаются с глубины от 70 до 280 км и, следовательно, могут выносить с собой обломки глубоких слоев верхней мантии. Ксенолиты из трубок были специально изучены Б. Г. Лутцем, а также В. С. Соболевым с сотрудниками.

Кимберлитовые трубки и базальтовые экструзии на материках содержат включения разного состава. Но этот состав оказывается одинаковым для Сибири, Африки, Австралии и Америки, что свидетельствует о том, что включения не случайны и что по ним можно судить о типичном составе пород в глубоких недрах. Естественно, что среди включений, кроме пород мантийного происхождения, присутствуют и породы, захваченные из разных слоев земной коры. Так, среди них можно встретить ксенолиты осадочных пород, метаморфические породы гранулитовой фации и эклогитоподобные породы, происходящие из низов коры. Мантия здесь представлена ультраосновными и основными породами.

Изучение последних показывает, что под материками мантия чрезвычайно неоднородна. Среди мантийных ксенолитов выделяются гранатовые перидолиты, гранатовые гарцбургиты, верлиты, дуниты, пироксениты, а также эклогиты (пироп-диопсидовые и пироп-диопсид-энстатитовые). Если говорить об основных типах пород, то все это разнообразие может быть сведено прежде всего к двум породам: гранатовым перидотитам и эклогитам. Кроме этих типичных глубинных пород, встречаются менее глубинные шпинелевые перидотиты и еще менее глубинные, так называемые альпинотипные ультраосновные породы того же состава, что породы офиолитовой формации в эвгеосинклиналях.

Б. Г. Лутц указывает, что сравнение химического состава этих пород между собой и с составом хондритов, который можно рассматривать в качестве исходного материала Земли, дает важные указания на характер процессов, происходящих в мантии (см. табл. 8). Хондриты относительно богаты щелочными, щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами. Ближе всего по составу к ним оказываются наиболее глубинные гранатовые перидотиты. Шпинелевые перидотиты и особенно альпинотипные гипербазиты содержат значительно меньше этих элементов. Но земная кора материков, напротив, чрезвычайно обогащена не только кремнием, но и щелочными, щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами. Однако по сравнению с мантийными породами в ней меньше магния, хрома, никеля и некоторых других элементов. Это позволяет видеть в материковой земной коре продукт дифференциации мантийного вещества, а в гипербазитах мантии, залегающих относительно неглубоко (т. е. в шпинелевых и альпинотипных перидотитах), — остаток от этой дифференциации.

Интересно определить, какая толща пород верхней мантии должна быть вовлечена в дифференциацию, чтобы кора могла получить требуемое для нее количество элементов. Соответствующие подсчеты были сделаны А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским. Для литофильных элементов получаются следующие глубины: для кремния 60 км, для алюминия 140 км, для кальция 50 км, для натрия 180 км, для калия 1300 км. Последняя цифра особенно выразительно указывает на связь состава материковой земной коры с очень глубокими недрами Земли.

Породы, представляющие верхнюю мантию под океанами, найдены в обрывах рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Это — также перидотиты, но гораздо более однообразного состава, чем ультраосновные породы материковой мантии. Они близки по составу к наиболее глубинным гранатовым перидотитам материковой мантии и, как и последние, богаты щелочными, щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами (см. табл. 9). В то же время они образуют самые верхние слои мантии под океанами. Отсюда следует, что океаническая мантия значительно менее дифференцирована, чем материковая. Это подтверждается и подсчетами глубины дифференциации для отдельных элементов: максимально она равна 40 км для всех литофильных элементов.

Следует еще раз подчеркнуть наличие существенных различий между океаническими и альпинотипными гипербазитами. Первые по своему составу являются представителями слабо дифференцированного, почти первичного хондритового материала, тогда как вторые должны рассматриваться как остаток от далеко зашедшей дифференциации того же материала, дополнительные составные части которого выделились в кору (см. табл. 8 и 9). Поэтому нельзя ставить знак равенства между этими двумя группами ультрабазитов, что опровергает распространенные теперь представления об офиолитах эвгеосинклиналей как об «океаническом дне».

Перидотит, как главная порода верхней мантии, соответствует всем геофизическим параметрам: плотности, сейсмическим скоростям, размеру теплового потока. Но необходимо убедиться в том, что перидотитовая верхняя мантия может быть источником базальтовой лавы, выливающейся на

поверхность в столь больших объемах, и что из перидотитовой мантии путем дифференциации может выделяться земная кора. Присутствующие в верхней мантии эклогиты не могут быть непосредственными источником базальтов, так как, во-первых, они играют в мантии, несомненно, подчиненную роль, образуя, по-видимому, лишь местные скопления среди перидотитов, и, во-вторых, мантийные эклогиты по составу отличаются от тех, которые встречаются в коре и стоят ближе к ультраосновным породам, чем к базальту.

Оказалось, однако, что нет затруднений в том, чтобы рассматривать гранатовые перидотиты в качестве источника образования базальтов. Многочисленные эксперименты показали, что при нагревании перидотитов при различных всесторонних давлениях и температурах, обычных для верхней мантии (от 1225 до 1500° С), происходит частичное плавление с выделением жидкого базальта. Следует подчеркнуть, что это, именно, *частичное* плавление; полное плавление перидотита при давлениях, существующих в мантии, может наступить только при температуре около 2000°, которая в верхней мантии маловероятна. При частичном плавлении плавятся главным образом зерна граната и пироксена, а в остатке оказываются преимущественно оливины, скопления которых образуют дуниты.

Те же эксперименты показали, что при различном всестороннем давлении выплавляются базальты разного состава; выплавленные при больших давлениях базальты содержат больше щелочей, чем базальты, выплавленные при меньших давлениях. Были сделаны попытки определить абсолютную глубину образования базальтовых лав разного состава. Так, например, австралийские геохимики Д. Грин и А. Рингвуд на основании проведенных ими опытов указывают, что высокоглиноземистые оливиновые телеиты должны выплавляться на глубине около 30 км, щелочные оливиновые базальты — на глубинах между 35 и 60 км, а пикриты — на глубине около 90 км. Но эти глубины могут значительно отличаться от тех, на которых соответствующие разновидности базальтов выплавляются в природе. Глубина выплавления в значительной степени зависит от содержания в перидотитах воды и от того, как далеко зашел процесс выплавления. Кроме того, следует указать, что всестороннее давление не всегда соответствует весу столба вышележащих пород. В тектоносфере, по-видимому, временно могут существовать области аномально высокого и аномально низкого давления. Повышенное давление может быть вызвано скоплением газов, области пониженного давления могут быть связаны с разряжением под глыбами земной коры, которые засасываются в глубину оттоком из-под них материала. Это делает связь давления с глубиной не всегда однозначной. Например, широкое развитие щелочных базальтов в материковых рифтовых поясах правдоподобнее объяснить тем, что последние являются зонами повышенного давления газов в мантии, чем очень глубоким происхождением базальтовых лав. Большое значение имеет и начальный состав перидотитов, подвергающихся частичному плавлению. Поскольку верхняя мантия под материками отличается от мантии под океанами степенью дифференциации, состав океанических базальтов может отличаться от состава материковых базальтов, выплавляемых на той же глубине.

Исходя из наблюдаемого поверхностного геотермического градиента и из экспериментально наблюдаемой или вычисленной теплопроводности пород коры и верхней мантии, можно составить представление о распределении температур в тектоносфере. На рис. 88 изображены две кривые распределения температур (1 и 2) на глубине от поверхности до 115 км, полученные Е. А. Любимовой. Различие между ними определяется различием данных, положенных в основу их построения. Реальные температуры должны находиться между двумя этими кривыми.

Сопоставление кривых с температурами, необходимыми в условиях давления, существующего в верхней мантии, для частичного плавления перидотита, показывает, что такие температуры могут быть достигнуты на глубине около 100 км. Это видно по пересечению соответствующих кривых

на том же рисунке. Если бы диаграмма была продолжена вниз, мы обнаружили бы, что обратное пересечение тех же кривых происходит на глубине около 400 км. Другими словами, при наиболее вероятном распределении температур в верхней мантии частичное плавление слагающего его перидотита возможно в интервале глубин от 100 до 400 км.

Сразу бросается в глаза, что это глубины, близкие к тем, в пределах которых находится слой пониженных сейсмических скоростей. Отсюда становится ясной природа этого слоя. Сейчас считается установленным, что он является слоем частичного плавления перидотитов и состоит из смеси двух фаз: твердой, образованной главным образом оливинами, и жидкой — базальтового состава. Наличие жидкости в слое и приводит к снижению скорости.

Такой взгляд на структуру волновода подтверждается результатами измерения электропроводности вещества мантии на разных глубинах. Электропроводность расплава выше электропроводности твердой породы во многие десятки раз. Для измерения электропроводности земных недр используются земные токи, индуцированные вариациями внешнего магнитного поля Земли. Эти токи проникают на сотни километров в глубь земного шара.

Там, где, по наблюдениям над поверхностными сейсмическими волнами, устанавливается подъем астеносферы, приближенными к поверхности оказываются и слои большой

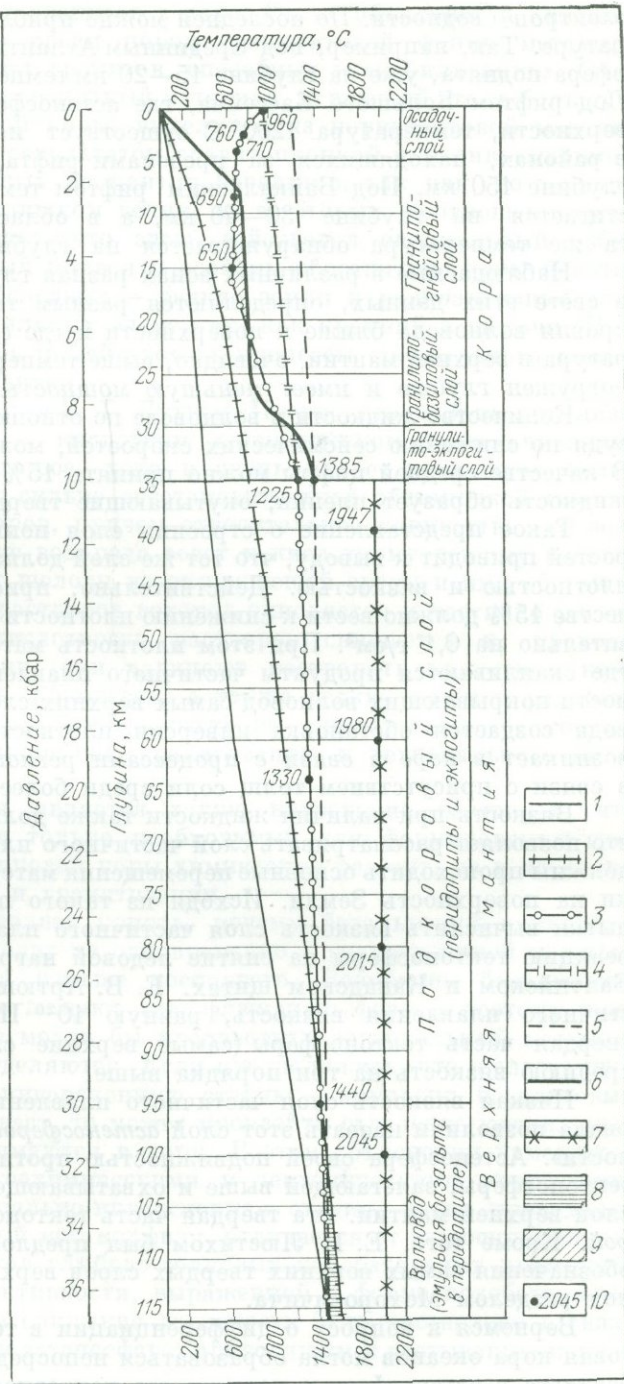


Рис. 88. Диаграмма тепловых состояний тектоносферы материков

Температура: 1 — минимальная «нормальная» (платформенная), 2 — максимальная, 3 — гранитизации (в коре) и выплавления базальта (в верхней мантии), 4 — сухого плавления в коре, 5 — поднимающихся астенолитов (адиабатическая), 6 — в коре в эпоху регионального метаморфизма и гранитизации («геосинклинальная» температура), 7 — полного плавления, ультраосновных пород верхней мантии; 8 — область выплавления базальта из перидотитов (волновол); 9 — область выплавления гранитизации; 10 — температура в °C (1—2 по Е. А. Любимовой; 3—4 по О. Таттлу и Н. Боуэну, 5—7 по Г. Йодеру и К. Тилли)

электропроводности. По последней можно приблизительно судить и о температуре. Так, например, под Срединным Атлантическим хребтом, где астеносфера поднята, уже на глубине 15—20 км температура достигает 800—1000°. Под рифтом Большого Бассейна, где астеносфера также приближена к поверхности, температура 1200°С существует на глубине 50 км, тогда как в районах, находящихся за пределами рифта, она встречается только на глубине 150 км. Под Байкальским рифтом температура 1000—1100°С достигается на глубине 30—40 км, а в области Иркутского амфитеатра та же температура обнаруживается на глубине 120 км.

Наблюдаемые в различных зонах разная глубина и толщина волновода, в свете этих данных, определяются разным тепловым режимом: там, где кровля волновода ближе к поверхности и где его мощность больше, температура в верхней мантии, очевидно, выше температуры тех зон, где волновод погружен глубже и имеет меньшую мощность.

Количество жидкости в волноводе по отношению к твердым кристаллам, судя по снижению сейсмических скоростей, может колебаться от 5 до 25%. В качестве средней цифры можно принять 15%. Следует предполагать, что жидкость образует пленки, окутывающие твердые кристаллы.

Такое представление о строении слоя пониженных сейсмических скоростей приводит к выводу, что тот же слой должен отличаться пониженными плотностью и вязкостью. Действительно, присутствие жидкости в количестве 15% должно вести к снижению плотности вещества волновода приблизительно на 0,1 г/см³. При этом плотность материала в кровле волновода, где скапливаются продукты частичного плавления, становится ниже плотности покрывающих волновод самых верхних слоев мантии. В кровле волновода создается обстановка инверсии плотностей, подобная той, которая возникает в коре в связи с процессами регионального метаморфизма или в связи с присутствием толщ соли среди более плотных осадочных пород.

Вязкость при наличии жидкости также должна значительно снизиться, что позволяет рассматривать слой частичного плавления как зону, в которой должны происходить основные перемещения материала при изменении нагрузки на поверхность Земли. Исходя из такого представления, делались попытки вычислить вязкость слоя частичного плавления. Для этого изучали реакцию тектоносферы на снятие ледовой нагрузки после таяния льда на Балтийском и Канадском щитах. Е. В. Артюшков получил для слоя частичного плавления вязкость, равную 10^{20} П, тогда как вышележащая твердая часть тектоносферы (самые верхние слои мантии и кора) имеет среднюю вязкость на три порядка выше.

Низкая вязкость слоя частичного плавления и подвижность его материала позволили назвать этот слой *астеносферой*, т. е. геосферой «без прочности». Астеносфера своей подвижностью противопоставлена твердой части тектоносферы, залегающей выше и охватывающей кору и надастеносферные слои верхней мантии. Эта твердая часть тектоносферы называется *литосферой*. Кроме того, Е. Н. Люстихом был предложен термин «субстрат» для обозначения самых верхних твердых слоев верхней мантии, лежащих сразу под разделом Мохоровичича.

Вернемся к вопросу о дифференциации в тектоносфере Земли. Базальтовая кора океанов могла образоваться непосредственно путем выплавления базальта в астеносфере и подъема его как относительно легкого материала к поверхности. Формирование материковой коры так просто объяснить невозможно. В ней присутствуют очень большие объемы кислых пород, богатых кремнеземом, щелочами, а также редкоземельными и радиоактивными элементами. Происхождение этих объемов гранитной магмы представляет давнюю и трудную проблему. Часть гранитов образовалась путем переплавления находившихся уже в коре более древних гранитов или путем гранитизации осадочных и метаморфических пород с помощью тех химических подвижных реагентов, которые изгонялись нагреванием из нижних слоев коры. Но этот механизм является, конечно, вторичным и не может

объяснить появления первых гранитов в коре. Он не объясняет и явления гранитизации, наблюдаемые среди пород гранулитовой фации метаморфизма, ниже которых уже нет гранитов, способных к «мобилизации». Очевидность убеждает в том, что гранитный материал, играющий столь большую роль в строении материковой коры, выделился из перидотитовой мантии. Но он не мог быть прямым результатом гравитационной или ликвационной дифференциации выплавленных из мантии базальтов, так как, во-первых, объем гранитов для этого слишком велик, и, во-вторых, соотношение различных элементов показывает, что здесь действовал специальный избирательный механизм, который привел к особому обогащению коры некоторыми элементами. Среди последних — редкие земли и радиоактивные элементы, помимо таких литофильных элементов, как кремний и щелочи. При образовании коры должны были действовать процессы специального извлечения этих элементов из мантии.

Этот вопрос был разработан Б. Г. Лутцем. Предполагаемый им механизм основан на представлении о кислотном магматическом выщелачивании. В мантии содержится некоторое, хотя и очень малое, количество воды. Но, вместе с тем, в связи с сильно восстановительной обстановкой там содержится и свободный водород, причем относительное количество его возрастает с глубиной. Наличие водорода ведет к кислотному режиму водных растворов и они поглощают щелочи из окружающей среды и ими обогащаются. Но по мере подъема растворов водород окисляется и частично улетучивается. В результате кислотность растворов снижается и, проходя через верхние слои мантии, они начинают растворять кислотные компоненты, в первую очередь кремнезем, а также редкие земли и радиоактивные элементы. Теперь глубинные растворы приобретают тот состав, который необходим для процессов гранитизации и регионального метаморфизма.

Результатом окисления является также нагревание растворов, что позволяет видеть в них не только необходимый для формирования гранито-гнейсового слоя материковой коры химический реагент, но и источник энергии для метаморфизма и гранитизации.

Тот же механизм позволяет понять, почему базальтовый вулканизм в эвгеосинклиналях происходит не одновременно с гранитизацией и региональным метаморфизмом, а раньше последнего. Возможно, базальтовые магмы при выплавлении поглощают всю флюидную фазу и поэтому ювенильные растворы, которые могли бы производить региональный метаморфизм и гранитизацию, не отделяются. Если предположить, что в следующий этап — в геосинклинально-инверсионную стадию — эмульсия базальтовых пленок в астеносфере застывает, то может произойти отделение ювенильных растворов, которые и поднимаются в кору. В этом объяснении намечается интересная связь между геохимическими и тектоническими процессами: мы видели, что геосинклинально-инверсионная стадия, когда происходят гранитизация и региональный метаморфизм, отличается от эвгеосинклинальной сглаживанием контрастов глыбово-волновых колебательных движений, снижением тектонической активности, выраженной в форме колебательных движений. Не может ли это снижение активности быть поставлено в связь с понижением температуры в астеносфере, приводящим к застыванию капель базальта?

Океаническая мантия не выделяет растворов, обогащенных кремнием и щелочами. Причину этого, может быть, следует искать в том, что температура в ней выше, чем в материковой мантии, и в океанической астеносфере не происходит застывания базальтовых пленок, которое необходимо для отделения глубинных растворов.

Особой проблемой является происхождение огромных объемов андезитов, выделяемых вулканами островных дуг второго типа. Эксперименты показали, что андезит может быть выплавлен из эклогита базальтового состава. Оказывается, при плавлении корового эклогита первое вещество,

которое выплавляется из него при повышении температуры, имеет андезитовый состав.

Но можно предположить и другой способ образования андезитов. Средний состав материковой коры очень близок к составу андезитов. Следовательно, последние могут формироваться путем плавления материала коры, при котором вещество разных ее слоев смешивается. Можно допустить, что на границе с океаном, там, где окраина последнего принадлежит к тихоокеанскому типу, происходит подплавление земной коры. С этим процессом можно связать и основные признаки развитой вдоль тихоокеанских окраин субконтинентальной коры: ее малую мощность и отсутствие внутреннего расчленения на слои

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ТЕКТОНОСФЕРЫ

При указанных выше средней величине теплового потока, равной $1,5 \times 10^{-6}$ кал/(с·см²), и наиболее распространенной величине потока $1,1 \times 10^{-6}$ кал/(с·см²) наблюдаются значительные локальные колебания этих величин. Колебания коррелируются с современными эндогенными зонами, а также со степенью выраженности астеносферы: в тех зонах, где астеносфера выражена сильнее, тепловой поток интенсивнее, где астеносфера слабо выражена — тепловой поток слабее.

Говоря о материках, следует прежде всего отметить, что на древних кристаллических щитах, где астеносфера, как указывалось, либо отсутствует, либо выражена очень слабо, средний тепловой поток равен $0,98 \times 10^{-6}$ кал/(с·см²). На плитах древних платформ он равен в среднем $1,1 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²). В зонах слабого орогенеза на месте палеозойских геосинклиналей (таких, как Урал или Аппалачи) интенсивность потока поднимается до 1,5 в тех же единицах. Но в Тянь-Шане, где наблюдается сильная новейшая тектоническая активизация и где астеносфера выражена хорошо, он возрастает в среднем до 1,8. Еще выше (около 2,0) средние значения потока в рифтовых зонах, под которыми астеносфера сильно поднята и где существует линза вещества с промежуточными сейсмическими скоростями. Наконец, самые высокие тепловые потоки на материках наблюдаются в областях современного вулканизма, где астеносфера местами поднимается вплоть до подошвы коры. В таких областях средний тепловой поток достигает 3,6 кал/(с·см²).

В океанах обнаруживается очень тесная связь высоких тепловых потоков со срединными хребтами. На них были отмечены самые высокие тепловые потоки, достигающие в нескольких точках 8,0 единиц, хотя средняя величина потока для рифтовых долин срединно-океанических хребтов не превышает 2,0 единиц. С удалением от гребня срединного хребта тепловой поток быстро ослабевает и становится равным 1,1—1,2 кал/(с·см²).

Относительно высоким тепловым потоком характеризуются краевые моря (Японское, Охотское и др.). Там средняя его величина достигает 2,1 кал/(с·см²). Для средиземных морей было определено среднее значение тепловых потоков, равное 1,3.

В. Г. Поляк и Ю. Б. Смирнов указывали на связь интенсивности теплового потока с возрастом складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации в той или иной зоне. По их данным, области докембрийской складчатости имеют средний тепловой поток 0,93 кал/(с·см²); каледонские складчатые зоны характеризуются средним потоком 1,11, герцинские 1,24; мезозойские 1,42; кайнозойские 1,75 кал/(с·см²).

Эти цифры, однако, могут быть интерпретированы несколько иначе. Исходя из величины теплопроводности литосферы, можно рассчитать, что для того чтобы тепловой поток прошел путь от кровли астеносферы до поверхности Земли, достаточно от 10 до 20 млн. лет. Это означает, что на поверхности мы наблюдаем сейчас тепло, возникшее в верхней мантии не раньше начала неогена, т. е. в неотектоническую эпоху. Следовательно,

это тепло может, например, отражать глубинные процессы, приведшие к развитию кайнозойских зон складчатости, метаморфизма и гранитизации, образовавшихся в неогене и позже, но оно не может иметь отношения к процессам, завершившимся в мезозое, палеозое или докембрии. Тепло, связанное с процессами, протекавшими в то отдаленное время, давно уже потеряно в пространстве. Поэтому вероятнее всего, что обнаруженная В. Г. Поляком и Ю. Б. Смирновым корреляция указывает на современный или, во всяком случае, новейший режим выделенных ими зон. Действительно, области с докембрийским возрастом интенсивных тектонических, метаморфических и магматических процессов сейчас образуют наиболее спокойные области земной коры (кристаллические щиты); зоны палеозойской эндогенной активности, как правило, в неотектоническую эпоху подверглись тектонической активизации, но относительно слабой; сильный же новейший орогенез в сочетании с интенсивным вулканизмом приурочен к зонам наиболее молодой эндогенной активности — мезозойской и кайнозойской.

Попытки связать величину теплового потока с возрастом пород имеются и для дна океанов. Но поскольку вопрос о возрасте пород, слагающих различные зоны океанов, не может считаться решенным пока не было проведено бурение сквозь второй слой, такие попытки следует считать преждевременными. Сейчас известно только, что с удалением от гребня срединного хребта интенсивность выделения тепла падает чрезвычайно быстро и затем на всей остальной площади океана она остается приблизительно одинаковой.

Интересно подсчитать, какую долю теплового потока следует полагать выделившейся из коры и какая должна иметь свой источник в более глубоких сферах земного шара. Простейший подсчет (Дж. Склатер) для материковой коры имеет следующий вид. Гранито-гнейсовый слой, которому приписывается мощность 8 км, выделяет в соответствии со средним содержанием в них радиоактивных элементов $0,25 \times 10^{-6}$ кал/(с·см²). Гранулитово-базитовый слой, мощность которого принимается в 32 км, прибавляет к тепловому потоку 0,2 единицы. Следовательно, кора образует часть потока, равную 0,45 единицы. Верхние слои мантии, лежащие над астеносферой (субстрат), состоящие из перидотита и имеющие мощность около 100 км, выделяют всего 0,05 единиц. Отсюда вытекает, что на материках приблизительно половина теплового потока должна поступать из-под литосферы.

Если считать, что твердая консолидированная океаническая кора состоит из базальтов и имеет мощность 5 км, то ей можно приписать выделение тепла только в размере 0,1 единицы. Субстрат выделяет тепла, во всяком случае, не больше этой величины и, следовательно, для того, чтобы обеспечить в океанах поток той же интенсивности, что и на материках, из областей, лежащих глубже литосферы, должно поступать тепла не менее 1,0 единиц или вдвое больше, чем на материках.

Этот большой поток тепла из-под литосферы можно связать с меньшей глубиной залегания кровли астеносферы под океанами по сравнению с материками. Если предположить, что температура в кровле астеносферы одинакова под океанами и материками (около 1500° С), то поскольку под океанами астеносфера намного ближе к поверхности, доля ее в образовании общего теплового потока в океанах больше, чем на материках. В свою очередь меньшая глубина залегания и значительно большая мощность астеносферы под океанами находится в связи с меньшей степенью дифференцированности океанической верхней мантии по сравнению с материковой. Благодаря меньшей дифференциации, радиоактивные генераторы тепла не сосредоточены в самых верхних слоях мантии и в коре, а распределены в пределах значительно большей толщины вещества мантии. В этих условиях прогревание мантии должно быть под океанами сильнее, чем под материками. Расчеты показывают, что до глубины 400 км температуры в верхней мантии под океанами должны быть на несколько сот градусов выше температур на тех же уровнях в мантии под материками.

В распоряжении исследователей сейчас имеются методы определения размера теплового потока не только современного, но и того, который существовал в том или ином районе в прошлые геологические периоды. Для этого используются «минералы-палеотермометры», температура образования или структурного и химического изменения которых известна. Например, в условиях того давления, которое существует в гранито-гнейсовом слое коры α -кварц переходит в β -кварц при температуре около 600°C . Следовательно, по типу структуры кварца можно установить, образовался ли он при температуре ниже или выше 600°C . В качестве весьма совершенного геологического термометра используются полевые шпаты. Как известно, они состоят из молекул альбита, ортоклаза и анортита. Распределение этих молекул зависит от температуры и, пользуясь этим, можно целые серии пород надежно распределить в порядке повышающейся или понижающейся температуры.

Следовательно, изучая с этой точки зрения минералы, содержащиеся в метаморфических и магматических породах, можно установить, при какой температуре эти породы кристаллизовались, т. е. температуру метаморфического или магматического процесса. Если эти данные дополнить палеогеографической реконструкцией глубины, на которой находились породы во время своей кристаллизации, мы сможем измерить геотермические градиенты, существовавшие в то время, а отсюда, зная среднюю теплопроводность пород, — и размер теплового потока.

Такие определения были выполнены в разных странах для метаморфических толщ и гранитов разного возраста. Из полученных данных следует, что метаморфические процессы и гранитизация в земной коре проявлялись всегда в условиях повышенных геотермических градиентов, превышающих современный нормальный градиент, по крайней мере, в три, а часто и в пять раз. Считая, что средняя теплопроводность пород с тех пор не изменилась, мы должны сделать вывод, что в это же количество раз тепловой поток был тогда интенсивнее современного нормального потока. Он был, следовательно, приблизительно того размера, который характеризует современные вулканические области или даже интенсивней.

Но региональный метаморфизм и гранитизация происходят не всюду и не всегда. Они приурочены к геосинклиналям и только к определенной стадии их эволюции, к той, когда развивается геосинклинально-инверсионный режим. Это время частной инверсии и сильного складкообразования. Такая стадия занимает лишь некоторый отрезок в истории геосинклинали. Данный отрезок и характеризуется повышенными и тепловым потоком и температурой в земной коре. Породы, образующиеся в течение других стадий развития геосинклинали, в своей структуре не содержат признаков воздействия на них столь высоких температур. Поскольку процессы регионального метаморфизма и гранитизации повторяются во всех эндогенных циклах, можно заключить, что периодически повторяется и сильное прогревание земной коры. Каждый раз такое усиление теплового потока приурочено к действующим в данном цикле геосинклиналям.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Основные выводы из того, что сказано в этой главе, существенные для понимания глубинных причин эндогенных процессов, могут быть сформулированы следующим образом.

Существуют две разные по строению и составу тектоносферы — материковая и океаническая. Первая в значительной степени дифференцирована и крайним продуктом ее дифференциации является материковая земная кора. При образовании последней происходило усиленное извлечение из мантии кремния, щелочей, редкоземельных и радиоактивных элементов. Океаническая тектоносфера дифференцирована в значительно меньшей

степени. Различия в строении двух тектоносфер распространяются в глубь на несколько сот километров.

Важной составной частью обеих тектоносфер является слой частичного плавления перидотита, слагающего верхнюю мантию. Это — астеносфера, отличающаяся от вышележащей твердой литосферы меньшими плотностью и вязкостью.

Наблюдается связь между эндогенными режимами, интенсивностью теплового потока и степенью выраженности астеносферы. Наиболее активные эндогенные процессы сопровождаются наиболее интенсивным тепловым потоком, наиболее мощной и наименее глубоко залегающей астеносферой, которая в наибольшей степени влияет на скорости распространения сейсмических волн. Такая активная астеносфера сейчас наблюдается в вулканических и рифтовых зонах на материках и в срединно-океанических хребтах в океанах. В прошлые периоды она была характерна также для геосинклиналей.

Наиболее спокойные режимы, в особенности режим кристаллических щитов древних платформ, сопровождаются значительно меньшим тепловым потоком и слабо выраженной астеносферой или ее полным отсутствием. Отсюда — очевидная прямая связь между активностью эндогенных процессов и тепловым режимом недр. Особенно повышенным тепловым потоком через кору характеризуются стадии регионального метаморфизма и гранитизации в геосинклиналях. Это последнее обстоятельство позволяет считать, что импульсивность эндогенного режима, периодическая смена стадий возбуждения и ослабления эндогенной активности обусловлены соответствующими периодическими изменениями интенсивности теплового потока. Если принять концепцию Б. Г. Лутца, то повышенный принос тепла в кору осуществляется ювенильными растворами, поднимающимися в кору из астеносферы. Поток таких растворов возникает каждый раз, когда в астеносфере происходит застывание жидкого базальта. Это означает, что периодическое прогревание коры наступает с опозданием в фазе по отношению к тепловым процессам в астеносфере: когда последняя нагревается, выплавляется базальт, который вырывается на поверхность, но, по-видимому, мало влияет на температуру коры; когда же астеносфера охлаждается, из нее поднимаются растворы, которые, окисляясь, сильно нагреваются и прогревают кору в достаточной для регионального метаморфизма и гранитизации степени. С теми же растворами в кору поступают и химические реагенты, необходимые для этих процессов. Более высокая температура океанической тектоносферы, возможно, является причиной того, что гранитизирующие растворы из нее не выделяются.

Одновременное проявление на поверхности материков различных эндогенных режимов указывает на гетерогенность теплового поля Земли: в одно и то же время тепловые потоки в разных местах разнятся по своей интенсивности. Следовательно, тепловые потоки меняют свою интенсивность как в пространстве, так и во времени. Отсюда одна из главных задач состоит в том, чтобы понять причины этих пространственных и временных вариаций земного теплового поля. Следующая задача состоит в открытии механизма, связывающего тепловой поток с тем или иным эндогенным режимом.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Нет необходимости останавливаться здесь на истории геотектоники, поскольку она подробно излагалась в более ранней книге автора и, кроме того, обширные сведения по этому вопросу можно найти в специальном труде¹.

Здесь мы остановимся лишь на самом последнем этапе развития геотектоники, относящемся к 60-м и началу 70-х гг. нашего столетия. В силу ряда обстоятельств он характеризуется некоторыми специфическими чертами.

Эти обстоятельства следующие:

1) успехи, достигнутые геофизикой и геохимией в изучении строения и состава глубоких недр Земли, ранее совершенно недоступных;

2) успехи в изучении строения дна океанов и морей;

3) обращение к геотектоническим вопросам совершенно новой группы специалистов, имеющих не геологическую, а физико-математическую подготовку, пользующихся новыми методами и обладающих новым для геологии характером научного мышления.

Медленно продвигавшееся в течение ряда предыдущих десятилетий геофизическое и геохимическое проникновение в глубины Земли завершилось в 50- и 60-х гг. «взрывом» в развитии знаний об устройстве подкоровых глубин и происходящих там процессах. Вдруг были взломаны преграды на пути к познанию земных недр и вместо загадочного глубинного вещества, слагающего далекую и недоступную «симу», мы познакомились с вполне конкретной мантией Земли, сложенной вполне конкретными горными породами, подчиняющейся вполне нормальным физико-химическим законам. Усовершенствованные методы позволили обнаружить горизонтальные неоднородности в составе и свойствах вещества, по крайней мере, до подошвы верхней мантии. Тем самым впервые оказалось возможным попытаться осуществить давнишнее стремление увязать наблюдаемые на поверхности тектонические процессы со свойствами верхней мантии и понять геотектогенез как неотъемлемую часть развития, если не земного шара в целом, то, во всяком случае, его внешних оболочек.

В результате, геотектоника стала не только геологической дисциплиной, но и разделом более широкой науки о глубоких земных недрах и эндогенных процессах, науки, объединяющей методы и данные и геологии, и геофизики, и геохимии. Этой объединенной науке о Земле было предложено название «геономия». Геономия находится в стадии становления, но можно не сомневаться в том, что она будет развиваться и ее синтезирующее значение будет возрастать.

Краткий обзор новейших геофизических и геохимических сведений о строении и веществе глубин Земли был приведен в предыдущих главах. Это те сведения, которые должны быть использованы в попытках раскрыть глубинные причины тектонических процессов.

До начала 50-х гг. нашего века об океанах и морях в литературе по тектонике земного шара почти ничего не говорилось. И это несмотря на то, что океаны покрывают 2/3 поверхности Земли. Отсутствие сведений о строении океанического дна приводило к тому, что геология, а вместе с ней и геотектоника, были чисто «континентальными» науками. В этих условиях едва ли можно было рассчитывать на создание какой-либо обобщающей геотектони-

¹ История геологии. Под ред. И. В. Батюшковой. М., «Наука», 1973.

ческой теории, устанавливающей закономерности развития земного шара или хотя бы земной коры в целом.

К середине 50-х гг. были изобретены новые мощные геофизические методы изучения строения дна океанов и морей. В 60-х гг. оказалось возможным организовать бурение в глубоком океане, по крайней мере, сквозь всю толщу рыхлых осадков. Значительно увеличилось количество исследовательских океанографических судов и океаны стали изучаться не от случая к случаю, как это было раньше, а систематически и напряженно. В результате, в течение последних 15—20 лет впервые получены надежные сведения о важнейших особенностях строения океанического дна.

Обстоятельство, связанное с приходом в науку о Земле специалистов, имеющих физико-математическую подготовку, на первый взгляд, кажется не столь существенным. Между тем оно чрезвычайно важно.

Физики и математики, ранее решавшие для геофизики главным образом методические задачи, занялись исследованием конкретных проблем строения земного шара и его развития. Будучи свободной от какого-либо груза предыдущих представлений континентальной геологии, эта новая группа исследователей подошла к решению вопросов строения и развития Земли, в том числе и вопросов по существу геологических, так, как будто ранее в этой области ничего не было сделано. При этом эти вопросы изучались так, как это было более привычно для новых исследователей, а именно методами обобщенных физических моделей, в которых действительность схематизировалась до степени, необходимой для математического выражения. Там, где геологи оперировали оттенками и нюансами, полутонами и не очень ясными различиями в структуре и процессах, выражая все это в развернутой словесной форме, значение выразительности которой в геологических описаниях всегда было очень большим, — новые исследователи искали возможность заставить природу говорить языком, привычным для счетно-решающих устройств, т. е. языком, где словесные полутени заменяются контрастным противопоставлением утверждения и отрицания.

Хорошо ли это или плохо для нашей науки? Всякий новый подход к научной проблеме, новый взгляд на нее, при этом свободный от накопившихся за большой срок предрассудков и предубеждений, следует, конечно, приветствовать. Стремление внести в представления об эндогенных процессах, в том числе и тектонических, количественный элемент также надо считать положительной тенденцией. Дело, однако, в том, насколько необходимая для количественного подхода схематизация природных процессов в том или ином конкретном случае оправдана: насколько она отбирает из этих процессов, действительно, важнейшие их черты, а насколько она их искажает. Автор постарается ответить на этот вопрос в конце главы.

«НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТНИКА»

Система взглядов на развитие тектоносферы, получившая в последние годы очень большое распространение, объединяется под общим названием «новой глобальной тектоники». В нее в качестве составных частей входят «теория растекания океанического дна» («теория спрединга») и «тектоника пластин» (плейт-тектоникс). Эта система взглядов возникла как результат стремления понять и увязать друг с другом новые сведения, полученные при изучении дна океанов. Авторами этой системы взглядов были английские и американские исследователи (Р. Дитц, Г. Хесс, Д. Мэтьюс, Ф. Вайн и др.).

В основу системы положены следующие исходные данные.

1. Наиболее древние осадки на дне океанов — не древнее юры. Это обстоятельство может быть истолковано как указание на геологическую молодость всего океанического дна. В том виде, в каком оно сейчас существует, оно образовалось не позже начала мезозоя.

2. Мощность осадочного покрова в океанах сокращается по направлению к гребню срединно-океанических хребтов; это связано с последовательным

выклиниванием отложений снизу вверх по мере продвижения к гребню хребта, так что только наиболее молодые осадки приближаются к осевой части хребта. Осевая полоса последнего шириной 30—50 км, как правило, совершенно лишена осадков. Некоторые определения абсолютного возраста подстилающих осадки базальтов позволяют предполагать, что в большинстве случаев возраст базальтов совпадает с возрастом непосредственно залегающих на них осадков. Следовательно, базальты становятся все более молодыми по направлению к оси срединно-океанического хребта.

3. Изучение магнитного поля океанов показало, что на склонах срединных хребтов оно характеризуется линейностью аномалий, вытянутых полосами, параллельными хребту. На некоторых участках последних замечается симметрия в расположении аномалий с осью симметрии, совпадающей с осью хребта. Полосы аномалий отвечают изменениям направления намагниченности пород: породы намагниченные положительно, т. е. в соответствии с современным расположением магнитных полюсов, чередуются с породами намагниченными отрицательно, т. е. в соответствии с обратным расположением полюсов.

4. С гребнем срединно-океанических хребтов связан повышенный тепловой поток, местами достигающий рекордной интенсивности.

5. На небольшой глубине под гребнем находится линза вещества с промежуточными сейсмическими скоростями.

6. Осевая зона океанических хребтов разрезана поперечными разрывами на сегменты, смещенные друг относительно друга вправо или влево. К поперечным разрывам приурочены очаги землетрясений. Изучение механизма этих очагов показало, что смещения в них направлены против видимого смещения сегментов хребта (при правом смещении сегмента движение в очаге оказывается левосторонним, и наоборот).

7. Сейсмические данные показали, что «зоны Бенъофа», приуроченные к океаническим окраинам тихоокеанского типа, до глубины более 700 км сопровождаются параллельным каждой «зоне» слоем мощностью около 100 км, отличающимся от окружающей среды значительно меньшей величиной поглощения поперечных сейсмических волн.

8. Ряд палеомагнитных и палеогеографических данных, а также параллелизм очертаний материков (в первую очередь, ограничивающих Атлантический океан) могут быть истолкованы как признаки былого существования единого материка и дальнейшего раскалывания и дрейфа его частей.

Конкретное содержание взглядов, объединяемых «новой глобальной тектоникой» и основанных на изложенных исходных данных, следующее.

Существует процесс постоянного обновления океанической литосферы, почему мы и видим ее такой молодой, хотя океаны, как впадины, заполненные водой, очень древни. Новый материал литосферы в расплавленном виде поднимается из астеносферы вдоль оси срединно-океанического хребта по разрыву, которому на поверхности соответствует рифтовая долина. Этот подъем мантийного расплава является причиной высокого теплового потока на поверхности, а также появления зоны промежуточных сейсмических скоростей между корой и мантией, где расплав смешивается с твердыми обломками литосферы.

Заполнив разрыв, мантийный материал застывает, образуя новый блок литосферы. При застывании он намагничивается в соответствии с существовавшим в то время геомагнитным полем — положительным или отрицательным. Далее блок включается в движение, охватывающее всю литосферу океанов в целом, а именно, в горизонтальное перемещение ее в направлении от срединно-океанического хребта в стороны. Блок раскалывается посередине вдоль хребта на две половины и последние, имея толщину литосферы, т. е. до 100 км, раздвигаются в стороны. Между ними открывается новый разрыв, который в свою очередь заполняется расплавленным материалом из мантии. Если за это время направление геомагнитного поля изменилось, то, соответ-

ственно этот новый блок литосферы будет намагничен после своего застывания в другом направлении.

Так постепенно формируется литосфера океана, собираясь из вертикальных блоков, последовательно присоединяющихся один к другому по мере «растекания» (спрединга) океанического дна. А в линейных магнитных аномалиях как бы в окаменевшем виде запечатлевается геомагнитная шкала времени; наиболее старые участки дна, несущие на себе магнитные аномалии, отвечающие этим старым эпохам, оказываются в наибольшем удалении от гребня хребта, тогда как близ гребня находятся наиболее молодые блоки океанической литосферы с аномалиями, принадлежащими к молодым геомагнитным эпохам.

Литосфера смещается полосами, разделенными разрывами. Поскольку каждая полоса движется от гребня, а последний по простиранию через разрыв оказывается смещенным вправо или влево, в этом механизме можно найти объяснение несоответствию видимого смещения гребня с направлением смещения в очагах землетрясений, расположенных вдоль того же разрыва. Разрывы, обладающие такими свойствами, получили название «трансформных разломов» (рис. 89). Каждая полоса литосферы движется как жесткая недеформируемая пластина. Скорость движения пластин может быть измерена по расстоянию от оси хребта тех магнитных аномалий, абсолютный возраст которых известен. Выше указывалось, что обоснованная фактическими данными абсолютная геомагнитная шкала не выходит за пределы четырех с небольшим миллионов лет. Считая, что наиболее близкие к оси хребта магнитные аномалии принадлежат к эпохам Брюнеса, Матуяма, Гаусса и Гильберта и основываясь на их абсолютной продолжительности, была высчитана скорость движения пластин. Она оказалась различной для разных областей: 1 см/год для Северной Атлантики, 1,5 см/год для Южной Атлантики и Карлсбергского хребта, 4,5 см/год для Тихого океана. Эти цифры указывают скорость движения каждой пластины в отдельности и, следовательно, скорость обновления океанической литосферы вдвое больше. Впрочем эти цифры очень условны, поскольку они значительно изменяются от места к месту вдоль хребта. Попытки измерить скорость движения пластин для более ранних эпох основываются на экстраполяции геомагнитной шкалы времени вглубь истории, что сторонники данной концепции считают возможным сделать, опираясь на возраст осадков, залегающих на базальтах, и на изменении мощности осадочной толщи с удалением от оси хребта.

Там, где между океаном и материком нет глубоководного желоба, т. е. где окраина океана принадлежит к атлантическому типу, пластина океанической литосферы и материк с литосферой представляют единое целое. В этом случае материк движется вместе с океанической пластиной, как единый «плот». Например, Северная и Южная Америка, с одной стороны, и Евразия и Африка, с другой, вместе с литосферными пластинами Атлантического

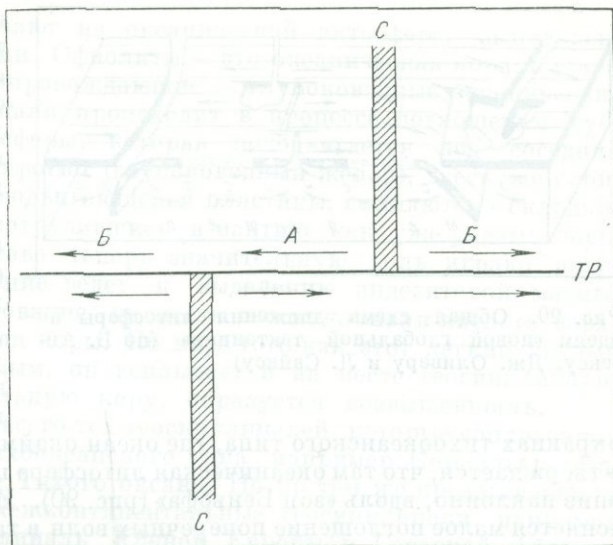


Рис. 89. Схема трансформного разлома

С — оси «растекания» литосферы, разделенные трансформным разломом ТР; стрелки — направления «растекания»; на участке А относительное смещение двух литосферных пластин левое, хотя видимое смещение осей растекания правое; на участках Б пластины, разделенные разломом, движутся параллельно, поэтому землетрясения возникают только на участке А

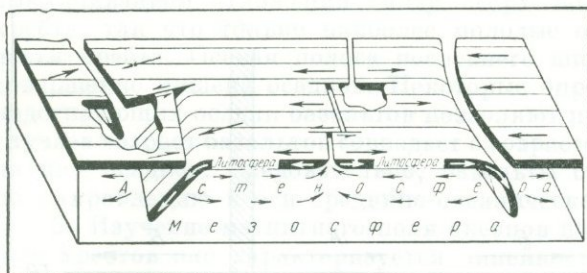


Рис. 90. Общая схема движения литосферы по идеям «новой глобальной тектоники» (по Б. Айзексу, Дж. Оливеру и Л. Сайксу)

окраинах тихоокеанского типа, где океан окаймлен глубоководным желобом. Утверждается, что там океаническая литосфера погружается в мантию, следуя вниз наклонно, вдоль «зон Бенъофа» (рис. 90). Именно ее погружением и объясняется малое поглощение поперечных волн в таких зонах: литосфера тверже материала мантии и поэтому должна слабее поглощать упругие колебания. Погружение литосферы объясняется ее охлаждением по мере удаления от срединного хребта и наступающим в связи с этим повышением ее плотности, что заставляет ее проваливаться в мантию. Опускание холодной литосферы в мантию сопровождается превращением базальта в эклогит, что еще больше повышает плотность. Но, постепенно проникая в зону высоких температур, литосферная пластина нагревается и плавится. Предполагается, что наблюдаемые в некоторых местах на внутренних склонах глубоководных желобов деформации осадочного покрова могут быть объяснены «сгребанием» этих осадков с поверхности погружающейся океанической литосферы. Максимальный возраст океанического дна (150 млн. лет) приблизительно указывает на длительность полного цикла его обновления.

В иностранной литературе поглощение литосферы именуется субдукцией. Этот термин стал проникать и в нашу специальную литературу.

Исходя из расположения срединно-океанических хребтов, как центров растекания литосферы, и из расположения океанических окраин тихоокеанского типа, как зон поглощения литосферы, авторы данной концепции считают, что вся поверхность земного шара может быть разделена на шесть очень крупных пластин первого порядка, включающих как океаническое дно, так и соответствующие материки, движущиеся вместе с последним. Пластины движутся по малым кругам, поворачиваясь вокруг некоторых полюсов, так что угловая скорость движения каждой пластины всюду одинакова. Например, полюс движения литосферы Атлантического океана лежит у южной оконечности Гренландии. Представление о разделении литосферы на ограниченное число горизонтально движущихся пластин и составляет то, что именуется «тектоникой пластин». Современная тектоническая активность, под которой понимается главным образом сейсмическая деятельность, происходит там, где друг с другом соприкасаются соседние пластины, трущиеся между собой или наталкивающиеся друг на друга. Во внутренних же частях пластин сохраняется полное тектоническое спокойствие. В последнее время перед лицом выясняющихся все больших сложностей тектонических процессов основные пластины в представлениях сторонников «новой глобальной тектоники» стали делиться на все большее число пластин второго и следующих порядков.

Первоначально эта концепция была предназначена для того, чтобы объяснить то, что происходит на дне океанов. Но в дальнейшем она предъявила претензии и к тектонике материков, и внутренних и краевых морей.

Применительно к материкам «новая глобальная тектоника» утверждает следующее (см. Dewey, Bird, 1970. Г. Дьюи, Берд, 1974 г.).

океана перемещаются в противоположных направлениях, отодвигаясь в обе стороны от Срединно-Атлантического хребта, вдоль которого все время образуются новые блоки литосферы.

Но поверхность земного шара не увеличивается и, следовательно, появление новой литосферы в одних местах должно компенсироваться ее уничтожением в других. Такое уничтожение предполагается на океанических

Эвгеосинклинали возникают на океанической литосфере, выплавленной непосредственно из мантии. Офиолиты — это океаническая кора, а кремнистые породы, обычно их сопровождающие — глубоководные океанические осадки. Развитие геосинклинали происходит в процессе поглощения (субдукции) океанической литосферы, которая пододвигается под соседний материк. Здесь образуется прогиб (глубоководный желоб), здесь же слои, сдвигаемые с поверхности пододвигающейся пластины, сминаются в складки. Однако та же пластина, погрузившись в мантию, как уже указывалось, плавится. Так как в ее составе теперь значительную роль играют экологиты, их частичное плавление ведет к выделению андезитовой магмы. Последняя идет на формирование на месте геосинклинали кислого верхнего (гранито-гнейсового) слоя коры. По мере того как этот легкий кислый слой становится более мощным, он всплывает и на месте геосинклинали, имеющей теперь континентальную кору, образуется возвышенность.

Таково развитие прежде всего тех геосинклиналей, которые сопровождаются океаническими окраинами тихоокеанского типа, например Кордильер, Анд или островных дуг на западе Тихого океана. Но по тем же представлениям аналогично развиваются и межконтинентальные геосинклинали, например Средиземноморская геосинклиналь Южной Европы и Северной Африки. Первая стадия развития эвгеосинклинали и здесь связана с растяжением, когда континентальная кора раздвигается и в разрыве образуется океаническая литосфера, на поверхности которой офиолиты слагают океаническую кору. Во вторую стадию происходит субдукция океанической литосферы со всеми сопровождающими ее событиями. Но в этих условиях может иметь место не только пододвигание океанической литосферы под континентальную, но и столкновение двух глыб континентальных литосфер. Классическим примером столкновения двух континентальных пластин считается соотношение Индостана и Центральной Азии. Предполагается, что п-ов Индостан ранее был самостоятельным материком и находился намного южнее современного своего положения. Двигаясь к северу, он, в конце концов, достиг южного края Азии и своим давлением на последнюю вызвал подъем Гималаев и других центрально-азиатских хребтов.

Если в океанах существуют срединные хребты, которые и рассматриваются как оси, от которых растекается океаническая кора, то во внутренних и краевых морях таких хребтов нет. Между тем кора в этих морях в своей консолидированной части по строению не отличается от океанической. Поскольку «океанический механизм» в этих случаях неприменим. Д. Кариг высказал предположение, что существует и другой способ образования океанической литосферы: путем рассеянного по площади выплавления ее из мантии, что сопровождается раздвиганием в стороны окаймляющих море глыб континентальной литосферы (см. Кариг, 1974). Например, предполагается, что островные дуги на западе Тихого океана раньше примыкали к соседнему матерiku, затем между ними и материком образовался разрыв, который расширился по мере того, как в него внедрялись все новые основные и ультраосновные интрузии, сформировавшие здесь, в конце концов, океаническую литосферу с базальтовой океанической корой. А островные дуги отодвинулись от материков вплоть до теперешней их позиции. С этой точки зрения моря следует рассматривать как геосинклинали, находящиеся в офиолитовой стадии развития.

Предполагается, что оси растекания океанического дна время от времени могут менять свое место. Например, в Северной Атлантике указывается древняя ось растекания, совпадающая с Норвежской котловиной. Эта ось на некоторой стадии отмерла, после чего появилась новая ось на месте современного срединного хребта. Сложные перемещения и «перескоки» осей растекания предполагаются также в северо-восточной части Тихого океана и в ряде других областей (рис. 91).

На вопрос о причинах движений литосферных пластин «новая глобальная тектоника» не дает ясного ответа. Обычно для объяснения привлекаются

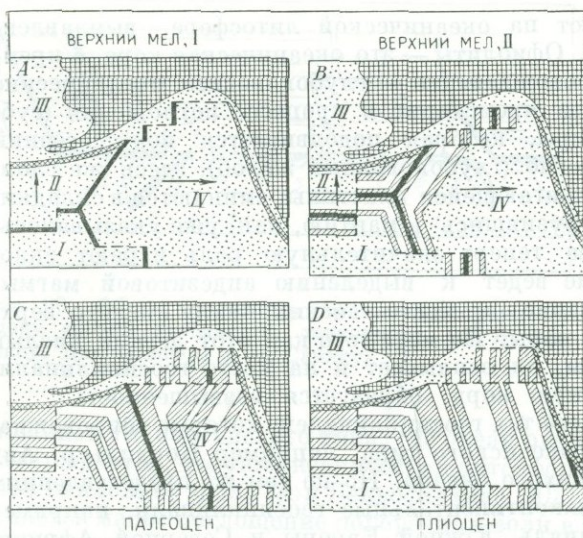


Рис. 91. История «растекания» дна (А—D) на северо-востоке Тихого океана (по В. Питману и Дж. Хейртцлеру)

1—IV — блоки литосферы, двигающиеся самостоятельно по направлению стрелок; жирные линии — оси «растекания»; полосы косой штриховки и белые — магнитные аномалии; перекрестная штриховка — глубоководный желоб; сетка — материк Северной Америки. К палеоцену смещение широтной оси к северу привело к тому, что она вместе с соседними аномалиями скрылась под Беринговым морем; к плиоцену субмеридиональные оси, сместившись, оказались под материком

виде ее принимают лишь немногие ученые. Но большее число ученых считает приемлемыми некоторые элементы этой концепции; например, дрейф материков (П. Н. Кропоткин), раздвижение континентальной земной коры в геосинклиналях и океаническую природу коры последних (А. В. Пейве, В. Е. Хаин).

КРИТИКА «НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ»

В нашем критическом обзоре «новой глобальной тектоники» мы постараемся двигаться от общих соображений к частным. Из числа последних мы выберем те, которые кажутся наиболее существенными.

Прежде всего зададимся вопросом: можно ли наблюдения, сделанные в океанах, переносить на материки и считать, что выводы об основных закономерностях развития тектоносферы в целом могут быть основаны целиком на данных о строении океанов?

На первый взгляд на этот вопрос следует дать положительный ответ, поскольку океаны занимают вдвое большую площадь на поверхности земного шара, чем материки. Но, с другой стороны, история океанов в какой-то мере может быть изучена только для последних 100—150 млн. лет. Никаких природных документов, освещающих более ранние события, в строении океанов до сих пор не найдено, а история материков прослеживается в глубь геологического времени на 3500 млн. лет! Следовательно, материки сохраняют свое значение единственных «окоп» в давнюю историю тектоносферы Земли. И если мы стремимся выяснить длительные и устойчивые закономерности развития тектоносферы, мы должны изучать материки: океаны нам для этого дают пока очень мало.

Отсюда следует вывод, что значение закономерностей тектонического и, вообще, эндогенного развития, устанавливаемых на материках, никак нельзя умалять. Напротив, оно в перспективе геологической истории ока-

конвективные потоки вещества в мантии. Однако наличие слоистости в мантии, связанной с изменением состава вещества от слоя к слою, делает такие потоки маловероятными и даже просто невозможными. Высказывалась идея, что литосферные пластины ползут по астеносфере под влиянием своего веса, поскольку гребень срединного хребта поднят над окаймляющими котловинами и пластины могут скатываться с него.

Но нерешенность вопроса о причинах движений не может, конечно, считаться обстоятельством, порочащим самый факт движений, если только они, действительно, существуют.

«Новая глобальная тектоника» пользуется в настоящее время большой популярностью в Англии и США, а также частично в Японии. В Советском Союзе в полном

зывается даже бóльшим чем значение наблюдений в океанах. Не исключена возможность, что то, что наблюдается в океанах, представляет особенность развития, свойственную только самому последнему — мезо-кайнозойскому — этапу истории тектоносферы, этапу, занимающему не более 1/20 части всей продолжительности геологической истории. Поэтому логичнее было бы считать, что данные, получаемые в океанах, следует интерпретировать в свете опыта континентальной геологии, а не наоборот. Однако никто не будет отрицать того, что конечный синтез тектоники всего земного шара должен учитывать и то, что нам стало известно в последние годы об океанах. Мы хотели здесь только подчеркнуть, что в обстановке всеобщего увлечения дном океана необходимо сохранять должное (и при этом большое!) уважение к выводам материковой геологии.

Выше приводились разнообразные факты, указывающие на наличие крупных горизонтальных неоднородностей не только в коре, но и в верхней мантии Земли. Эти неоднородности выражены в изменениях как состава, так и строения верхней мантии. Они проявляются также и в разном течении некоторых геофизических процессов, главным образом геотермических.

Неоднородность первого порядка выражена в различии состава и строения тектоносферы под материками и океанами. Эти различия настолько велики, что мы с полным правом можем говорить о двух типах тектоносферы — материковом и океаническом. Материковая тектоносфера по своему составу более дифференцирована, чем океаническая. Для того чтобы земная кора содержала наблюдаемые в ней количества некоторых элементов, необходимо, чтобы дифференциация охватила мантию на глубину во многие сотни километров. Содержание калия в материковой коре требует дифференциации до глубины 1300 км. Самые верхние слои мантии (субстрат) имеют состав остаточный после выделения из них коры. Благодаря далеко зашедшей дифференциации, радиоактивные элементы сосредоточены в самых верхних слоях тектоносферы и в связи с этим кора вносит в общий тепловой поток не менее половины всего выделяющегося количества тепла. Астеносфера обычно находится на глубине около 100 км и имеет мощность 100—150 км. Она выражена в разной степени под разными эндогенными зонами. Последние обладают и различным по величине тепловым потоком.

Поскольку эндогенные режимы сменяли друг друга во времени, следует полагать, что вместе с ними изменялась и величина теплового потока. Подтверждение этому мы видели в палеотермометрических признаках древних более высоких тепловых потоков по сравнению с современными там, где раньше находились геосинклинали и где сейчас развиты более спокойные режимы. Но та доля теплового потока, которая вырабатывается в коре, очевидно, не может сильно изменяться. Величина потока может изменяться исключительно только в связи с изменением интенсивности выноса тепла из глубоких областей, находящихся, во всяком случае, глубже астеносферы, поскольку степень выраженности последней, изменяющаяся с изменением эндогенного режима, сама зависит от теплового потока, идущего из глубины.

Мы устанавливаем, таким образом, прямую связь эндогенных режимов материков с очень большими глубинами, измеряемыми многими сотнями километров.

Под океанами тектоносфера дифференцирована гораздо в меньшей степени. Для образования океанической коры достаточно, чтобы в дифференциации участвовала толща пород мантии мощностью всего в несколько десятков километров. Поэтому радиоактивные элементы рассеяны здесь значительно шире по радиусу Земли, чем под материками, и океаническая кора вносит в общий тепловой поток всего около 1/10 доли. Остальные 9/10 поступают из мантии. В связи с этим температура в мантии под океанами выше, чем температура в материковой мантии и это различие распространяется на глубину, по крайней мере, 400 км. С более высокой температурой тесно связана бóльшая мощность астеносферы, кровля которой оказывается на глубине всего 50 км, а подошва опускается до глубины 350—400 км.

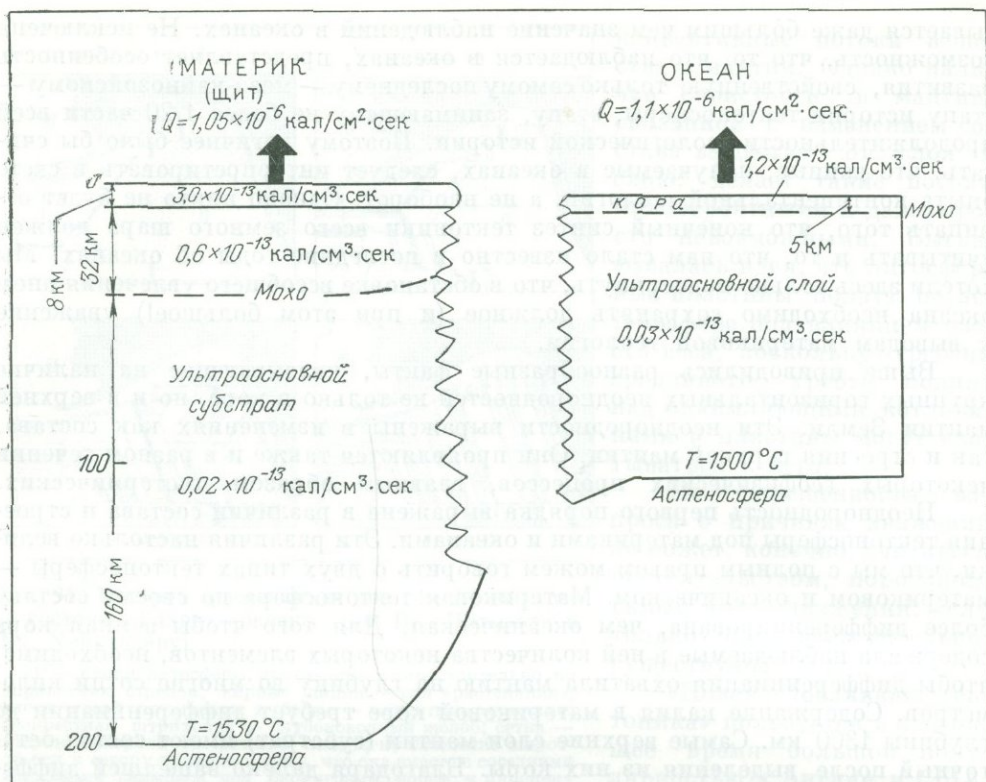


Рис. 92. Условия выделения одинакового теплового потока на материке и на дне океана (по Дж. Склатеру)

Q — тепловой поток на поверхности; цифры — количество тепла, выделяемого в секунду в каждом кубическом сантиметре вещества в разных слоях

Могут ли эти различия в строении и составе материковой и океанической тектоносферы, а также уходящие на сотни километров в глубь «корни» материковых эндогенных режимов быть увязаны с горизонтальными перемещениями литосферных плит и с дрейфом материков? На этот вопрос следует дать определенно отрицательный ответ.

Выше было указано, что средний тепловой поток на материках и в океанах одинаков. Но если в процессе дрейфа материковая литосфера сместится на то место, где ранее находился океан, то на таком материке тепловой поток должен будет сильно возрасти, поскольку в океанах более значительная доля теплового потока имеет глубокое, подлитосферное, происхождение, чем на материках. Наоборот, если океаническая литосфера сместится туда, где перед этим находился материк, то по тем же причинам тепловой поток должен будет значительно уменьшиться. Следовательно, равенство среднего теплового потока на материках и в океанах категорически свидетельствует против как перемещений литосферных плит, так и дрейфа материков в любой форме вообще.

Нельзя сказать, чтобы сторонники «новой глобальной тектоники» не знали об этом противоречии и не искали путей к его разъяснению. Но поиски эти всегда приводили к чрезвычайно искусственным схемам. В качестве примера приведем одну из них, принадлежащую Дж. Склатеру (рис. 92). Оказывается, если предположить, что литосфера под щитами материков имеет мощность 200 км, а под океанами 100 км¹, и отдельные слои выделяют ра-

¹ Эти цифры не соответствуют сейсмическим данным и должны приниматься как условные.

диоактивного тепла на 1 см³ своего вещества столько, сколько указано цифрами на рисунке, то при условии одинаковой под материком и океаном температуры в подошве литосферы (или, что то же, в кровле астеносферы), равной 1500° С, тепловой поток на поверхности щитов и в океанах будет одинаковым. Он будет сохраняться равным и в том случае, если литосферы движутся и океаническая литосфера попадает на место, где раньше была материковая и обратно.

Однако в этой схеме полностью забыт исторический аспект всей проблемы. Почему под океанами температура 1500° С оказалась ближе к поверхности, чем под материками? Очевидно, потому, что океаническая мантия прогревалась сильнее в связи с более широким по глубине распространением радиоактивных элементов, т. е. в связи с ее иным составом. Почему же тогда глубина изотермы 1500° С возрастает от 100 км до 300 км, как только материковая литосфера придет туда, где раньше находилась океаническая? Следует ожидать, что материковая литосфера после перемещения окажется в неустойчивом состоянии и начнет сразу нагреваться до тех пор, пока изотермы в ней не поднимутся до их океанического уровня, а это означает, что под материком кровля астеносферы тоже поднимется до океанического уровня (т. е. от 200 до 100 км), а на поверхности материка тепловой поток увеличится во много раз. Следовательно, равенство потоков на материках и в океанах не сохранится.

Все подобные попытки увязать тепловой режим Земли с горизонтальными перемещениями литосферных пластин становятся особенно безнадежными, если вспомнить, что материковые режимы прочно связаны с процессами, происходящими на очень больших глубинах, во всяком случае, больших, чем глубина астеносферы, поскольку и выраженность последней зависит от них. Если материковая литосфера смещается, как предполагается, по астеносфере, то на поверхности должно было бы наблюдаться обратное смещение эндогенных зон, поскольку материк проходил бы над разными зонами мантии с разным температурным режимом и разным характером глубинных процессов. Такого смещения эндогенных зон не наблюдается. Напротив, зоны эндогенных режимов обнаруживают удивительную пространственную устойчивость в течение очень длительного геологического времени. Например, геосинклинальный пояс, окаймляющий Тихий океан, находится на одном и том же месте по отношению к окружающим океан материкам, начиная с протерозоя. Средиземноморский геосинклинальный пояс становился с течением времени уже, но в целом никакого направленного смещения, его, начиная по крайней мере с верхнего протерозоя, не было. Столь же устойчивы и области поднятия и опускания на древних платформах. Например, Московская синеклиза в целом не меняла своего положения с палеозоя до ныне. На любой древней платформе можно найти много аналогичных примеров. О других возражениях против дрейфа говорилось раньше.

Следует лишь упомянуть о параллельности берегов Атлантического океана, которой в гипотезе дрейфа материков придается большое значение, так как она позволяет сдвинуть материки, лежащие по обе стороны океана так, что они весьма точно смыкаются.

При наличии указанных выше принципиальных возражений против дрейфа этот аргумент не может иметь самостоятельного значения. Параллельность берегов может быть обусловлена тем, что границы между материками и океанами образованы глубинными разломами, а последние, как мы знаем, группируются в параллельные системы.

Что касается возможности сомкнуть между собой другие материки, то, как показал Е. Н. Люстич, кривизна контуров материков вообще и, по-видимому, закономерно настолько сходна, что всегда имеется возможность сомкнуть любые из них, соответственно их повернув.

По поводу ряда других общих вопросов развития тектоносферы Земли искать каких-либо разъяснений в «новой глобальной тектонике» было бы просто бессмысленно, поскольку данные, которыми она располагает,

принципиально ничего не могут о них сказать. Сюда относится, например, такая важнейшая закономерность, как периодический характер эндогенных процессов. Располагая только некоторыми сведениями об истории океанов за последние 100—150 млн. лет, эта концепция, естественно, ничего не может сказать об эндогенных циклах, проявившихся, как на то указывают данные материковой геологии, в течение миллиардов лет.

«Новая глобальная тектоника» полностью игнорирует тектонические события, происходящие за пределами геосинклиналей — на древних и молодых платформах. Для нее платформы, как на заре эпохи контракционной гипотезы, стали снова мертвыми глыбами, которые могут только раздвигаться, но не имеют никакой собственной эндогенной жизни. Поэтому «новая глобальная тектоника» с удивлением останавливается, например, перед колебательными движениями, происходящими на платформах, и сохраняет полное молчание относительно проявлений складчатости на них.

Но и применительно к геосинклиналям данная концепция никак не может рассматриваться в качестве приемлемой. Прежде всего (и этого, строго говоря, достаточно) она полностью игнорирует существенное химическое различие между породами океанического дна и геосинклинальными офиолитами. Выше приводились типичные химические анализы ультраосновных пород, участвующих в образовании океанической литосферы и альпийских ультрабазитов, принадлежащих к геосинклинальным офиолитам (см. табл. 8, 9). Они свидетельствуют о разной истории: слабо дифференцированный, примитивный состав океанических пород и указывающий на далеко зашедшую дифференциацию состав геосинклинальных пород. Различны и базальты: материковые базальты значительно богаче калием и поэтому отношение в них между щелочами совершенно иное, чем в океанических (см. табл. 8 и 9).

Следовательно, никак нельзя отождествлять геосинклинали с океанами и видеть в офиолитах океаническую кору. И никак невозможно понять, каким образом очень бедная калием океаническая литосфера при плавлении выделяет вещество гранито-гнейсового слоя, столь богатое калием.

Отметим также чрезвычайную схематичность новых представлений о тектонических процессах в геосинклиналях. Эти представления очень похожи на те, которые существовали сто лет назад, во времена А. Дэна: прогиб на краю материка, который заполняется осадками и расплющивается давлением со стороны океана. Как будто за прошедшие сто лет никакого прогресса в понимании геосинклиналей не было; как будто мы ничего не узнали о сложном внутреннем расчленении геосинклиналей, о последовательности развития в них колебательных движений, о типах складчатости; как будто не обсуждался вопрос о том, можно ли объяснить процессы, происходящие в геосинклиналях, общим горизонтальным их сжатием и не был получен на этот вопрос вполне однозначный отрицательный ответ. Неужели нам предстоит повторить всю эволюцию взглядов за весь прошедший век?

Перейдем теперь к некоторым специальным возражениям.

Поскольку срединные хребты имеются во всех океанах, всюду являясь осями растекания литосферы, нам следует посмотреть, каким образом процессы одновременно идущего в разных океанах растекания могут быть увязаны между собой.

Легко понять, что увязать их можно только допустив, что срединно-океанические хребты сами одновременно с растеканием смещаются. Действительно, если предположить, например, что Африка и Евразия находятся на месте, а Северная и Южная Америка, с одной стороны, и Австралия — с другой, отодвигаются от них соответственно на запад и восток, то для сохранения симметрии растекания необходимо, чтобы перемещались одновременно и Срединно-Атлантический и Срединно-Индийский хребты, оставаясь все время на половине расстояния между материками. При этом скорость их перемещения должна быть точно равна половине скоростей, с которыми движутся Америка и Австралия. Если же считать неподвижной ось Срединно-

Атлантического хребта, то Срединно-Индийский хребет должен «убегать» вперед от движущейся к востоку Африки с такой скоростью, чтобы всегда находиться посредине между этой последней и еще быстрее «убегающей» в том же восточном направлении Австралией. В этом случае скорость смещения Срединно-Индийского хребта должна равняться полусумме скоростей движений Африки и Австралии. При смещении форма срединных хребтов должна сохраняться.

Одновременно с этими движениями Африкано-Антарктический и Австрало-Антарктический хребты должны смещаться к югу, следуя за уходящей с большей скоростью к югу Антарктидой. Однако положение с Антарктидой весьма загадочно, так как она почти полностью окружена срединным хребтом и куда-либо смещаться ей как будто невозможно.

К этим уже достаточно сложным перемещениям добавляется еще движение Индостана с юга на север, из области современной центральной области Индийского океана к южной окраине Азиатского материка. Африка также должна испытывать дополнительные движения: отодвинуться от Европы, открывая место для Средиземноморской геосинклинали, несколько позже придвинуться к ней, чтобы вызвать в той же геосинклинали складкообразование, повернуться по часовой стрелке, чтобы образовался грабен Красного моря и проделать еще и другие движения.

Все это, конечно, очень странно. Первичной предпосылкой концепции явилось то, что положение и движение литосферных пластин диктовалось положением осей растекания. Оси являются причиной, поведение пластин — следствием. Оси находились там, где из мантии поднимается расплавленный материал. Конечно, можно допустить, что по какой-то причине место подъема мантийного материала изменяется. Но одинаковые скорости смещения и движения литосферных пластин неизбежно приведут к тому, что причина и следствие поменяются местами: положение осей растекания станет зависеть от движения пластин. Попад в порочный круг (движение литосферных пластин зависит от положения осей растекания, а положение последних зависит от движения пластин), мы становимся свидетелями краха внутренней логики данной концепции.

И, конечно, едва ли есть возможность понять, каким образом движение Индостана в меридиональном направлении с юга на север сочетается с тем течением литосферной пластины от Срединно-Индийского хребта к востоку, которое уносит с собой Австралию.

Суммируя последние замечания, можно сказать, что даже с геометрической точки зрения предполагаемые «новой глобальной тектоникой» перемещения, простые, пока они рассматриваются для одного района растекания, становятся не только запутанными, но и противоречивыми и просто невероятными, при попытке представить их одновременное развитие в двух или более районах растекания.

На рис. 69 было показано распределение осадков разного возраста в основании осадочной толщи для северной половины Тихого океана. Наиболее древние осадочные слои сосредоточены на сравнительно небольшой площади близ Марианских и Маршалловых островов. Эта площадь с севера и востока окаймляется последовательно сменяющими друг друга все более молодыми породами. Если такое размещение осадков соответствует, как это сейчас утверждается, размещению полос океанического дна разного возраста, и, если это размещение — результат растекания дна, то материал с периметра огромной протяженности должен был, каким-то образом без заметных деформаций, собраться на малой площади. Это, очевидно, механически невозможно.

Согласно данной концепции, все глубоководные желоба должны поглощать океаническую литосферу, однако Алеутский глубоководный желоб этих функций явно не выполняет. Расположение магнитных аномалий около него обратное тому, которое требуется «новой глобальной тектоникой»: с приближением к желобу они, по утверждению самих авторов концепции, становятся не древнее, а моложе (рис. 93). Этому предлагается объяснение,

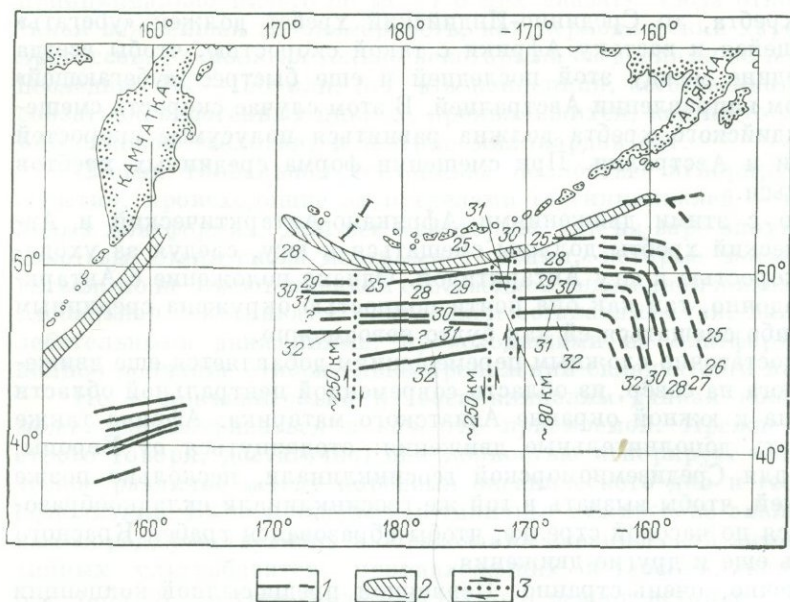


Рис. 93. Простираение магнитных аномалий в северо-восточной части Тихого океана (по Д. Хейсу и Дж. Хейртцлеру)

1 — оси положительных аномалий; 2 — глубоководный желоб; 3 — поперечные смещения аномалий. Цифры — номера аномалий по принятой авторами шкале

что в свое время срединный хребет, постепенно смещаясь в этом районе к северу, проскользнул под Алеутским желобом, который при этом продолжал существовать. Следовательно, или возрастная идентификация магнитных аномалий неверна, или природа глубоководных желобов не та, которая им приписывается.

Существует множество более частных возражений против построений «новой глобальной тектоники». Одно из них, например, указывает, что расстояния между полосами магнитных аномалий в большинстве случаев не пропорциональны длительности геомагнитных эпох. Если продолжительность эпохи Брюнес мы примем за единицу, то длительности трех эпох (Брюнес, Матуяма, Гаусс), абсолютная продолжительность которых известна, относятся друг к другу как 1,0 : 2,4 : 1,6. Но, например, на хр. Рейкьянес (северная часть Срединно-Атлантического хребта) расстояния между наиболее близкими к оси хребта аномалиями относятся друг к другу как 1,0 : 0,5 : 0,4. Не меньшие нарушения пропорциональности наблюдаются на Восточно-Тихоокеанском хребте. Они, очевидно, могут быть объяснены с точки зрения данной концепции значительными изменениями скорости растекания на протяжении последних 3 млн. лет. Но если пропорциональность в большинстве наблюдаемых случаев нарушена, то, очевидно, теряются фактические основы для того, чтобы считать линейные аномалии «окаменевшей шкалой времени», а также и для экстраполяции этой шкалы в глубь геологической истории. Сопоставление с геомагнитными эпохами становится произвольным допущением.

Прослеживание подводных магнитных аномалий Срединно-Атлантического хребта на сушу — в Исландию — сразу обнаруживает, как показал Тр. Эйнарссон, ошибочность определения возраста аномалий. Результат этой операции изображен на рис. 94. Помимо осевой аномалии хр. Рейкьянес, на суше прослеживается продолжение и двух других крупных аномалий, находящихся на расстоянии 80 км от оси хребта. Одна из них продолжается в центральном грабене Исландии, другая — на п-ове Снейфедльснес. По «окаменевшей геомагнитной шкале времени» возраст этих двух аномалий

8 млн. лет. В действительности же, на суше те же аномалии отвечают проявлениям плейстоценового и голоценового вулканизма, имеющего значительно более молодой возраст.

Магнитные измерения приборами, почти достигающими дна, показали, что с поверхности океана кажется полосами, на самом деле представляет собой многочисленные разобщенные овалы, соединять которые между собой можно самым различным образом. Поэтому правильная выдержанность полос аномалий может быть поставлена под сомнение. Далеко не всегда наблюдается и требуемая концепцией симметричность магнитных аномалий по обе стороны от оси хребта.

Едва ли есть необходимость останавливаться на других возражениях. Сказанного, как нам кажется, достаточно, чтобы отнестись отрицательно ко всей системе представлений «новой глобальной тектоники». Эта система является преждевременным обобщением пока весьма недостаточных данных о строении океанического дна, основанным на такой схематизации явлений, которая приводит не к упрощению, а к полному их искажению.

Поэтому вполне понятно, что попытки применить эту концепцию к объяснению конкретных структурных ситуаций не в глобальном, а в локальном масштабе приводят в последнее время ко все более сложным схемам. В этих схемах то там, то здесь появляются местные оси растекания; они перемещаются, отмирают и появляются вновь; скорость растекания многократно меняется, а иногда растекание полностью останавливается; литосферные пластины дробятся на все большее число второстепенных и третьестепенных пластин. Все такие схемы вселяют уныние в связи с отсутствием в них очевидной логики и каких-либо закономерностей. Создается впечатление, что были придуманы некоторые правила игры и задача состоит в том, чтобы к этим правилам во что бы то ни было приспособить действительность.

Английский геолог А. Г. Смит, применивший концепцию пластин к Средиземному морю, писал: «Опыт собственных полевых исследований в Греции легко мог бы дать автору возможность указать на противоречия между полевыми наблюдениями и выводами, основанными на модели («новой глобальной тектоники»). — В. Б.). Однако эти построения должны оцениваться в масштабе 1 : 10 000 000, как если бы мы рассматривали эту территорию из космического пространства. В таком масштабе многие конкретные противоречия невидимы: например, участок в 100 км² уменьшается до 1 мм². Это тот масштаб, для которого теория тектоники пластин была создана, проверена и является внутренне согласованной. Совершенно очевидно, что она непригодна для более детального масштаба» (Smith, 1971, стр. 2040).

Едва ли можно составить более выразительный некролог «тектонике пластин». Очевидно, ждать от нее геологически ценных результатов не приходится.

Что же произошло?

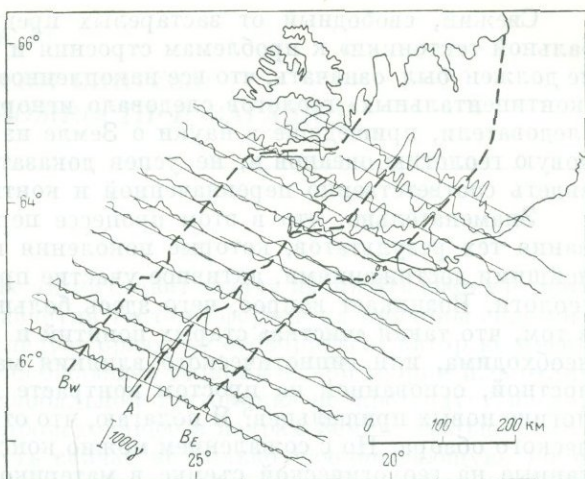


Рис. 94. Продолжение магнитных аномалий Средиземно-Атлантического хребта на суше в Исландии (по Т. Эйнарссону)

Пунктир — наиболее интенсивные аномалии. По шкале «растекания океанического дна» аномалии B_w и B_e должны иметь возраст 8 млн. лет, однако на суше они продолжают вдоль полос наиболее молодых (плистоценовых и плейстоценовых) вулканов

Свежий, свободный от застарелых предрассудков подход «новой глобальной тектоники» к проблемам строения и развития Земли, по-видимому, не должен был означать, что все накопленное предыдущими исследованиями «континентальных» геологов следовало игнорировать. Между тем новые исследователи, пришедшие в науки о Земле из других областей, создав свою новую геологию океанов и, не успев доказать ее правильность, хотели бы видеть соответственно переименованной и континентальную геологию.

Знаменательно, что в этом процессе переоценки ценностей и опорочивания тех результатов, которые поколения геологов считали своими крупнейшими достижениями, активное участие приняли и сами континентальные геологи. Возникает вопрос, чего здесь больше: обоснованной убежденности в том, что такая «чистка» старых понятий и представлений, действительно, необходима, или гипнотического влияния математических знаков и безжалостной, основанной на простом контрасте между «да» и «нет», машинной логике новых пришельцев? Я полагаю, что ответ ясен из предыдущего критического обзора. Но с сожалением можно констатировать, что геологи, воспитанные на геологической съемке в материковых условиях, оказались мало подготовленными к наступлению новых сил и были не в состоянии отстаивать с должной уверенностью те свои представления, которые еще совсем недавно считали бесспорными.

Все это состояние, характерное для переживаемого сейчас времени, часто называют «революцией в науках о Земле». Если революцией считать вовлечение в нашу науку огромного нового материала, освещающего строение глубоких недр Земли и океанического дна, объединение различных наук о Земле в целях решения общих задач, а также использование новых методов решения этих задач, и прежде всего количественных, то с таким определением современного положения в геотектонике можно согласиться. Но едва ли следует называть революцией настойчивое внедрение в научный обиход идей «новой глобальной тектоники» в их конкретном современном выражении.

Конечно, нельзя не согласиться, что в самой прямолинейной логике новой концепции содержится определенная подкупающая с первого взгляда красота. Нельзя не признать также, что «новая глобальная тектоника» привлекла наше внимание в кругу новых вопросов, изучение которых будет продолжаться независимо от того, какие теоретические представления будут господствовать. Импонирует также претензия на общность этой новой системы взглядов, на ту общность, которой уже давно, со времени крушения контракционной гипотезы, были лишены геологические теории.

Но при внимательной проверке красота оказывается ложной красотой, а претензии — необоснованными...

ПОИСКИ СИНТЕЗА: ВОЗМОЖНОСТИ И ЗАГАДКИ

В этой заключительной главе автор ставит задачу изложить свои взгляды на общие вопросы строения и развития тектоносферы и на причины эндогенных процессов и режимов. Но следует сразу же оговориться: автор не имеет в своем распоряжении готовой обобщающей геонимической теории и, в отличие от последователей «новой глобальной тектоники» не претендует на то, что в состоянии объяснить все происходящее в недрах Земли. Больше того, он убежден в том, что выдвинут сейчас не только исчерпывающую, но и сколько-нибудь широко охватывающую эндогенные процессы теорию просто невозможно. Причина этого — огромные провалы в наших знаниях о земных недрах. Ряд самых существенных сторон строения глубин Земли и происходящих в них процессах нам пока совершенно неизвестны.

При этом положение в последние годы не улучшилось, а ухудшилось, как это ни странно, именно, благодаря огромным успехам в изучении глубоких слоев Земли, а также и дна океанов. Узнав много нового, мы уже не можем более удовлетворяться простыми глобальными схемами, будь то схемы общего сжатия Земли или ее пульсаций, или «новой глобальной тектоники». Успехи в изучении недр привели сейчас к острому противоречию: с одной стороны, они показали чрезвычайную сложность глубинных процессов и большую неоднородность глубинного строения, а, с другой, они же убедили нас в планетарной общности этих процессов. Отдельные участки тектоносферы развиваются по-разному, но в то же время индивидуальное развитие зон подчиняется общепланетарному эндогенному ритму.

Для того чтобы разрешить это противоречие между индивидуальным и общим, у нас не хватает данных. Например, чтобы, действительно, судить об истории океанического дна, а не фантазировать по этому поводу, нам не хватает знания разреза океанической земной коры или хотя бы ее второго слоя. Аналогичные провалы в фактическом материале существуют и в проблемах, относящихся к материковой тектоносфере, особенно там, где речь идет о древних стадиях ее развития.

Можно, конечно, провалы заполнять домысливанием, затушевывая границы между фактическим и гипотетическим. Эта всегда соблазнительно, но ведет к самообману. Или каждый раз останавливаться на краю провала и не пытаться через него переправиться. Этот путь никогда не приведет к решению общих вопросов, если только не поможет случай. Очевидно, единственно правильный путь — это тщательно отмечать недочеты в наших знаниях, не только не затушевывая, но подчеркивая их, и вместе с тем каждый раз задумываться над тем, какими предположениями эти недочеты могли бы быть ликвидированы. Только опираясь на такие предположения, можно сознательно направлять дальнейшие исследования. Не следует забывать, что назначение научной гипотезы не в том, чтобы убедить себя и других, что уже существует объяснение, а в том, чтобы указать возможный путь поисков этого объяснения.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭНДОГЕННОГО РАЗВИТИЯ

Прежде чем изложить нашу гипотетическую схему глубинных процессов, остановимся еще раз вкратце на основных закономерностях развития тектоносферы.

Развитие материковой тектоносферы можно представить как совокупность эндогенных режимов, сосуществующих друг с другом в пространстве и сменяющих друг друга во времени.

В истории эндогенных режимов существует некоторый ритм, выраженный, если иметь в виду наиболее крупный масштаб явлений, в форме эндогенных циклов. Циклы имеют сложное содержание в областях проявления наиболее активных режимов — геосинклинальных и орогенных, — где в них в определенной последовательности входят и тектонические, и магматические, и метаморфические процессы. В областях платформенных режимов циклы построены проще и выражаются главным образом в вертикальных колебаниях коры.

В смене эндогенных процессов имеются признаки импульсивности, которые наиболее заметны в геосинклиналях и слабее на платформах. Импульсивность выражена в том, что эпохи возбуждения глубинных процессов сменяются эпохами их успокоения. При этом история активных зон указывает на то, что возбуждение может относиться либо к верхней мантии, либо к коре. Возбуждение, охватывающее верхнюю мантию, отражается на поверхности в виде интенсивных и контрастных глыбово-волновых колебательных движений, свойственных геосинклиналям и орогенным зонам, а также в виде подъема к поверхности магм мантийного происхождения. Такое возбуждение приурочивается к началу и концу эндогенного цикла. Середина цикла характеризуется снижением скорости и контрастности колебательных движений. Поскольку конец цикла является в то же время началом следующего, импульсивность в возбуждении верхней мантии можно считать основным фактором, определяющим разделение истории эндогенных процессов на циклы.

Возбуждение эндогенных процессов в коре в геосинклиналях выражается в региональном метаморфизме, гранитизации и формировании складчатости общего смятия и глубинной. Оно приурочено к середине эндогенного цикла, т. е. к тому времени, когда в мантийных процессах наступает временное успокоение. Следовательно, наблюдается отставание в фазе корового импульса по отношению к мантийному.

В областях платформенных режимов поднятие земной коры, относящееся к концу одного цикла и началу следующего, можно рассматривать как ослабленное отражение мантийного возбуждения. Но режимы рифтовый и магматической активизации платформ свидетельствуют о том, что и платформенные режимы могут прерываться при особых условиях проявлениями нового сильного мантийного возбуждения.

Эндогенные режимы связаны с величиной теплового потока, выходящего из недр: более активным режимам сопутствуют более высокие тепловые потоки, менее активным — менее высокие. Тепловой режим сказывается на степени выраженности и глубине залегания астеносферы. Последняя больше влияет на скорость сейсмических волн и находится ближе к поверхности в областях активных режимов и может быть очень слабо выраженной в зонах спокойных режимов.

Тепловой режим меняется в течение одного эндогенного цикла. В эпоху регионального метаморфизма кора прогревается сильнее, чем в другие стадии цикла. В верхней мантии температура поднимается наиболее высоко в эпоху мантийного возбуждения, т. е. в эпоху, охватывающую конец одного цикла и начало следующего.

Общая эволюция эндогенных режимов шла от пангеосинклинальной, или пермобильной, стадии развития тектоносферы к переходной неустойчивой протогeosинклинальной стадии, и затем — к устойчивой геосинклинально-платформенной стадии. Для последней общая направленность состоит в сокращении площадей, занятых геосинклинальными и орогенными режимами, и расширении областей платформенных режимов. Этот процесс начался с образования древних платформ, а закончился тем, что наиболее молодые геосинклинали составляют не случайно разбросанные пятна, а два пояса: Средиземноморский и Тихоокеанский.

В течение всей геологической истории в структуре земной коры возрастала роль глубинных разломов, определявших линейность эндогенных зон разного порядка.

На фоне общей направленности смены режимов от активных к более спокойным, наблюдаются частные закономерности в сменах режимов. Например, орогенный режим развивается чаще всего на месте только что закончившей в предыдущем цикле свое развитие геосинклинали. Реже он возникает на молодых платформах, и совсем редко — на древних платформах. Но на последних может образоваться рифтовый режим, который, впрочем, возникает и на молодых платформах, а также на срединных массивах. Магматическая активизация охватывает преимущественно древние платформы.

Строение и развитие материков, а также вещественный состав верхней мантии и коры под ними, указывают на связь того, что происходит в коре с очень глубокими сферами земного шара, лежащими, во всяком случае, глубже астеносферы. Земная кора материков является результатом дифференциации, охватившей вещество Земли на многие сотни километров в глубину. Столь же глубокие энергетические и вещественные «корни» имеют все эндогенные режимы материков.

После того как нами была отвергнута «новая глобальная тектоника», мы вынуждены признать, что развитие океанической тектоносферы остается для нас в значительной степени загадкой. Последняя останется неразгаданной до тех пор, пока не будет известен разрез океанической коры.

Сейчас мы знаем, что не только кора, но и верхняя мантия океанов отличается от тектоносферы материков. Океаническая тектоносфера слабее дифференцирована, чем материковая, и дифференциацией в ней захвачена гораздо меньшая толща вещества. Океанические базальты и ультрабазиты отличаются от базальтов и ультрабазитов материков по своему химическому составу, особенно по содержанию щелочей, редких земель и радиоактивных элементов. Это обстоятельство не позволяет отождествлять океаническое дно с какими-либо эндогенными зонами материков и указывает на то, что материки и океаны прочно связаны со «своими» участками верхней мантии.

Средний тепловой поток в океанических бассейнах не отличается существенно от среднего теплового потока на материках. И если на материках половина потока происходит из коры с ее гранито-гнейсовым слоем, сильно обогащенным радиоактивными элементами, и только половина имеет глубокое происхождение, то в океанах кора способна выделить лишь $\frac{1}{10}$ долю теплового потока; $\frac{9}{10}$ его поднимается с больших глубин. Это свидетельствует о более равномерном рассеянии радиоактивных элементов в разрезе верхней мантии океанов, что еще раз подтверждает факт меньшей дифференцированности океанической тектоносферы по сравнению с материковой. С более широким рассеянием радиоактивных элементов связаны более высокие температуры в океанической мантии по сравнению с теми же глубинами в мантии материков. Эта разница температур, распространяющаяся в глубину на несколько сот километров, является, вероятно, причиной того, что астеносфера под океанами мощнее, чем под материками и залегает ближе к поверхности.

Равенство средних тепловых потоков на материках и в океанах служит, как выше указывалось, важным аргументом против идеи дрейфа материков.

История дна океана запечатлена в геологических документах только начиная с юрского времени. Для этой истории продолжительностью всего около 150 млн. лет (против 3500 млн. лет геологической истории материков) устанавливается наличие двух эндогенных режимов — океанических рифтовых поясов и океанических котловин. Первый режим принадлежит к числу активных и связан с высоким тепловым потоком и возбужденной астеносферой, второй режим — спокойный и характеризуется более низким тепловым режимом.

Окраины всех океанов с юрского или мелового времени опускались. Опускание земной коры, сопровождаемое углублением бассейнов, отмечается для того же периода времени и для внутренних областей океанов. На окраинах

тихоокеанского типа, а также во внутренних областях Тихого океана опускание носило глыбовый характер и было связано с раскалыванием коры и магматизмом: базальтовым внутри океана и андезитовым и гранодиоритовым на его окраинах. На окраинах атлантического типа опускание было более спокойным. Имеются многочисленные признаки того, что в конце палеозоя и начале мезозоя на месте Атлантического и Индийского океанов существовали большие участки суши.

Накоплению осадков на дне океанов предшествовала эпоха огромного по объему базальтового вулканизма, приведшего к формированию второго слоя океанической коры. Отрицая построения «новой глобальной тектоники», мы должны прийти к выводу, что, начавшись на всей площади океанов, вулканизм в течение последнего времени постепенно концентрировался все ближе к гребню срединно-океанических хребтов. Когда начался этот вулканизм и какие условия предшествовали ему на месте океанов, остается неизвестным.

Для многих внутренних и краевых морей, по геологическим и палеогеографическим данным, устанавливается их недавнее образование на месте, где раньше были участки суши с континентальной корой. Некоторые моря образовались в мезозое (Мексиканский залив, Карибское море), но большая их часть стала глубокими морскими впадинами только в неогене (Средиземное море, краевые моря западной окраины Тихого океана).

Поскольку, как в океанах, так и в глубоких морях, кора — базальтовая, океанического или субокеанического типа, перед нами возникает проблема условий смены континентальной коры океанической во всех случаях образования глубоководных впадин на месте бывшей суши.

ОБЩАЯ СХЕМА ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ

В самых общих чертах наши предположения относительно глубинных причин и условий эндогенного развития тектоносферы выглядят следующим образом.

В основе развития земного шара лежит дифференциация слагающего его вещества, как это уже предполагалось космогонической теорией О. Ю. Шмидта. Исходное вещество находится в нижней мантии. Отсюда тяжелые составные части опускаются, образуя ядро Земли, а легкие поднимаются; из них, в конце концов, сформировались верхняя мантия и кора. Дифференциация в принципе является гравитационной, но к чисто механическому процессу разделения частиц разной плотности присоединяются механизмы разделения, определяемые физико-химическими свойствами вещества.

На ранних стадиях развития Земли распределение вещества и термодинамических условий в недрах оказалось благоприятным для образования на некоторой глубине в верхней мантии слоя частичного плавления — астеносферы. Частичное плавление с выделением базальтов явилось важным этапом эволюции вещества на его пути к поверхности. Состав океанической коры показывает, что последняя могла возникнуть в результате выплавления материала из астеносферы. Образование материковой коры связано с более сложным физико-химическим процессом, в котором участвовали как формирование соединений разной степени подвижности, так и кислотное выщелачивание.

Поскольку плотность выплавляемого в астеносфере базальта ниже средней плотности литосферы, между поверхностью астеносферы, где скапливается базальт, и литосферой возникает инверсия плотностей и соответствующая механическая неустойчивость. Степень последней зависит от интенсивности частичного плавления, т. е. от температуры в астеносфере. Вместе с усилением частичного плавления уменьшается вязкость астеносферы и повышается ее подвижность.

Астеносфера является уровнем, на котором останавливается вещество, поднимающееся из нижней мантии. Подъем вещества следует рассматривать

как основное средство выноса тепла из более нагретых глубоких областей в верхнюю мантию. В астеносфере, куда поступает очередная порция глыбинного вещества, температура повышается. Это и является механизмом «возбуждения» астеносферы, в результате которого усиливается плавление в ней, понижаются ее вязкость и плотность, что обостряет инверсию плотностей между астеносферой и литосферой, усиливает механическую неустойчивость на их границе и создает обстановку для астеносферного диапиризма. Кроме того, принос материала снизу в известной мере «обновляет» состав астеносферы и поддерживает ее способность дифференцироваться путем частичного плавления.

Причина импульсивности эндогенных процессов, непосредственно связанных с верхней мантией, состоит в том, что подъем вещества из нижней мантии происходит не непрерывно, а прерывисто, отдельными порциями. После возбуждения наступает успокоение астеносферы в результате оттока части нагретого материала, который поднимается в литосферу в форме астеносферных диапиров, унося с собой часть тепла. Каждое очередное возбуждение создает условия для усиления астеносферного диапиризма и, следовательно, для повышения скорости, амплитуды и контрастности глыбово-волновых колебательных движений литосферы, а также для усиления выделения мантийных магм. В периоды охлаждения астеносферы все эти процессы ослабевают.

Тепловое возбуждение в коре, проявляющееся в геосинклиналях в форме регионального метаморфизма и гранитизации, происходит с опозданием по отношению к возмущению в астеносфере и совпадает с тем временем, когда в последней наступает относительное успокоение. Поэтому региональный метаморфизм, гранитизация и наиболее сильные пластические деформации в коре происходят одновременно с ослаблением контрастов в глыбово-волновых колебательных движениях и затуханием мантийного магматизма. Периодические возбуждения и успокоения астеносферы ответственны также за ритм общих колебательных движений как в геосинклиналях и орогенных зонах, так и на платформах.

Конкретные эндогенные режимы, однако, определяются не только состоянием астеносферы, но и ее взаимодействием с литосферой. В зависимости от свойств последней и ее реакции на воздействие со стороны астеносферы устанавливается тот или иной режим. Условия их возникновения рассматриваются ниже.

Переход от пермобильной стадии к неустойчивой протogeосинклинальной и затем к устойчивой геосинклинально-платформенной означает, что возбуждение астеносферы сначала распределялось почти по всей площади материков равномерно, а затем шел процесс все большей его пространственной локализации, сначала неустойчивой, а затем устойчивой. С прогрессирующей устойчивой локализацией процессов возбуждения астеносферы связано сокращение площадей, занятых активными режимами — геосинклинальным и орогенным — и увеличение площадей спокойных — платформенных — режимов. При этом наиболее длительно проявления периодического возбуждения астеносферы удерживались в двух поясах — Средиземноморском и Тихоокеанском, где сосредоточены наиболее молодые активные эндогенные режимы — геосинклинальные и орогенные.

На фоне усиливающейся локализации зон возбуждения астеносферы, в качестве местных и временных отклонений от общей направленности эволюции литосферы, происходили мощные процессы «активизации» — тектонической и магматической — платформенных режимов.

Понять в свете имеющихся сейчас данных происхождение и эволюцию литосферы океанов и глубоких морей можно, как нам кажется, только допустив существование процесса образования океанической литосферы на месте ранее существовавшей континентальной литосферы и при этом без дрейфа и раздвижения последней. Речь должна идти о процессе, получившем название базификации, или океанизации, континентальной литосферы. Во всяком

случае, без представления о таком процессе невозможно объяснить образование таких морей, как Средиземное, Мексиканский залив или краевые моря западной части Тихого океана. Во всех этих морях предыдущая континентальная стадия совершенно очевидна. Но, опровергая идеи дрейфа материков, мы неминуемо должны допустить тот же процесс базификации литосферы и в океанах, поскольку есть признаки былого существования и на их месте участков суши. Крайней, но логически оправданной точкой зрения явилось бы представление, что первоначально весь земной шар был покрыт литосферой только континентального типа и на его поверхности существовали тогда суша и мелкие моря. А современные океаны образовались в результате позднейшей базификации континентальной литосферы вплоть до превращения ее в океаническую. Этот процесс должен был сопровождаться выделением из недр воды, заполнявшей образующиеся впадины.

Однако пока неизвестна раннемезозойская и вся предыдущая история океанов, невозможно сказать, когда и в каком объеме процессы базификации происходили, были ли они столь глобальны или же разделение литосферы на материковую и океаническую отражает в какой то мере «первичные» (или очень древние) неоднородности в составе и развитии глубоких недр Земли.

Но и в течение мезо-кайнозой происходило углубление океанов, связанное, очевидно, с прогибанием земной коры и увеличением объема воды. Такое прогибание с сохранением изостазии невозможно без продолжающегося утяжеления литосферы, вероятнее всего, путем ее базификации. Можно связать основной акт базификации и формирования океанических впадин с огромной вспышкой вулканизма, приведшей к образованию третьего и второго слоев океанической коры. Поскольку вулканизм охватил сначала всю площадь океанов, а затем концентрировался во все более узкой полосе вдоль гребня срединных хребтов, естественно предположить, что срединные хребты являются зонами наиболее длительного развития процесса базификации, которая в них, возможно, продолжается и до сих пор.

Вероятные механизмы базификации будут рассмотрены ниже.

УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ МАТЕРИКОВ

Режимы, связанные с возбужденным состоянием астеносферы, это — геосинклинальные, орогенные, рифтовый и материковых окраин тихоокеанского типа. Из первых мы рассмотрим здесь условия развития эвгеосинклинального режима.

В основе всех перечисленных режимов лежит астеносферный диапиризм, вызванный обострением инверсии плотностей на границе астеносферы и литосферы. В верхней части астеносферы скапливается выплавленный из нее базальт с сохранившимися внутри него массивами исходных ультраосновных пород. Этим материалом — базальтом с включениями перидотитов — илагаются возникающие на поверхности астеносферы выступы — диапиры. Помимо диапиров, сохраняющих связь с астеносферой, образуются и полностью отделившиеся от астеносферы и самостоятельно всплывающие бескорневые астенолиты. При образовании диапиров и астенолитов происходит горизонтальный подток к ним расплавленного материала из соседних районов.

Поскольку диапиры образуются под литосферой, их форма и размещение в значительной степени зависят от механических свойств литосферы, от ее способности двигаться вверх и вниз, подчиняясь движениям кровли астеносферы. Там, где литосфера разделена параллельными глубинными разломами на длинные глыбы, диапиры принимают форму таких же длинных параллельных гребней, разделенных длинными впадинами в кровле астеносферы. Удлиненную линзовидную форму принимают и астенолиты. В этом мы видим причину общераспространенной линейности тектонических зон.

При сильно возбужденном состоянии астеносферы, когда механическая неустойчивость в ее кровле оказывается обостренной, создается обстановка,

способствующая значительным амплитудам, скорости и контрастности вертикальных движений в материале астеносферы в форме диапиров и астенолитов. Это условия, при которых возникают *эвгеосинклинальный и орогенный режимы*.

Какой именно из них возникает, определяется, по-видимому, характером проницаемости литосферы. Тип проницаемости — рассеянный или сосредоточенный — влияет на соотношение между движением в кровле астеносферы и в литосфере. Соотношение может быть обратным или прямым, т. е. либо над выступом астеносферы возникает прогиб литосферы, либо поднятия и прогибы кровли астеносферы и литосферы совпадают.

Если литосфера имеет рассеянную проницаемость, всплывающий в диапирах и астенолитах базальт внедряется в литосферу и пронизывает ее по густой сети каналов, частично изливаясь наружу. Вместе с базальтом в литосферу внедряется и захваченная его потоком ультраосновная магма, которая, достигнув коры, серпентинизируется и образует пластичные протрузии.

Проникая внутрь литосферы, магма застывает и плотность ее сильно возрастает. По мере того как объем застывшей основной и ультраосновной магмы увеличивается, средний состав литосферы становится все более основным и она утяжеляется. Утяжелению способствует также образование эклогитов при застывании базальтов: плотность эклогитов, как мы знаем, чрезвычайно высока ($3,6 \text{ г/см}^3$). Степень базификации и эклогитизации в разных местах различна. Она должна быть больше над теми местами, откуда всплывают с кровли астеносферы диапиры и астенолиты. Поэтому, именно, над такими местами полосы литосферы утяжеляются максимально и тут на поверхности образуются зоны опускания, тогда как над пространствами, разделяющими диапиры, возникают зоны относительного поднятия литосферы. Материал астеносферы частично перетекает из-под прогибов литосферы в сторону ее поднятия. Благодаря такому механизму, вертикальные движения литосферы зеркально отражают движения материала в кровле астеносферы. Общее утяжеление литосферы ведет к тому, что в целом опускания преобладают над поднятиями.

Так возникает на поверхности эвгеосинклинальный режим в его офиолитовой стадии, характеризующейся контрастными глыбово-волновыми колебательными движениями при общем преобладании опусканий, а также сильным рассеянным эффузивным и интрузивным основным и ультраосновным магматизмом, особенно интенсивным в зонах опускания — интрагеосинклиналях.

Застывая внутри литосферы, основная магма частично дифференцируется. В связи с дифференциацией, а также в результате ассимиляции базальтовой магмой пород коры образуются средние и кислые магмы, особенно преобладающие в конце офиолитовой стадии.

Уже неоднократно подчеркивалось, что по своему составу основные и ультраосновные породы геосинклиналей отличаются от океанических. Но все же базификация, выраженная в образовании в коре геосинклиналей многочисленных как пластовых, так и секущих основных и ультраосновных интрузий, ведет к изменению физических свойств коры, приближая их к свойствам океанической коры. Только в этом чисто физическом (но отнюдь не геохимическом) смысле можно сравнивать эвгеосинклинальную кору с океанической.

Происходит ли при этом растяжение коры? В каком-то масштабе оно возможно: вершина астеносферного диапира может расплзаться в стороны и растягивать над собой литосферу, способствуя тем самым образованию в ней вертикальных каналов. Это местное растяжение небольшого масштаба не имеет ничего общего с предполагаемым «новой глобальной тектоникой» далеким раздвижением континентальных глыб. То растяжение, о котором здесь говорится, вполне может компенсироваться небольшим уплотнением или деформацией пород в непосредственной близости от образовавшихся каналов.

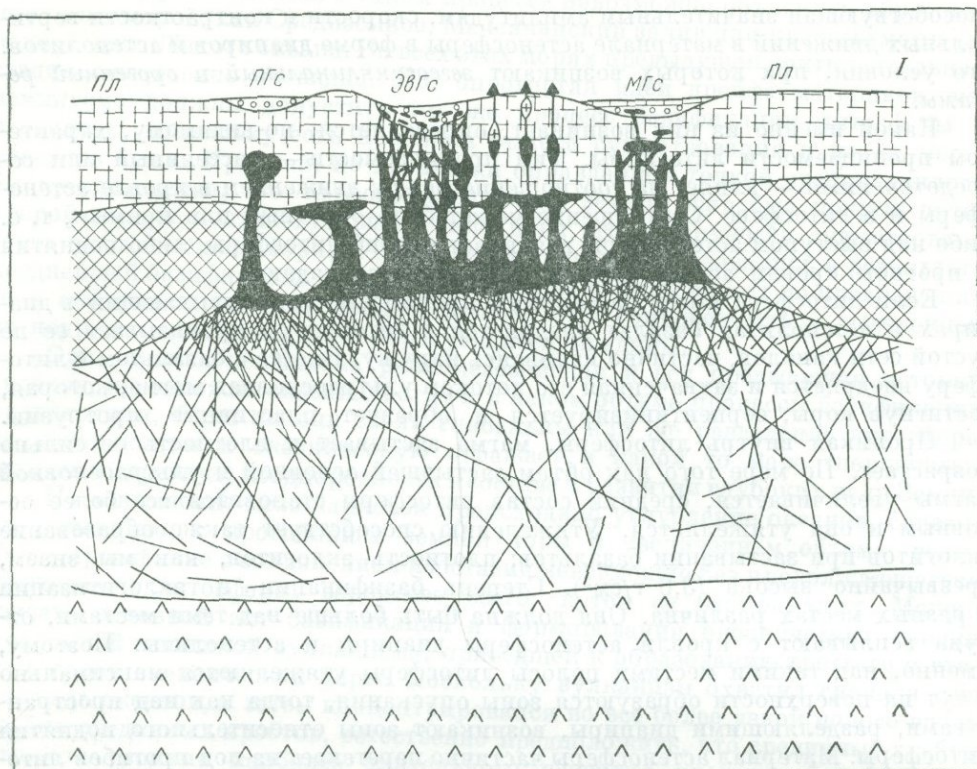


Рис. 95.1

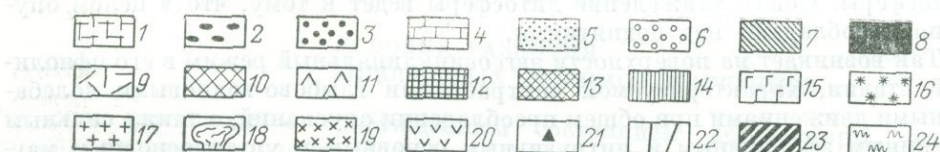


Рис. 95 (I—X). Гипотетические глубинные профили литосферы для различных эндогенных режимов и стадий их развития

1 — континентальная кора; формации: 2 — офиолитовая, 3 — нижнетерригенная, 4 — известняковая, 5 — верхнетерригенная, 6 — молассовая, 7 — платформенный осадочный чехол; 8 — расплавленный базальт; 9 — астеносфера (плотность штрихов соответствует интенсивности выплавления базальта); 10 — субстрат (верхние твердые слои верхней мантии); 11 — слой Голицына; 12 — область увеличения объема в земной коре на платформе; 13 — эклогиты; 14 — метаморфизм гранулитовой фации; 15 — метаморфизм амфиболитовой фации; 16 — гранитизация; 17 — магма кислого и среднего состава; 18 — глубинный мантийный астенолит; 19 — остаточные очаги магмы кислого и среднего состава; 20 — остаточные очаги магмы основного состава; 21 — вулкан; 22 — тектонический разрыв; 23 — магма щелочного состава; 24 — глубинный диапиризм в коре.

I — платформа (Пл), парагеосинклиналь (ПГс), эвгеосинклиналь в офиолитовой стадии (ЭвГс), мезогеосинклиналь (МГс); II — инверсионная стадия; ЦП — центральное поднятие; КП — краевой прогиб; МП — межгорный прогиб; III — продолжение развития инверсионной стадии (сглаживание контрастов вертикальных движений); IV — орогенный режим (ПП — передовой прогиб); V — орогенный режим (продолжение) и усиление прогибания на месте передового прогиба (справа); VI — орогенный режим и возникновение эвгеосинклинального режима на месте бывшего передового прогиба (ср. IV—VI); VII — сглаживание контрастов вертикальных движений в зонах орогенного режима и инверсионная стадия в эвгеосинклинали (ср. VI); VIII — орогенный режим во всех зонах; IX — платформенный режим; X — режимы: рифтовый (А) и эвиплатформенный орогенный (В).

Не исключается, что при внедрении основной магмы в литосферу некоторые ее глыбы могут полностью отделяться и погружаться в астеносферу, претерпевая там переплавление. Глыбы могут содержать и пачки пород коры. В связи с этим мощность коры в эвгеосинклиналих может уменьшаться. Процесс поглощения литосферы астеносферой подробнее рассматривается ниже в связи с проблемой происхождения океанов.

Наши представления об офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима иллюстрируются рис. 95, I, VI.

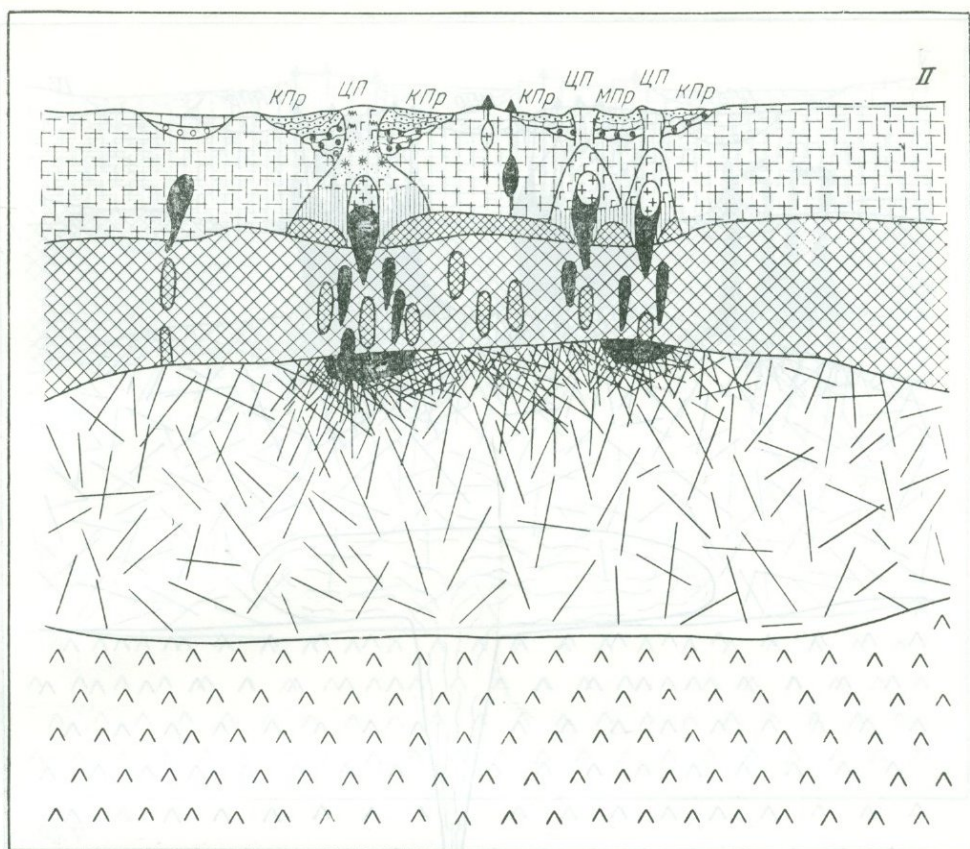


Рис. 95.II

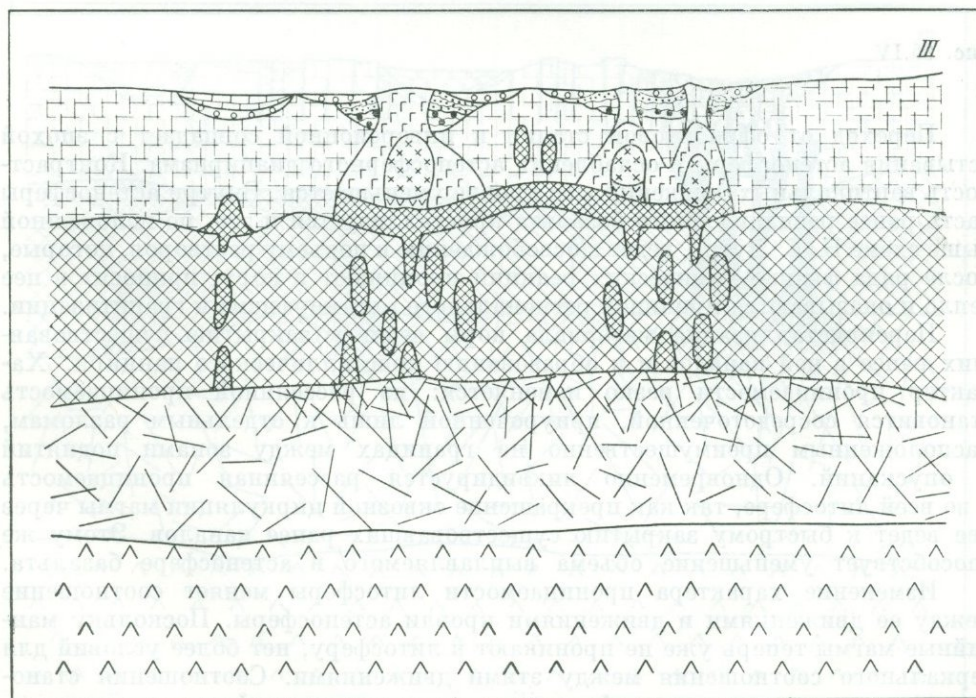


Рис. 95.III

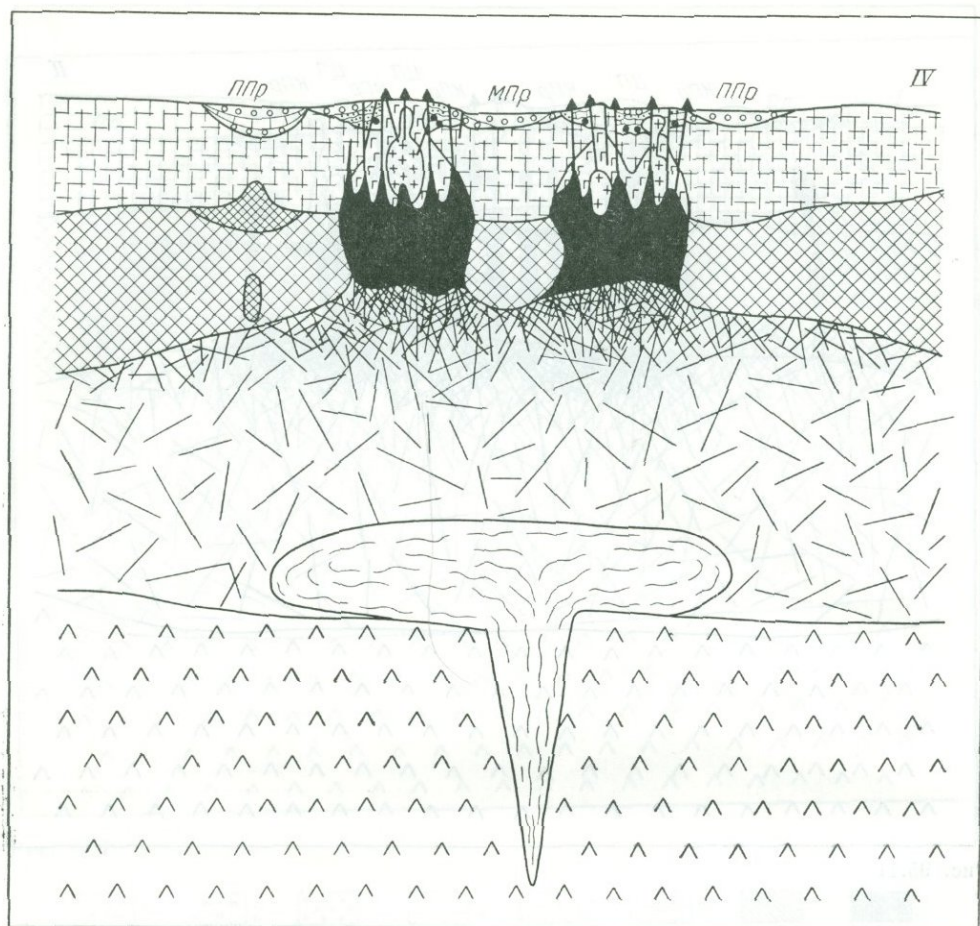


Рис. 95.IV

Переход от офиолитовой стадии к инверсионной совпадает с эпохой остывания астеносферы и ослабления астеносферного диапиризма. Контрастность вертикальных движений в ее кровле уменьшается. Внутри астеносферы часть ранее расплавленного базальта кристаллизуется и это, по изложенной выше схеме Б. Г. Лутца, ведет к освобождению и подъему растворов, которые, после ряда физико-химических реакций проникают в кору, приносят в нее тепло и оказываются причиной регионального метаморфизма и гранитизации.

Перекристаллизация материала коры ведет к закрытию существовавших ранее в ней каналов и к образованию кристаллического панциря. Характер проницаемости резко изменяется: из рассеянной проницаемость становится сосредоточенной, приуроченной лишь к отдельным разломам, расположенным преимущественно на границах между зонами поднятий и опусканий. Одновременно ликвидируется рассеянная проницаемость и во всей литосфере, так как прекращение сквозной циркуляции магмы через нее ведет к быстрому закрытию существовавших ранее каналов. Этому же способствует уменьшение объема выплавляемого в астеносфере базальта.

Изменение характера проницаемости литосферы меняет соотношение между ее движениями и движениями кровли астеносферы. Поскольку мантийные магмы теперь уже не проникают в литосферу, нет более условий для зеркального соотношения между этими движениями. Соотношения становятся прямыми: над астеносферными диапирами литосфера поднимается, в пространствах между ними она опускается.

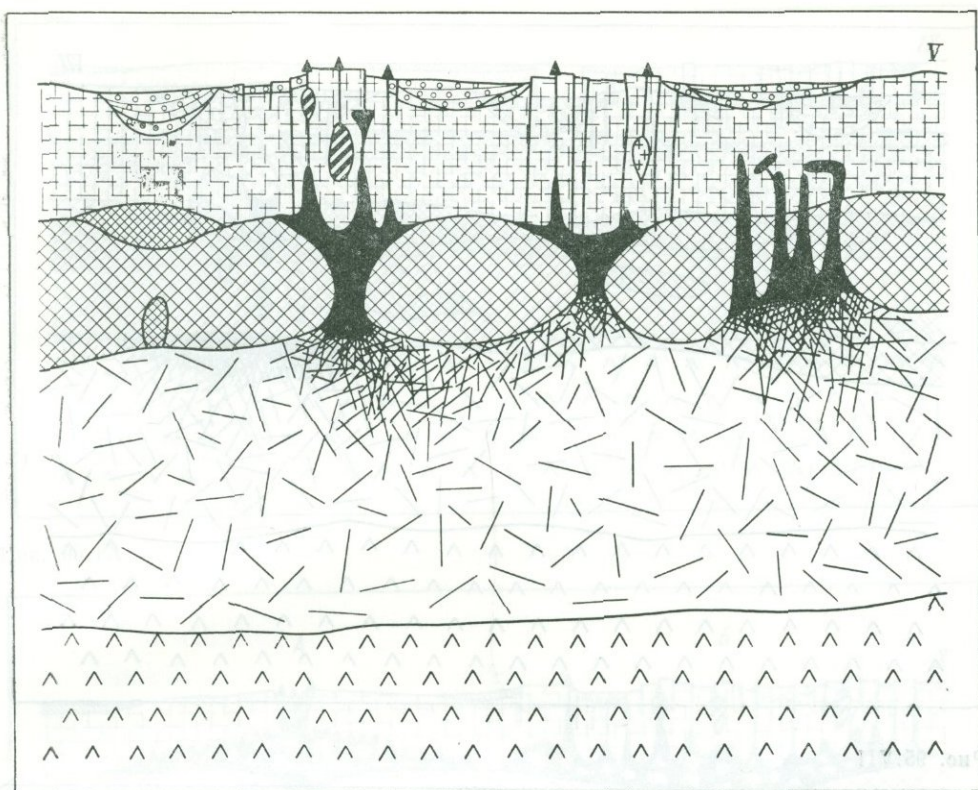


Рис. 95.V

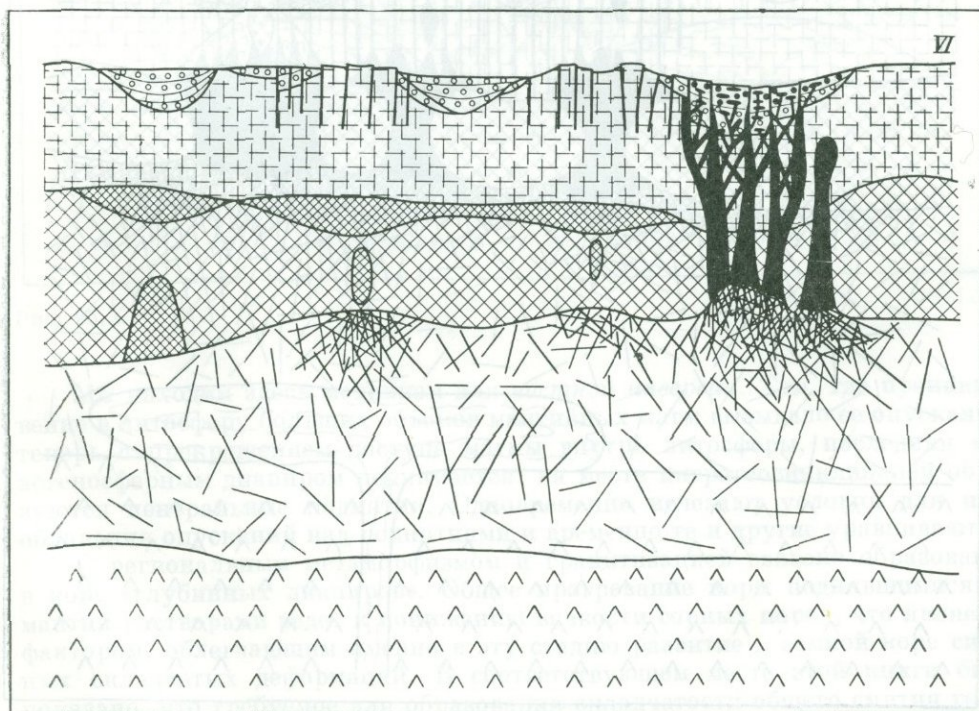


Рис. 95.VI

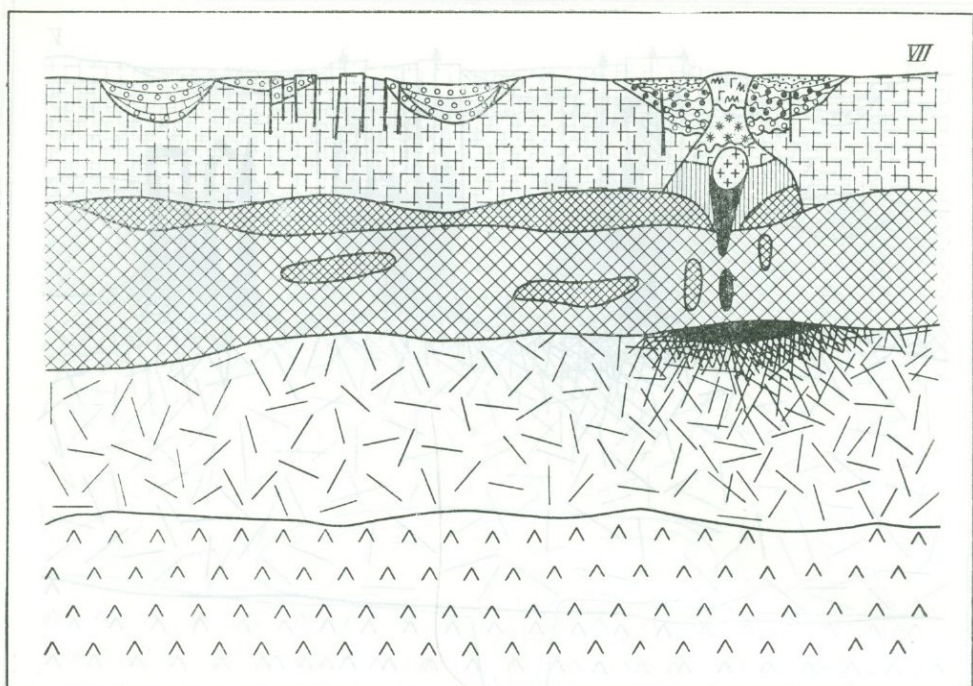


Рис. 95.VII

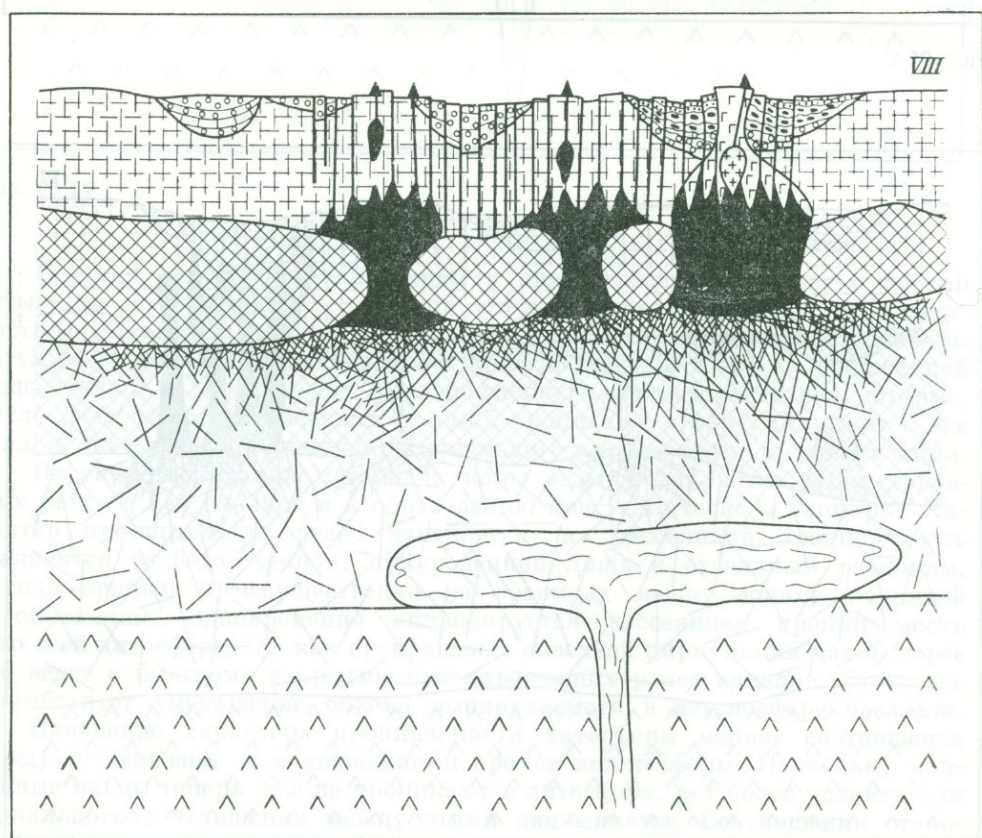


Рис. 95.VIII

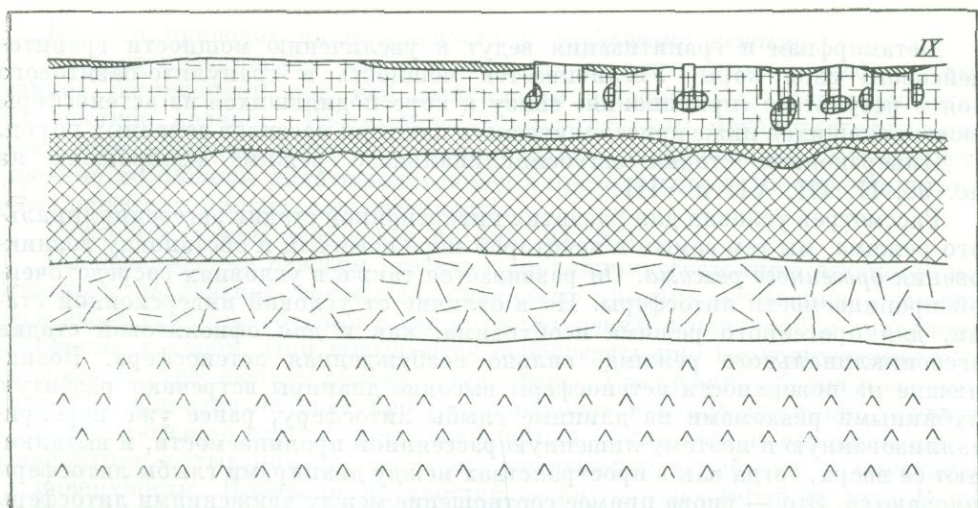


Рис. 95.IX

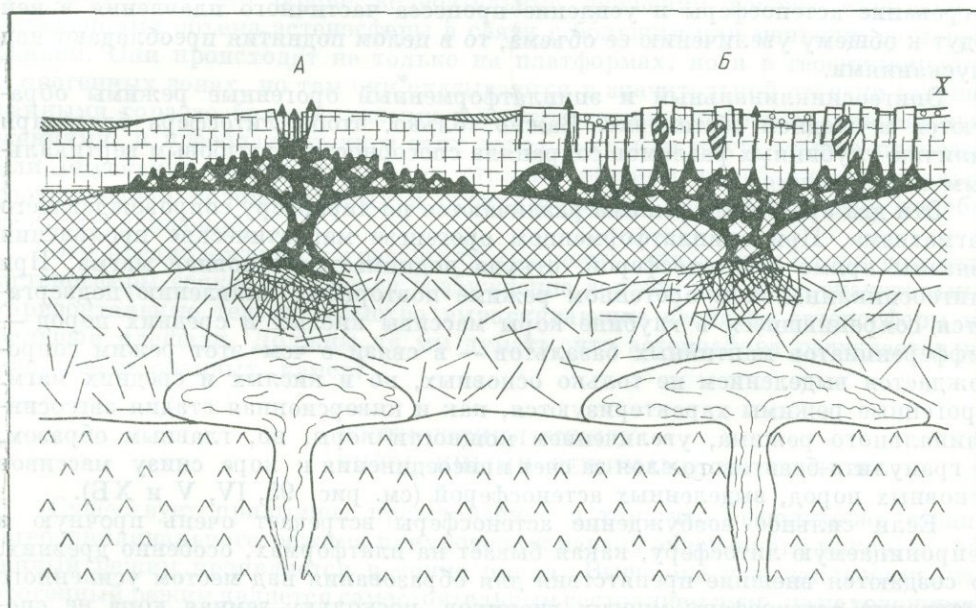


Рис. 95.X

Мы находим здесь механизм для *частной инверсии*. Там, где проникновение в литосферу больших объемов мантийных магм вызывало ее опускание, теперь с прекращением доступа магмы внутрь литосферы, последняя над астеносферным диапиром поднимается: на месте интрагеосинклиналей образуются центральные поднятия. Одновременно исчезают условия для преобладания опусканий над поднятиями и временно те и другие уравниваются.

С региональным метаморфизмом и гранитизацией связано образование в коре «глубинных диапиров». Общее прогревание коры поднявшимися из мантии растворами ведет к понижению вязкости горных пород, что является фактором, облегчающим именно в эту стадию развитие в земной коре сильных складчатых деформаций. В соответствующем месте этой книги было показано, что требуемое для образования складчатости общего смятия горизонтальное сжатие имеет местный характер и причинно связано с вертикальными движениями коры.

Метаморфизм и гранитизация ведут к увеличению мощности гранито-гнейсового слоя коры. Увеличивается мощность и гранулито-базитового слоя в результате «прилипания» снизу к коре поднявшихся из астеносферы и остановившихся ниже кристаллического панциря массивов основных пород.

Инверсионная стадия эвгеосинклинального режима изображена на рис. 95, II, III, VII и VIII.

Рассмотрев условия для развития инверсионной стадии эвгеосинклинального режима, мы тем самым в некоторой мере осветили и обстановку возникновения *орогенного режима*. Он развивается также в условиях сосредоточенной проницаемости литосферы. Но в отличие от условий инверсионной стадии, для орогенного режима необходима, как и для офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима, сильно возбужденная астеносфера. Возникающие на поверхности астеносферы высокие диапиры встречают разбитую глубинными разломами на длинные глыбы литосферу, ранее уже перекристаллизованную и поэтому лишенную рассеянной проницаемости, и выталкивают ее вверх, тогда как в пространствах между диапирами глыбы литосферы опускаются. Это — снова прямое соотношение между движениями литосферы и астеносферы.

Так как здесь нет условий для утяжеления литосферы, а значительное нагревание астеносферы и усиление процесса частичного плавления в ней ведут к общему увеличению ее объема, то в целом поднятия преобладают над опусканиями.

Эпигеосинклинальный и эпиплатформенный орогенные режимы образуются в сходной обстановке. Важно только, чтобы литосфера благодаря наличию глубинных разломов сохраняла способность к глыбовым вертикальным перемещениям.

Эти два орогенных режима различаются по характеру сопровождающего магматизма. При эпиплатформенном орогенезе магматические проявления связаны прямо с астеносферой, откуда поднимается основная магма. При эпигеосинклинальном орогенном режиме повторному плавлению подвергаются сохранившиеся в глубине коры массивы кислых и средних пород — дифференциатов мантийных базальтов — в связи с чем этот режим сопровождается выделением не только основных, но и кислых и средних магм. Орогенные режимы характеризуются, как и инверсионная стадия эвгеосинклинального режима, увеличением мощности коры, но, главным образом, ее гранулито-базитового слоя за счет присоединения к коре снизу массивов основных пород, выделенных астеносферой (см. рис. 95, IV, V и ХБ).

Если сильное возбуждение астеносферы встречает очень прочную и непроницаемую литосферу, какая бывает на платформе, особенно древних, то создаются внешние препятствия для образования над местом усиленного плавления астеносферы многих диапиров, поскольку земная кора не способна к дробным вертикальным движениям. В этом случае над местом возбуждения астеносферы выплавленный из нее базальт образует широкое пологое скопление, над которым литосфера выгибается в форме такого же широкого свода. На последнем литосфера растягивается вследствие выгибания. Растяжение усиливается под воздействием растекания выступа астеносферы в стороны, как это было уже предположено для офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима. Растяжение приводит к растрескиванию литосферы либо вдоль оси сводового поднятия, либо вдоль зон, которые раньше были почему-либо ослаблены. Образуются каналы для подъема магмы из астеносферы.

Так как для преодоления большого сопротивления прочной коры требуется очень высокое давление, последнее создает в астеносфере особые условия выплавления базальтовых магм: уже на небольшой глубине в обстановке высокого газового давления выплавляются не толеитовые, а щелочные базальты. То же высокое давление вызывает весьма агрессивное воздействие магмы на подошву коры, где образуется слой смеси материала мантии с обломками коры. Мощность самой коры уменьшается.

Все это приводит на поверхности к *рифтовому режиму*.

Следует подчеркнуть, что и в этом случае растяжение литосферы, вызванное растеканием под ней выпуклости астеносферы, рассматривается как местное явление. Растяжение измеряется, как показывает изучение материковых рифтов, немногими километрами и вполне может быть компенсировано небольшим уплотнением пород в пределах свода, поперечник которого достигает многих сот километров.

Рифтовый режим изображен на рис. 95, ХА.

Платформенные режимы отвечают спокойному состоянию астеносферы. Импульсы нагревания последней, сменяемые эпохами остывания, сказываются здесь главным образом в форме чередующихся поднятий и опусканий платформы в целом. Они вызываются непосредственно периодическими увеличением и уменьшением объема астеносферы. Увеличение объема и соответствующее поднятие на поверхности происходят в конце эндогенного цикла и удерживаются до начала следующего цикла, после чего до середины цикла развиваются остывание астеносферы, уменьшение ее объема и опускание на поверхности. Инверсия плотностей между астеносферой и литосферой не играет на платформах заметной динамической роли: инверсия минимальна, поскольку астеносфера выражена слабо (рис. 95, IX).

Возможно, что общие колебательные движения вообще вызываются изменениями объема астеносферы в связи с большим или меньшим ее нагреванием. Они происходят не только на платформах, но и в геосинклиналях и орогенных зонах, но там они оказываются в значительной степени затухающими гораздо более сильными и контрастными глыбово-волновыми движениями, и преобладают ли в этих зонах в ту или иную стадию поднятия или опускания, определяется не столько общими колебаниями, сколько соотношением положительных и отрицательных глыбово-волновых колебательных движений.

Эти предположения встречают ту трудность, что в силу малой вязкости астеносферы всякое местное ее возбуждение должно вызывать значительные горизонтальные течения, быстро выравнивающие свойства астеносферы на большой площади. Должны ли мы думать, что астеносфера распадается на ряд изолированных камер?

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ЭНДОГЕННЫМИ РЕЖИМАМИ МАТЕРИКОВ

Существует привычное представление о том, что офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима приурочена к началу эндогенного цикла, а орогенный режим проявляется в конце цикла. Выше мы уже заключили, что орогенный режим является самостоятельным состоянием недр, не находящимся в обязательной зависимости от предыдущего геосинклинального развития. Больше того, следует подчеркнуть, что орогенный режим и офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима развиваются не в разное время, а одновременно, но только в разных местах, т. е. если придерживаться представления, что орогенный режим завершает цикл, а офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима начинает его, то отсюда будет следовать, что начало одного цикла перекрывается концом предыдущего.

Действительно, офиолитовая стадия, относящаяся к началу каледонского цикла, обычно развивается в течение кембрия, когда в других местах еще продолжается орогенный режим, завершающий предыдущий, байкальский, цикл. Поздний силур и ранний девон являются с этой точки зрения как окончанием каледонского цикла, так и началом герцинского. Наконец, во многих геосинклиналях альпийского цикла эвгеосинклинальный режим начинался в триасе, когда в других областях орогенезом заканчивался герцинский цикл.

В действительности такое взаимное внедрение циклов один в другой является кажущимся и представление о нем вызывается принятой

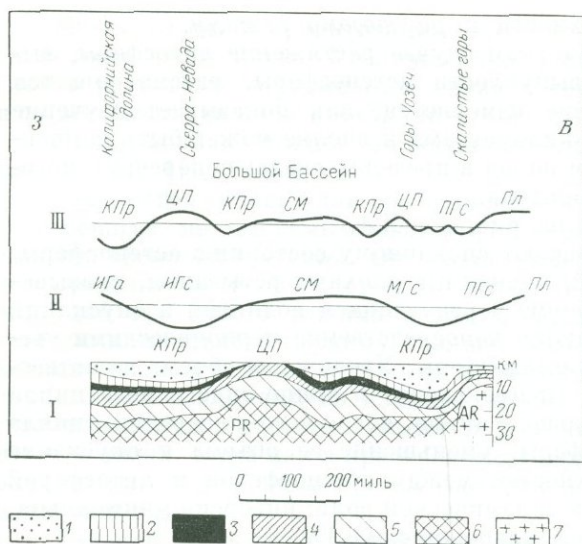


Рис. 96. Схема развития колебательных движений в Кордильерах США в герцинском и мезозойском циклах

I — палеотектонический схематический профиль через Кордильеры для конца пермского периода (конец герцинского цикла); II — прогибы и поднятия в начале мезозойского цикла; III — прогибы и поднятия в конце мезозойского цикла.

Отложения: 1 — пермские, 2 — каменноугольные, 3 — девонские, 4 — силурийские, 5 — кембрийские, 6 — протерозойские, 7 — архейские, ИГс — интрагеосинклиналь; ИГа — интрагеоантиклиналь; ЦП — центральные поднятия; КПр — краевой прогиб; СМ — срединный массив; МГс — многогеосинклиналь; ПГс — парагеосинклиналь; Пд — платформа

сферы орогенным является вполне естественной, поскольку в инверсионную стадию эвгеосинклинального режима, в результате регионального метаморфизма и перекристаллизации пород, рассеянная проницаемость коры и всей литосферы сменилась проницаемостью сосредоточенной.

Но кристаллический панцирь образуется в геосинклиналях не повсеместно, а преимущественно в центральных поднятиях, тогда как краевые и межгорные прогибы остаются без перекристаллизации и сохраняют свою рассеянную проницаемость. Поэтому, если новая геосинклиналь образуется там, где уже находилась геосинклиналь предыдущего цикла, то новые интрагеосинклинали с эвгеосинклинальным режимом должны располагаться именно на месте этих прогибов. Межгорные и краевые прогибы могут «вырастать» в следующем цикле в интрагеосинклинали. Такая последовательность, действительно, наблюдается в природе. Примеры можно найти в Кордильерах Северной Америки, Тянь-Шане и других областях (рис. 96).

Для этих прогибов два цикла как бы сливаются в один, но первая половина объединенного цикла является подготовительной, а вторая — уже настоящей геосинклинальной стадией. Отсюда становятся понятными условия возникновения двойных и более сложных объединенных циклов геосинклинального развития — палеозойского, как на Урале, или рифейско-палеозойско-мезозойского, как в Канадских Кордильерах. Это случай, когда механизм, вызывающий региональный метаморфизм и гранитизацию, почему-то в течение первого или даже первых двух из объединенных циклов не «сработал». Если из астеносферы не выделялись необходимые для возбуждения этих процессов растворы и кристаллический панцирь в коре не образовался, то характер проницаемости коры не изменился и, следовательно, не возникло условий для частной инверсии. Тогда, если следующий эндогенный цикл начинается опять с импульса сильного возбуждения

условностью разделения тектонических циклов. На самом деле обстановка в астеносфере, необходимая для офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима и для режима орогенного, одинакова: для того и другого требуется возбужденная, сильно нагретая астеносфера. Такое состояние астеносферы создается с каждым импульсом ее возбуждения и приурочивается каждый раз к границе между двумя циклами. И если в одном месте этот импульс приводит к эвгеосинклинальному режиму а в другом — к орогенному, то это зависит уже от состояния литосферы — от ее проницаемости. В аналогичных глубинных условиях возникает и рифтовый режим, требующий, однако, опять же особого состояния литосферы.

С этой точки зрения смена эвгеосинклинального режима при следующем импульсе возбуждения астено-

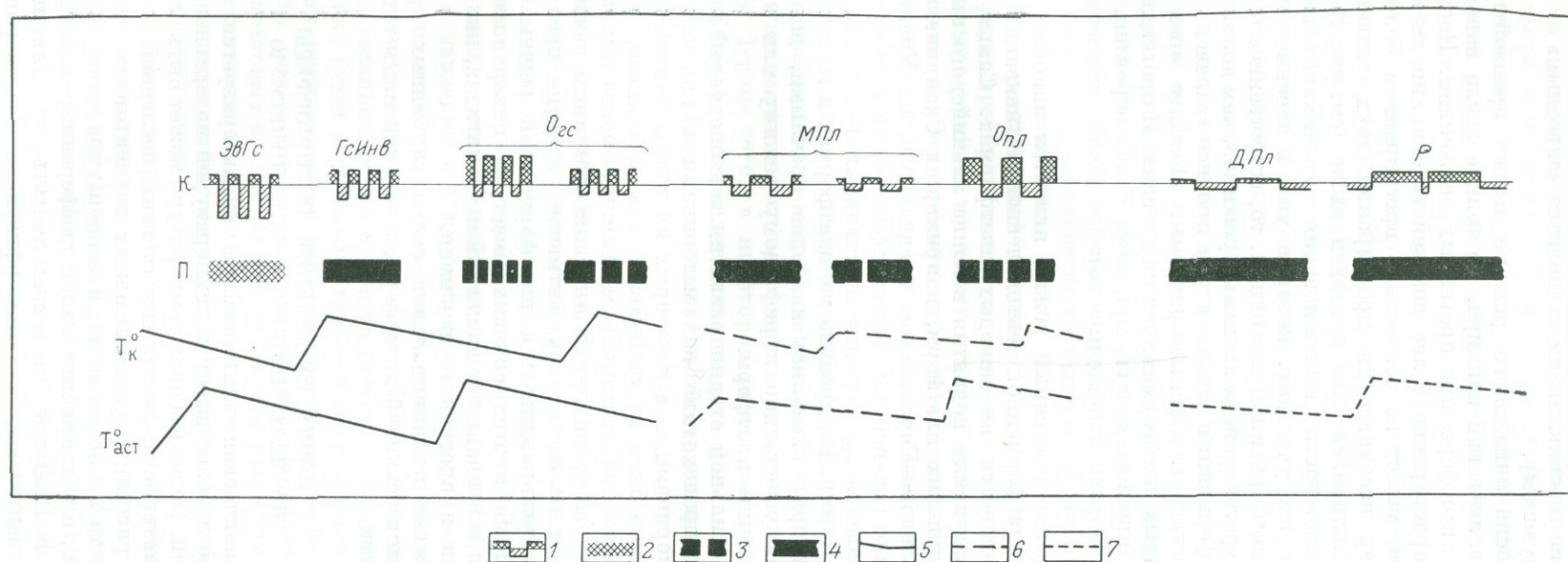


Рис. 97. Принципиальная схема глубинных процессов

К — контрастность и преобладание восходящих и нисходящих глыбово-волновых колебательных движений; П — проницаемость литосферы; $T^{\circ}_к$ — относительные изменения температуры в коре; $T^{\circ}_{аст}$ — относительные изменения температуры в астеносфере

1 — соотношение восходящих и нисходящих глыбово-волновых колебательных движений; 2 — рассеянная проницаемость литосферы; 3 — сосредоточенная проницаемость литосферы; 4 — непроницаемая литосфера; 5 — кривые возрастания и падения температуры в астеносфере и коре для офиолитовой и инверсионной стадий эвгеосинклинального и эпигеосинклинального орогенного режимов; 6 — кривые возрастания и падения температуры в астеносфере и коре для режимов молодой платформы и эпиплатформенного орогенного; 7 — кривая возрастания и падения температуры в астеносфере для режимов древней платформы и рифтового.

Режимы: $\Theta Гс$ — эвгеосинклинальный (офиолитовая стадия), $ГсИнв$ — инверсионная стадия эвгеосинклинального режима, $Огс$ — эпигеосинклинальный орогенный, $МПл$ — молодой платформы, $Опл$ — эпиплатформенный орогенный, $ДПл$ — древней платформы, $Р$ — рифтовый

астеносферы, то развитие геосинклинали становится «сквозным» от предыдущего цикла к последующему.

Возобновление геосинклинали режима может произойти и там, где образовался кристаллический панцирь, но только после нового интенсивного раздробления литосферы при орогенных движениях. После такого нового раздробления простираение более поздней геосинклинали и некоторых ее внутренних зон может не совпасть с простираением более ранней геосинклинали. Пример несовпадения простираений двух развивавшихся друг за другом геосинклинал был приведен выше (см. рис. 64).

Что касается возможности возникновения геосинклинали или орогенного режима на тех участках, которые уже в течение некоторого времени находятся в платформенном состоянии, то, естественно, тем меньше вероятности для такой «регенерации» активных режимов, чем дольше существовал перед этим платформенный режим и чем прочнее «залечены» в связи с долгой неподвижностью глубинные разломы. Поэтому «регенерация» более вероятна на молодых платформах, чем на древних. И орогенный режим с его сосредоточенной проницаемостью при этом более вероятен, чем геосинклинали, для которого необходимо гораздо более интенсивное раздробление литосферы.

Действительно, именно орогенный режим является наиболее распространенной формой эпиплатформенной тектонической активизации, которая преимущественно проявляется на молодых платформах. Самые обычные ее проявления это — частичные поднятия в конце альпийского цикла эпикаледонских и эпигерцинских платформ, например, в Скандинавии, Шотландии, Аппалачах, Западно-Европейском Среднегорье, на Урале, Алтае, в Саянах и т. п. Особенно интенсивным эпиплатформенным орогенез в конце альпийского цикла оказался на молодых платформах Центральной Азии, включая Тянь-Шань и Памир. На древних же платформах и на тех участках молодых платформ, которые оказались наиболее прочными, возбуждение астеносферы ведет преимущественно к рифтовому режиму или к режиму магматической активизации платформ.

После конца пермобильной стадии развития тектоносферы Земли возбуждение астеносферы происходило под материками в каждый импульс не повсеместно под материками, а в некоторых их зонах, размещение которых в переходную стадию было неустойчивым, а в последнюю, геосинклинали-платформенную, стадию, устойчивым. Там, где после цикла, в течение которого развивался эвгеосинклиналиный или орогенный режим, новое возмущение астеносферы не состоялось, активное развитие прекращается и в следующем цикле устанавливается платформенный режим. Прекращение активного развития в этих случаях имеет на поверхности форму постепенного затухания вертикальных движений и магматизма, как в случае геосинклинали, так и орогенного режимов.

На рис. 97 изображена принципиальная схема глубинных процессов, приводящих в сочетании с реакцией литосферы, к тем или иным эндогенным режимам на поверхности.

УСЛОВИЯ РАЗДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ НА МАТЕРИКОВУЮ И ОКЕАНИЧЕСКУЮ

Как мы видели, океаническая тектоносфера характеризуется меньшей дифференцированностью и более высокой температурой по сравнению с материковой тектоносферой. Более высокая температура может быть следствием меньшей дифференцированности, поскольку степень последней определяет большее или меньшее рассеяние радиоактивных элементов по вертикальному направлению. Но та же более высокая температура может рассматриваться не как следствие, а как причина малой дифференцированности вещества. Следуя взглядам Б. Г. Лутца, мы можем считать, что для выделения из астеносферы гранитизирующих и метаморфизирующих растворов необхо-

димо, чтобы на некоторой стадии произошло частичное застывание базальта в астеносфере, т. е. чтобы ее сильно возбужденное состояние сменилось более спокойным. Высокая температура может сделать такое застывание невозможным и поэтому кора материкового типа выделиться из верхней мантии не может.

Рассматривая этот вопрос в самом общем аспекте, можно заметить, что вообще способность вещества в той или иной степени дифференцироваться зависит от температуры. При данных составе и давлении всегда должна существовать температура наиболее благоприятная для наиболее дробного разделения составных частей вещества по плотности в поле силы тяжести. Это будут преимущественно те температуры, при которых создаются многофазные системы, состоящие из твердых, жидких и газообразных составных частей. В поле силы тяжести такая система легко разделяется на фазы разной плотности. Более низкая температура затрудняет разделение по причине затвердевания вещества и возрастания его вязкости. Но и слишком высокая температура, при которой все составные части оказываются в равной мере расплавленными и смешиваемыми, также неблагоприятна для разделения. В этом интервале располагаются промежуточные случаи, для которых при каждой температуре равновесным оказывается вполне определенная степень дифференциации вещества.

Из этих рассуждений возникает вопрос: не может ли материковая тектоносфера преобразоваться в океаническую в результате повышения в ней температуры? И не может ли при этом континентальная кора преобразоваться в океаническую при таком изменении всей тектоносферы?

Представим себе следующую цепь событий.

В результате особенно высокого подъема температуры в частичное плавление вовлекается значительно больший объем вещества верхней мантии, чем обычно. При этом образуется особенно большой объем жидкого базальта, который, просачиваясь вверх, скапливается в верхних слоях астеносферы, образуя там эмульсию с содержанием жидкости не 10—15%, как обычно, а до 50%. Кроме того, в некоторой мере происходит и полное плавление ультраосновного материала мантии.

Все это, во-первых, чрезвычайно обостряет инверсию плотностей между астеносферой и литосферой и, во-вторых, ведет к тому, что плотность меньшая, чем плотность литосферы, распространяется в верхней мантии на глубину в несколько сот километров. Средняя плотность литосферы (т. е. коры и субстрата совместно), вероятно, близка к $3,0 \text{ г/см}^3$. Она может быть и несколько выше, если предположить, что усиленное прогревание вызвало в нижних слоях коры метаморфизм не только гранулитовой, но и эклогитовой фации с полной потерей минералами воды. Расплавленное же вещество верхней мантии должно иметь плотность $2,7\text{—}2,8 \text{ г/см}^3$. Эти цифры справедливы для давления в 1 кгс/см^2 . Но сейчас для нас важны не абсолютные значения плотностей, а разность плотностей, которая должна сохраняться и на значительной глубине, несмотря на повышение давления.

Следовательно, если литосфера рассечена разломами, то в этих условиях она должна будет отдельными глыбами погружаться глубоко в астеносферу, тогда как расплавленное вещество астеносферы будет подниматься на поверхность. Большое значение при этом должно иметь проникновение мантийных базальтовых расплавов внутрь литосферы, в том числе и коры, не только по вертикальным, но и по горизонтальным каналам, в результате чего глыбы литосферы полностью окружаются магмой, обособляются и легко тонут в астеносфере.

Этот процесс в принципе не отличается от процесса «обрушения кровли интрузии», описанного в свое время Р. Дели, или от механизма образования кольцевых интрузий Шотландии и Северных Аппалачей (рис. 98).

А. Д. Архангельский уже в 1941 г. писал об этом процессе следующее:

«...погружение сиалических масс, находившихся некогда между континентами Старого и Нового света, сопровождалось глубоким изменением

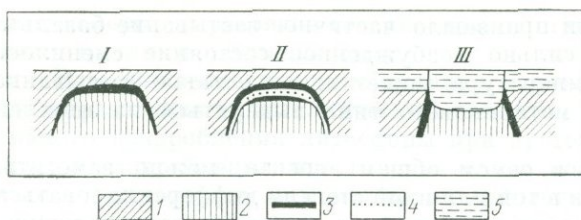


Рис. 98. Образование кальдеры обрушения (по Дж. Ричи)

I, II — подземное обрушение; III — поверхностная кальдера. 1 — вмещающие породы; 2 — опускающаяся глыба; 3, 4 — магма, поднимающаяся из расположенной глубже магматической камеры; 5 — лава, изливающаяся на поверхность

положения указывает то обстоятельство, что на оставшихся выше уровня моря древних платформах Южной Америки, Африки, Сибири и Австралии в эпохи погружений происходили массовые излияния базальтовой магмы» (стр. 339).

Действительно, излияния платобазальтов на материках вполне могут служить материковой моделью океанической базификации, но не завершенной. Платобазальты поднимаются и выливаются на поверхность, будучи вытесненными с глубины более тяжелыми, чем базальтовый расплав, покрывающими породами. При этом толщина коры, включая платобазальты, не становится больше нормальной. По-видимому, помимо излияния на поверхность, основная магма в нижней части коры образовала густую сеть внедрений и тем самым сделала ее неотличимой по скорости распространения сейсмических волн от субстрата. Возможно, однако, что некоторые глыбы литосферы в центре прогиба целиком опустились в астеносферу и их место было занято поднявшимся из мантии базальтом.

Другой континентальной моделью может явиться очень глубокая Прикаспийская синеклиза, в центре которой, как указывалось, континентальная кора с гранито-гнейсовым слоем отсутствует и заменена базальтовой корой. Снова здесь можно предполагать поглощение некоторой глыбы континентальной коры верхней мантией.

Какова же судьба глыб материковой литосферы, погружившихся в астеносферу? Поскольку лишь материковая кора по своему составу резко отличается от верхней мантии, этот процесс относится не ко всей литосфере, а именно к коре.

Можно представить себе три пути эволюции поглощенных астеносферой глыб коры. Во-первых, они могут в течение некоторого времени оставаться среди расплавленного или полурасплавленного материала астеносферы в виде твердых включений. Это случай «коро-мантийной смеси», обнаруживаемой между корой и мантией, главным образом в рифтовых зонах, в том числе и океанических. «Промежуточные» сейсмические скорости были обнаружены также под западной частью Средиземного моря, где также можно предполагать наличие «коро-мантийной смеси».

Во-вторых, глыбы коры могут подвергнуться плавлению и продукты этого плавления могут извергаться обратно на поверхность. Возможно, что и этот случай проявляется в западной части Средиземного моря, на дне которого и вокруг моря много молодых и современных вулканов, извергающих сильно щелочную, богатую калием лаву, которая вполне может образоваться при плавлении континентальной коры. Другим продуктом плавления погружившихся глыб континентальной коры могут быть мезозойские, третичные и четвертичные андезиты, выходы которых сплошным кольцом окружают Тихий океан. Средний состав континентальной коры как раз андезитовый.

В-третьих, глыбы коры могут быть полностью растворены в астеносфере и смешаны с ее веществом вплоть до полной потери ими вещественной

свойств тех горных пород, которые слагали нижние части этих массивов. Какие процессы обусловили увеличение плотности этих нижних горизонтов, мы точно не знаем, но наиболее вероятным представляется предположение, что погружение сопровождалось внедрением с глубины огромных масс тяжелых магматических продуктов, перегрузивших кору.

На вероятность такого пред-

и структурной обособленности. В этом случае их материал входит в состав астеносферы, распределяясь в ней более или менее равномерно на значительную глубину. Этот тип эволюции следует считать наиболее распространенным на территории океанов. Он является основным за пределами срединных хребтов и окраин тихоокеанского типа.

Это, несомненно, самая трудная и неясная часть всей концепции. Мы можем здесь апеллировать пока только к упомянутому выше общему принципу, согласно которому каждой температуре должна соответствовать своя степень дифференциации материала верхней мантии в поле силы тяжести Земли. При некоторой температуре возникла значительная дифференцированность и на поверхности образовалась континентальная кора. Когда температура в мантии сильно повысилась, прежнее распределение вещества стало неравновесным и новое равновесие было достигнуто путем некоторой гомогенизации тектоносферы. Кора оказалась снова растворенной в мантии.

Следовательно, с нашей точки зрения океаны рассматриваются как области очень сильного прогревания мантии и проплавления и растворения континентальной коры, ранее существовавшей на месте современных океанов. С той же точки зрения малая дифференцированность представляет собой не первичное, а вторичное явление.

Повторяем, что остается неизвестным, когда это явление разрушения континентальной коры началось и как долго оно продолжалось. Вероятно лишь, что важный этап этого процесса был приурочен ко времени излияния базальтов «второго» слоя.

«Новая глобальная тектоника» также предполагает поглощение коры астеносферой. Но там речь идет об океанической коре, тогда как мы говорим о поглощении континентальной коры. В «новой глобальной тектонике» говорится о конвейерном движении океанической литосферы от срединного хребта в стороны и опускания ее в мантию только в глубоководном желобе. Мы же полагаем, что кора вместе со всей литосферой дробится на множество глыб, которые никуда в горизонтальном направлении не перемещаются, а опускаются рассеянно по всей площади океана. Однако это опускание не везде одновременно. В Атлантическом и Индийском океанах оно, возможно, первоначально охватывало в большей степени края океанов, а затем концентрировалось в их осевой зоне, где, в пределах срединного океанического хребта оно продолжается до сих пор или продолжалось до самого недавнего геологического времени. Здесь мы воочию видим связь процесса базификации с очень сильным тепловым возбуждением астеносферы. С осью срединных хребтов связаны самые высокие на земном шаре тепловые потоки. Под срединным хребтом находится линейно-вытянутый мощный астеносферный диапир. Здесь наблюдается первая стадия разрушения коры и поглощения ее верхней мантией, что приводит к образованию слоя «коро-мантийной смеси».

Сохранились ли где-либо в океанах остатки древних пород, которые можно считать реликтами измененной континентальной тектоносферы?

В экваториальной зоне Атлантического океана, где срединный хребет имеет широтное простираение, на оси хребта обнаружены мелководные известняки с обломками кварца и полевых шпатов и следами субаэрального выветривания. Они содержат фауну мезозойского возраста и подстилаются ультрабазитами не океанического, а альпидного характера. Среди известняков найдены граувакки и метаморфические сланцы древнего облика. Севернее расположены Скалы св. Павла, сложенные ультраосновными породами, абсолютный возраст которых 835 млн. лет. В зоне разрывов Романч на оси того же хребта развиты мелководные известняки, возраст которых не моложе миоцена. В разрывной зоне Атлантик на том же хребте базальт претерпел метаморфические изменения, возраст которых 169 млн. лет, т. е. юрский. Очевидно, сам базальт не моложе этого возраста.

Э. Бонати, описавший эти породы, объясняет их в свете «Новой глобальной тектоники» как остаток Африки или Южной Америки, застрявший со времени начала разделения этих материков на месте и не участвовавший в спрединге. Искусственность такого объяснения говорит сама за себя.

Под Исландией кора имеет мощность 50 км. И хотя средние сейсмические скорости в ней «базальтовые», большой объем кислых лав, составляющих в некоторых районах Исландии до 12% всех лав, позволяет предполагать, что в составе коры могли еще сохраниться не ассимилированные мантией глыбы древней континентальной коры. Вообще, полярная часть Атлантики к северу от широты Исландии может быть областью, где окажется возможным изучить различные стадии базификации континентальной коры.

В Тихом океане, кроме аналогичных процессов в срединном хребте, поглощение континентальной коры развивается на окраинах под окружающими океан островными дугами и горными хребтами. Здесь океан наступает на материк, срезая и поглощая самые молодые его структуры. Как и в срединно-океанических рифтах, в глубоководных желобах проявляется растяжение и они в структурном отношении представляют собой грабены.

Подъем и растяжение в стороны астеносферного диапира под срединным хребтом вызывает местное растяжение литосферы совершенно так же, как это происходит в материковых рифтах. Грабен на своде хребта является одним из результатов этого растяжения. Другой результат — это образование многочисленных трещин на крыльях хребта, вытянутых параллельно последнему. Трещины заполнены дайками, имеющими разный возраст и поэтому принадлежащими к разным геомагнитным эпохам. Соответственно разные дайки обладают остаточной намагниченностью разного знака. В этом причина полосовых магнитных аномалий на склонах срединных хребтов. Представление же о том, что в этих магнитных аномалиях скрыта «окаменелая» шкала времени, кажется нам иллюзорным.

Нет оснований предполагать, что растяжение в пределах срединно-океанических хребтов имеет больший масштаб, чем в пределах материковых рифтов.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И ОБЩАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОГО ШАРА

Благодаря низкой теплопроводности вещества земного шара, разогрев внутренних областей его, вызванный радиоактивным распадом, может вести к накоплению тепла. Если происходит дифференциация и отделившееся во внутренних областях относительно легкое вещество поднимается во внешние геосферы, оно выносит с собой часть накопившегося в глубине тепла и нагревает верхние слои Земли. В этом явлении и следует искать механизм периодического прогревания («возбуждения») астеносферы, поскольку именно последняя должна быть тем конечным уровнем, до которого поднимается при дифференциации глубинное вещество.

Были предложены два механизма такого периодического выноса к поверхности нагретого материала из внутренних областей Земли. Один из них, описанный Е. В. Артюшковым, исходит из того, что дифференциация начинается на границе нижней мантии и ядра — в оболочке, плотность которой ближе всего к средней плотности Земли. Здесь происходит первичное разделение вещества на тяжелую и легкую фракции, из которых первая опускается в ядро, а вторая поднимается в верхнюю мантию. Периодичность же выноса нагретого материала вверх, создающая импульсивность в развитии эндогенных режимов и общую эндогенную ритмичность, объясняется тем, что прежде, чем всплыть, легкий материал должен накопиться в глубине крупными массами, на что требуется время. В соответствии с известной формулой Стокса скорость всплывания менее плотного вещества внутри более плотного в поле силы тяжести при одной и той же разности плотно-

стей и при неизменной вязкости среды прямо пропорциональна квадрату радиуса всплывающего тела. Следовательно, при малых размерах всплывающих тел, учитывая высокую вязкость вещества земного шара, скорость движения может быть слишком малой даже для геологических масштабов времени.

Второй механизм, предложенный А. Н. Тихоновым с сотрудниками, основан на расчетах, которые показывают, что при определенных условиях радиоактивный разогрев может вести к возникновению зоны плавления в верхней мантии на глубине нескольких сот километров.

Этот расплавленный слой, благодаря конвекции в нем, обладает большей эффективной теплопроводностью, чем твердое вещество того же состава. Увеличение теплопроводности может достигать одного порядка величины. В связи с этим тепло передается через расплавленный слой с адиабатическим градиентом, который меньше, чем геотермический градиент в твердой породе, и меньше, чем градиент температуры плавления пород, связанный с изменением давления по глубине. В результате, перенос тепла через жидкость ведет к тому, что твердые породы, залегающие в кровле расплавленного слоя плавятся и верхняя граница этого слоя продвигается вверх. Одновременно на дне того же слоя оседает кристаллический материал. В результате, весь расплавленный слой продвигается вверх.

Так как из пород кровли в первую очередь выплавляется наиболее легкоплавкий материал, который обычно одновременно является и наиболее легким, такая миграция расплавленного слоя вверх оказывается своеобразной «зонной плавкой», при которой не только усиленно выносятся вверх тепло, но и происходит дифференциация среды, через которую слой проходит. Он увлекает с собой вверх относительно более легкие ее составные части. По мере продвижения вверх слой в связи с понижением температуры внешней среды становится тоньше и на глубине нескольких десятков километров под поверхностью полностью отмирает. Тогда в течение некоторого времени тепло из глубины передается только нормальной теплопроводностью, т. е. поток его в верхних слоях ослабевает. Но тепло опять накапливается в более глубоких слоях, что ведет к повторному образованию расплавленного слоя, который в свою очередь начинает передвигаться вверх и т. п. При тепловых параметрах среды, вероятно, близких к природным, расчетная периодичность усиления и ослабления приноса тепла в верхнюю мантию близка к периодичности эндогенных циклов (рис. 99).

Второй механизм привлекает к себе внимание, потому что в нем, как будто, содержится объяснение более или менее правильной периодичности эндогенных процессов. Однако в расчетах не принят во внимание происходящий при проплавлении вынос вверх радиоактивных элементов. Между тем такой вынос существенно меняет условия в верхней мантии после каждого проплавления.

Легко рассчитать, что при вязкости среды в 10^{23} П и разности плотностей в 2 г/см^3 (такова разность между плотностью нижней и верхней мантии), материал, чтобы его подъем совершился по схеме Е. В. Артюшкова с глубины 2000 км за продолжительность эндогенного цикла (200 млн. лет), должен собраться в шар с радиусом в 75 км. Этот объем может и был бы приемлемым

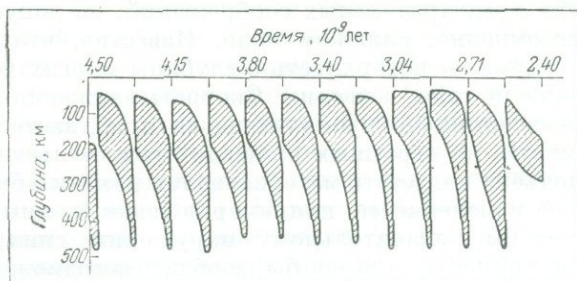


Рис. 99. Процесс периодического плавления в мантии Земли (по А. Н. Тихонову и др.)

Время отсчитывается от момента образования Земли. Затененные фигуры иллюстрируют историю частично расплавленных слоев в мантии. Средняя продолжительность цикла 170 млн. лет при эффективной теплопроводности расплавленного слоя в 10 раз большей теплопроводности твердого вещества мантии

для предварительных соображений, но допущенная нами скорость подъема, несомненно, слишком мала. Известно, что в жерлах вулканов магма для подъема на поверхность с глубины многих десятков километров затрачивает даже не годы, а месяцы. Скорость движения материала на больших глубинах неизвестна, но проявляющаяся приблизительно синхронность эндогенных ритмов на огромных площадях свидетельствует в пользу высокой скорости подъема нагретого материала, так как если бы скорость была мала, то небольшое изменение ее, например в связи с иным объемом легкого скопления, вело бы к значительному нарушению синхронности и общая эндогенная ритмичность стала бы вообще невозможной. Обстановка для синхронного всплывания скоплений разного размера была бы тем более благоприятной, чем меньше вязкость среды, через которую происходит движение. Во всяком случае, она должна быть на 2—3 порядка ниже указанной, чтобы обеспечить необходимую степень синхронности.

Отсюда мы приходим к выводу, что легкий материал должен всплывать не сквозь сплошную среду высокой вязкости, а по некоторым каналам, в пределах которых вещество обладает значительно меньшей вязкостью. Это представление о каналах пониженной вязкости оказывается весьма полезным для понимания локализации активных режимов и общей эволюции тектоносферы.

Можно представить себе, что в пермобильную стадию в мантии существовала очень густая и неправильная сеть каналов, так что подъем материала из глубоких недр в астеносферу мог происходить почти повсеместно.

Каналы стали более редкими в переходную стадию, но они еще не были устойчиво локализованы и легкое вещество, скапливаясь в некоторых областях нижней мантии, могло проложить себе путь вверх то в одном, то в другом месте.

Появление устойчивых древних платформ и их дальнейшее разрастание, что характеризует устойчивую геосинклинально-платформенную стадию, очевидно, отражает соответственную устойчивую локализацию каналов, причем ширина зон их проявления от одного цикла к другому уменьшалась.

Возникают вопросы о происхождении линейности эндогенных зон и о причинах общей эволюции тектоносферы.

Зоны активных эндогенных режимов — геосинклинальных и орогенных — с самого начала устойчивой геосинклинально-платформенной стадии образуют на поверхности материков сеть, в которой улавливается, хотя и не изученная до сих пор как следует, но несомненно существующая грубая геометрическая правильность. Она видна хотя бы из приблизительной симметрии в расположении древних платформ, из преобладания некоторых определенных простираний среди эндогенных зон.

Можно предположить, что такая геометрическая правильность создается некоторым глобальным планом напряжений, охватывающих глубокие недра Земли. Поскольку речь идет о каналах, являющихся путями облегченного подъема глубинного вещества, очевидно, напряжения эти растягивающие. Нагретое глубинное вещество прокладывало себе путь по этим зонам облегченного проникновения, вызывая уменьшение вязкости слагающего их материала путем прогрева и деформирования. Пониженная вязкость сохранялась до тех пор, пока канал использовался для циркуляции вещества.

Растягивающие напряжения в нижней и верхней мантии можно понять только как результат увеличения объема вещества в более глубоких областях Земли, т. е. в земном ядре. Причина этого могла лежать в радиоактивном разогреве, в обстановке, когда выделение тепла из ядра было затруднено. Но разогрев его мог быть связан и с выделением потенциальной энергии при гравитационной дифференциации. Наконец, расширение ядра могло быть вызвано и увеличением объема при плавлении твердых частиц, опускавшихся из нижней мантии в ядро. Как известно, внешнее ядро находится в жидком состоянии.

Представим себе, что сначала растягивающие напряжения были значительными и твердые оболочки Земли были пронизаны большим числом сложно переплетающихся каналов. Это — пермобильная стадия. С течением времени растяжение ослабевало. Часть каналов закрывалась. Через переходную неустойчивую стадию эволюция достигла устойчивой геосинклинально-платформенной стадии. Наконец, те каналы, которые «выжили» дольше всех других, подчинились двум взаимно перпендикулярным направлениям — приблизительно широтному и меридиональному. Первое выразилось в длительном сохранении почти широтной геосинклинали Тетиса, второе — в длительной активности Тихоокеанской геосинклинали.

Исходя из этого, можно предположить следующую схему. Накопление радиоактивного тепла или другие причины ведут к увеличению объема земного ядра, к появлению растягивающих напряжений в нижней и верхней мантии и к открытию в них каналов пониженной вязкости, проникающих снизу вплоть до астеносферы. Из нижней мантии в процессе дифференциации по этим каналам в астеносферу всплывает горячее вещество, вызывая соответствующий импульс возмущения астеносферы. Часть энергии, способствовавшей раскрытию каналов, при этом теряется и каналы временно закрываются. Наступает стадия автономного развития процессов между астеносферой и литосферой.

Продолжающееся накопление энергии, вызывающей расширение ядра, приводит к следующему импульсу открытия каналов и всплывания вещества из нижней мантии в астеносферу. Поскольку тепловая энергия в ядре Земли накапливается более или менее равномерно во всем его объеме, имеются условия для приблизительно синхронного открытия каналов и синхронного всплывания вещества из нижней мантии. Легче всего открываются старые каналы, уже использованные в предыдущем цикле. Но могут быть и отклонения от этого правила: часть прежних каналов не раскрывается, а кое-где открываются новые. Новые каналы несут с собой различные формы активизации платформенных режимов — тектонической и магматической. Отмирание части прежних каналов означает уменьшение площади проявления активных режимов и увеличение площади платформ.

Мы знаем, что именно эта последняя направленность эволюции характеризует устойчивую геосинклинально-платформенную стадию. Причиной отмирания части каналов может быть ослабление тепловой активности глубоких областей, связанное с тем, что с каждым актом дифференциации часть радиоактивных элементов с глубоких уровней мигрирует к поверхности. Поэтому нагревание в глубине ослабевает и уменьшаются растягивающие напряжения. Для их реализации теперь достаточно меньшее количество раздвигов в мантии. Так мы доходим до того, что сохраняются лишь два канала — Средиземноморский и Тихоокеанский, — отвечающие наибольшим растягивающим напряжениям в мантии.

Но сохранение все меньшего числа каналов должно иметь своим следствием то, что все больший объем накапливающегося в нижней мантии в процессе продолжающейся дифференциации относительно легкого материала не имеет возможности вырваться наверх, поскольку он оказывается вдали от сохраняющихся еще каналов. Такая обстановка может, в конце концов, повести к «взрыву». Последний выразится в прорыве новых каналов и в чрезвычайно сильном возбуждении над ними астеносферы путем быстрого выноса в нее большого объема сильно нагретого материала.

Возникает вопрос, не мог ли подобный взрыв быть причиной образования океанов с их сильно нагретой мантией? В этом случае зону Бенъофа следует для окраин тихоокеанского типа рассматривать как границу между более нагретой океанической мантией и менее нагретой материковой. Здесь эта граница является резкой, поскольку на ней соприкасаются два интенсивных противоположно направленных процесса: орогенный процесс на островных дугах первого типа и в примыкающих к океану горных хребтах с всплыванием базальта из астеносферы и увеличением мощности коры, с одной

стороны, и процесс базификации континентальной коры, ведущий к ее разрушению и переплавлению, с другой. Усиленная циркуляция материала, связанная с сочетанием этих двух процессов, выражается в высокой сейсмичности. Наклон зоны Бенъофа под материк указывает на то, что горячий материал собирался на глубине с большей площади, чем площадь современного океана на поверхности.

На окраинах атлантического типа переход от материковой мантии к океанической постепенный и резкой границы между ними нет. На этих перифериях океаническая мантия соприкасается со спокойной платформенной мантией материков и здесь нет условий для такого сильного, как на тихоокеанских перифериях, «конфликта» между различно направленными процессами.

Поскольку в новейшей литературе очень широко обсуждается вопрос о крупных горизонтальных движениях в литосфере, происходящих, как предполагается, в самых различных формах, в заключение этого раздела следует еще раз уточнить наше отношение к таким движениям. В коре горизонтальные движения в основном возникают как результат нарушения гравитационного равновесия при вертикальных движениях вещества. Механизмы «трансформации» вертикальных движений в горизонтальные в условиях коры были рассмотрены выше в разделе, посвященном происхождению складчатости общего смятия.

Но наша схема не исключает и «первичных» горизонтальных движений литосферы. Вертикальное всплывание вещества астеносферы в процессе диапиризма обязательно связано с горизонтальным подтоком к корню диапира и с горизонтальным же растеканием в стороны в вершине диапира. С таким горизонтальным растеканием мы уже связывали растяжение врифтовых поясах и указывали также на возможность некоторого растяжения в литосфере во время эвгеосинклинальной стадии. В том и другом случае движение литосферы вызывается трением растекающегося вещества астеносферы о подошву литосферы, а также наклоном самой литосферы. Растяжение в одном месте предполагает сжатие в другом. Так что в литосфере возможно возникновение и «первичных» сжимающих напряжений.

В этих случаях опять же горизонтальные движения оказываются связанными с вертикальными перемещениями вещества, но только на более глубоком уровне — не в коре, а в астеносфере. Эти движения не выходят за пределы частных тектонических зон, таких, например, как интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, центральные поднятия и межгорные и краевые прогибы и т.п. и происходят внутри литосферы, сохраняющей свою сплошность и в целом остающейся на месте. Они не имеют ничего общего с предполагаемыми «новой глобальной тектоникой» горизонтальными перемещениями изолированных глыб литосферы на тысячи километров.

Изложенная выше схема на первый взгляд может показаться сложной. Однако в принципе она очень проста.

Основой развития земного шара является процесс дифференциации его вещества. Дифференциация начинается в нижней мантии, откуда тяжелая и легкая фракции соответственно опускаются в ядро и поднимаются в верхнюю мантию. Легкая фракция нас в основном и интересует.

Но Земля вместе с тем является своеобразной тепловой машиной с клапаном. Закрытый клапан — это низкая теплопроводность вещества земного шара, позволяющая накапливаться теплу в недрах раньше, чем оно может выделяться. Открытые клапаны — это каналы пониженной вязкости, по которым из нижней мантии в астеносферу периодически поднимается сильно нагретое вещество, вызывая в астеносфере импульсы возбуждения. Конкретные эндогенные режимы определяются соотношением астеносферы и литосферы.

Предполагается, что каналы пониженной вязкости образуются глобальными растягивающими напряжениями, вызванными расширением ядра Земли. В расположении каналов имеется некоторая геометрическая правильность. С течением времени растягивающие напряжения ослабевают и число каналов уменьшается.

Тектоносферу океанов и глубоких морей мы рассматриваем преимущественно как вторичную, образовавшуюся путем базификации материковой тектоносферы. Процесс базификации по существу является гомогенизацией тектоносферы, ранее более дифференцированной, и в нашей схеме он связывается с особенно сильным возбуждением астеносферы в ходе того же процесса выноса глубинного вещества и тепла, но приобретшего в этих случаях «взрывной» характер.

Все остальные особенности эндогенных процессов и их истории являются следствием влияния тех конкретных условий, в которых указанные глубинные процессы развиваются.

Как уже выше неоднократно указывалось, эта схема является гипотетической. Особенно гипотетична она в части, относящейся к происхождению океанов. Наша схема является также чисто качественной.

Очевидно, это концепция призывает к дальнейшему изучению соотношений эндогенных режимов с глубинным строением тектоносферы и с ее геофизическими полями. Она призывает к изучению разреза земной коры под океанами, без чего серьезный разговор о происхождении их невозможен. Однако и в истории материков еще много неясного, особенно для дофанеро-

зойского времени. Большую важность приобретает проблема соотношений тектонических, магматических и метаморфических процессов. Все представления об эндогенных процессах и режимах приобрели бы надлежащую точность и ясность, если бы эти процессы могли быть охарактеризованы количественно.

Огромное поле деятельности — в изучении физико-химических процессов, происходящих в тектоносфере. В качестве задачи первой важности выделяется также проблема условий и механизма дифференциации и гомогенизации вещества Земли.

Все перечисленные вопросы являются комплексными: они требуют геонимического подхода, включающего совместное использование геологических, геофизических и геохимических методов, а также методов и новейших достижений механики, физики, физической химии.

Необходимость комплексного подхода к изучению стоящих перед науками о Земле вопросов составляет основную и чрезвычайно большую трудность. Однако в последние годы эту трудность все же начали преодолевать. Нужны дальнейшие усилия, чтобы избежать ошибок, которые проистекают из слишком одностороннего и упрощенного восприятия того, что происходит в недрах нашей планеты.

Общая и к введению

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., «Недра», 1962. 608 с.

Белоусов В. В. Структурная геология. Изд. 2. М., Изд-во МГУ, 1971. 277 с.

Ван Беммелен Р. В. Горообразование. М., Изд-во иностр. лит., 1956. 104 с.

Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. Т. 1. — В кн.: Общая тектоника. М., Гостоптехиздат, 1958. 516 с.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969. 616 с.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.

Тетяев М. М. Основы геотектоники. Изд. 2. Л., Геолгиздат, 1941. 288 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2. М., «Недра», 1973. 511 с.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971. 547 с.

Штилле Г. Избранные труды. Пер. с нем. под ред. А. А. Богданова и В. Е. Хаина. М., «Мир», 1964. 887 с.

Bucher W. H. Deformation of the Earth's Crust. Princeton Univ. Press, Princeton, 1933. 518p.

Gilbert G. K. Lake Bonneville. U. S. Geol. Survey, Monogr. 1., Wash., 1890. 438p.

Hills E. S. Elements of Structural Geology. 2nd ed. Chapman and Hall Ltd., London, 1972. 502p.

Schmidt-Thomé P. Tektonik. Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Bd II, Ferd. Enke, Stuttgart, 1972. 579S.

Spencer E. W. Introduction to the Structure of the Earth. McGraw-Hill, N. Y., 1969. 579p.

Metz K. Tektonische Geologie. 2 Aufl., Stuttgart, Enke, 1966. 357S.

Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Borntraeger, Berlin, 1924. 443 S.

Verhoogen J., Turner F. J., Fyfe W. S. The Earth. An introduction to physical geology. Holt, Rinehart, Winston, N. Y., 1970. 748p.

К главе I

Современные колебательные движения

Артюшков Е. В. Об установлении изостатического равновесия земной коры. — Известия АН СССР. Серия физика Земли, 1967, № 1, с. 3—16.

Мещеряков Ю. А. Современные движения земной коры. — Природа, 1958, № 9, с. 15—24.

Мещеряков Ю. А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследования. — В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—24.

Современные движения земной коры. Сб. № 2. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1965. 433 с.

Tsuboi Chuji. Deformation of the Earth's crust as disclosed by geodetic measurements. Ergebnisse der kosmischen physik, IV, 1939, 106—156p.

Новейшие колебательные движения

Гзовский М. В., Никонов А. А. Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническими режимами и сейсмичностью. — Физика Земли, 1968, № 10, с. 17—33.

Кинг Ф. Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во МГУ, 1969. 179 с.

Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., «Недра», 1972. 320 с.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965. 390 с.

Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура). М., «Мысль», 1972. 519 с.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968. 482 с.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.

Растворова В. А. Формирование рельефа гор. М., «Наука», 1973. 144 с.

Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. — Сб. под ред. Н. И. Николаева. М., «Недра», 1967. 456 с.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1949. 223 с.

Древние колебательные движения

Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического анализа. (ЦНИГРИ). Труды, ч. I, вып. 108; ч. II, вып. 121). М., 1938. 99 с.; М., 1940. 175 с.

Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. — Советская геология, 1940, № 2—3, с. 14—28.

Методы изучения тектонических структур. — Сб. под ред. Н. А. Штрейса.

М., Изд-во АН СССР, вып. 1, 1960. 335 с.; вып. 2, 1961. 268 с.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 355 с.

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР. — «Труды Геоф. ин-та АН СССР», № 3 (130). Изд-во АН СССР, 1949. 391 с.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостехиздат, 1959. 557 с.

Хаин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 34, вып. 2, 1959, с. 3—16.

Свойства колебательных движений

Вылцан И. А. К вопросу о соотношениях ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентов в осадочных формациях. — «Геология и геофизика», 1967, № 11, с. 38—47.

Дафф П. М., Халлам А., Уолтон Е. К. Цикличность осадконакопления. Пер. с англ. под ред. В. Е. Хаина. М., «Мир», 1971. 284 с.

Одесский И. А. Волновые движения земной коры. Л., «Недра», 1972. 208 с.

Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода). — В кн.: Проблемы тектоники. М., Гостехиздат, с. 118—164.

Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 17, вып. 1, 1939, с. 103—126.

Хаин В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 33, вып. 4, 1958, с. 87—99.

К главе 2

Глубинные разломы

Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 27, вып. 3, 1952, с. 27—47.

Байкальский рифт. — Сб. под ред. Н. А. Флоренсова. М., «Наука», 1968. 175 с.

Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система, т. 1. Основные черты строения, стратиграфия. М., «Наука», 1974. 264 с.

Бенбоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. — В кн.: Земная кора. Под ред. А. Полдерварта. Пер. с англ. под ред. В. Е. Хаина. М., Изд-во иностр. лит. 1957. с. 76—88.

Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сап-Андреас. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры, 1963, с. 128—151. (Труды Геолог. ин-та АН СССР. Вып. 80).

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального

рельефа Земли. Л., «Наука», 1968. 123 с.

Глубинные разломы. — Сб. под ред. Ю. К. Дзевановского. М., «Недра», 1964. 214 с.

Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов, т. 1. Львов, Изд-во Львовского гос. ун-та, 1973. 163 с.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит. 1957. 490 с.

Кеннеди В. Разлом Грейт-Глен. — В кн.: Проблемы перемещения материков. Под ред. Ю. М. Шейнманна. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 194—225.

Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1948, № 6, с. 58—96.

Марушкин И. А. О зоне глубинного разлома на границе Южного Тянь-Шаня и Памира в палеозойскую эру. Геол. сб. Львовского геол. об-ва, № 9. М., «Недра», 1965, с. 131—144.

Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Под ред. В. Е. Хаина. М., Изд-во иностр. лит., 1960, с. 265—333.

Огнев В. Н. Таласо-Ферганский разлом. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1939, № 4, с. 71—74.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1945, № 5, с. 23—46.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1956, № 1, с. 90—105.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1956, № 3, с. 57—71.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.

Планетарная трещиноватость. — Сб. под ред. С. С. Шульца. Л., Изд-во ЛГУ, 1973. 76 с.

Разломы и горизонтальные движения земной коры. 1963. 310 с. (Труды геол. ин-та АН СССР. Вып. 80).

Связь магматизма и минерализации с блоковой тектоникой. — Сб. под ред. М. А. Фаворской и И. Н. Томсона. М., «Недра», 1969. 263 с.

Система рифтов Земли. — Сб. под ред. Н. А. Беляевского. М., «Мир», 1970. 279 с.

Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973. 214 с.

Тараканов Р. З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Земная кора островных

дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972, с. 215—234.

Фогельман Н. А. Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области. Геол. сб. Лвовского геол. об-ва, № 9. М., «Недра», 1965, с. 81—93.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1947, № 5, с. 37—56.

Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — «Известия АН СССР, серия геол.», 1948, № 5, с. 39—66.

Bailey E. H. (editor). Geology of Northern California. Bull. 190. California Division of Mines and Geology. San Francisco, 1966, p. 357—373.

Beaumont E. de. Notice sur les systemes de montagnes. Paris, 1852.

Cloos H. The ancient European basement blocks. Trans. Am. Geophys. Union, vol. 29, N 1, 1948, p. 99—103.

Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the land. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 22, N 2, 1911, p. 123—176.

Oakeshott G. B. San Andreas fault in the California Coast Ranges province. In: Bailey E. H., ed., Geology of Northern California. California Div. Mines and geology. Bull. 190, 1966, p. 357—373.

Sonder R. Mechanik der Erde. Schweizbart, Stuttgart, 1956, 291S.

К главам 3, 4 и 5

Складчатость

Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 44, вып. 4, 1969, с. 5—23.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.

Бобров Ю. П. Структуры уплотнения. Саратов, изд. Саратовского ун-та. 1968. 82 с.

Богданов А. А. Тектоника Ишим-баевского Приуралья. Изд. МОИП, 1947. 148 с.

Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформ. Материалы к позн. геол. строения СССР. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 14, вып. 18, 1951. 152 с.

Бронгулеев В. В. Проблемы складкообразования в земной коре. М., «Недра», 1967. 291 с.

Бухера У. Х. Деформации в орогенических поясах. — В кн.: Земная кора. Пер. с англ. под ред. В. Е. Хаина. М. Изд-во иностр. лит., 1957, с. 351—378.

Вихерт А. В., Лебедева Н. Б. Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости юго-восточного Кавказа, М., «Недра», 1966, 188 с.

Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника. Л., 1956. 312 с. (Труды ВНИГРИ, нов. серия. Вып. 100).

Горячев А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района оз. Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР, 1959, 179 с.

Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. М., Гостоптехиздат, 1950, 248 с.

Лебедева Н. Б. Моделирование процесса образования диапировых куполов. — «Советская геология», 1956, № 54, с. 163—175.

Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны. — «Советская геология», 1966, № 2, с. 70—77.

Паталаха Е. И. Классификация складок, кливажа и сланцеватости. «Труды ин-та геол. наук АН КазССР», 1971, т. 22, с. 131—147.

Природа метаморфизма. — Сб. под ред. У. Питчера. Пер. с англ. под ред. В. П. Петрова. М., «Мир», 1967. 376 с.

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. Пер. с англ. под ред. В. В. Белоусова. М., «Мир», 1970. 222 с.

Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. «Труды УФНИИ, серия геол.-промысловая», 1957, вып. 1. 206 с.

Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. — Сб. под ред. В. В. Белоусова и И. В. Кирилловой. М., Изд-во АН СССР, 1962. 335 с.

Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР. 1962, с. 9—41.

Сорский А. А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 303—317.

Хайн В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости. — «Геотектоника», 1970, № 3, с. 3—29.

Халлер Дж. Значение каледонской орогении в Гренландии. — В кн.: Геология Арктики. Докл. на I Междунар. симпозиуме по геологии Арктики. М., «Мир», 1964, с. 102—120.

Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. — В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. 1963, с. 35—63. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 92).

Шолов В. Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964. 167 с.

Шурыгин А. М. Условия формирования структур юго-восточного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1962. 140 с.

Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толщ. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцирован-

ных толщ. М., «Недра», 1970, с. 192—258.

Ampferer O. Über das Bewegungsbildung von Faltengebirgen. Jb. d. d. k. k. Geol. Reichsanstalt., Bd 56, Wien, 1906. S. 539—622.

Corroy G. et Denizot G. La Provence occidentale. Géologie régionale de la France. Actualités scient. et industr., 967, Hermann et cie, Paris, 1943. 176p.

Diapirism and diapirs. Symposium. J. Braunstein and G. O'Brien, ed. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. N 8, Tulsa, 1968.

Fourmarier P. Les forces en action, dans la genèse du relief tectonique. Bull. Soc. Belge d'Etudes géographiques, T. XVIII, vol. 1—2, 1947, S. 20—57.

Gussow W. C. Salt diapirism: importance of temperature and energy source of emplacement. In: J. Braunstein a. G. O'Brien, ed., Diapirism and diapirs. Symp. Tulsa, 1968, 16—52p.

Heim A. Geologie der Schweiz. Bd II, H. 1, 1921; H. 2, 1922. 1019 S.

Lamplugh G. W. The structure of the Weald and analogous tracts. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 75, 1919, p. LXXIII—XCV.

Nickolson R. and Walton B. J. The structural geology of the Nevervath-Storglomvatn area, Glomfjord, Northern Norway. Norsk Geol. Tidsskrift, Bd 43, H. 1, 1963, 58S.

Winkler H. G. F. Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin, 1965, 220S.

К главам 6, 7, 8, 9

Эндогенные режимы материков. Закономерности развития материков

Байкальский рифт. — Сб. под ред. Н. А. Флоренсова. М., «Наука», 1968. 779 с.

Бархатов Б. П. Очерк тектоники альпийского складчатого пояса юга СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1971. 119 с.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 255 с.

Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Наука», 1973, с. 60—99.

Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли. — «Советская геология», 1960, № 10, с. 3—23.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.

Богданов А. А. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 44, вып. 5, 1969, с. 5—17.

Богданов А. А., Зонен-

шайн Л. П., Муратов М. В. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 3—21.

Валеев Р. Н. Авлакогены Русской платформы. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтеносности Волго-Камского края. Казань, 1970, с. 50—89. (Труды Геол. ин-та. Вып. 30).

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972. 299 с.

Геологическое строение СССР. Т. I—V. М., «Недра», Т. I. Стратиграфия, 1968. 711 с. Т. II. Тектоника, 1968. 535 с. Т. III. Магматизм, 1968. 640 с. Т. IV. Основные закономерности размещения м-ий полезных ископ. на территории СССР, 1968. 504 с. Т. V. Основные проблемы геологии, 1969. 496 с.

Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966. 235 с.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972. 239 с. (Труды НИЛЗарубежгеологии. Вып. 26).

Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971. 168 с.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Пер. с англ. под ред. Н. С. Шатского. М., Изд-во иностр. лит., 1954. 665 с.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1894, № 1. 20 с.

Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Пер. с англ. под ред. В. Е. Хаина. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.

Кириллова И. В., Сорский А. А., Люстих Е. Н., Хайн В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичность Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1960. 340 с.

Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.

Крестников В. Н. Количественная оценка изменения контрастности вертикальных тектонических движений. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 88—97.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Куликов П. К., Белоусов А. П. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система. — «Геотектоника», 1972, № 6, с. 79—87.

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1955. 192 с.

Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 3—14.

Мазарович О. А. Геотектонические условия формирования моласс. — «Геотектоника», 1972, № 1, с. 29—44.

Мезозойский тектогенез. — Сб. под ред. Н. А. Шило. Магадан, 1971. 312 с.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968. 482 с.

Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. — «Вестник МГУ, геология», 1969, № 1, с. 42—60.

Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. «Вестник МГУ, геология», 1970, № 2, с. 13—34.

Милановский Е. Е., Коронковский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973. 279 с.

Молодые платформы, их тектоника и перспективность нефтегазоносности. М., «Наука», 223 с.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1963, № 6, с. 3—23.

Муратов М. В. Главнейшие этапы складчатости и мегаэволюции развития земной коры. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 6—29.

Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. «Известия вузов. Геология и разведка», 1966, № 3, с. 3—48.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. — «Геотектоника», 1969, № 2, с. 3—21.

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — «Геотектоника», 1970, № 2, с. 47—73.

Муратов М. В., Микунцов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. «Известия вузов, геология и разведка», 1962, № 11, с. 3—35.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 463 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 79).

Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1953, № 2, с. 19—36.

Обуэн Ж. Геосинклинали. Пер. с англ. под ред. В. Е. Хаина. М., «Мир», 1967. 302 с.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1953, № 5, с. 82—89.

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1970, № 5, с. 23—39.

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964, 300 с.

Петрушевский Б. А. О тектонической природе Гималаев. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 15, вып. 1, 1970, с. 5—30.

Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. 1959. 154 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 28).

Растворова В. А. Формирование рельефа гор. М., «Наука», 1973. 144 с.

Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1964. 148 с.

Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозойд Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968. 224 с.

Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962. 175 с.

Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода). — В кн.: Проблемы тектоники. М., Гостеолтехиздат, с. 118—164.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования). — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 6, с. 3—36.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962. 272 с.

Рудич Е. М. Соотношение каледонид и герцинид юга Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1972. 374 с.

Система рифтов Земли. Труды симпозиума, пер. с англ. под ред. Н. А. Беляевского. М., «Мир», 1970. 280 с.

Славин В. И., Яранов Д. А. Срединные массивы европейской части альпийской геосинклинальной области. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 137—149.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 2, М., «Недра», 1969. 686 с.

Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1968. 127 с.

Спижарский Т. Н. Тектонические режимы как основа тектонического районирования. — В кн.: Тектоника Сибири, т. III. М., «Наука», 1970, с. 13—27.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат. 1963. 535 с.

Тектоника Африки. Под ред. Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. Пер. с франц. и англ. под ред. В. Е. Хаина. М., «Мир», 1973. 541 с.

Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000). Под ред. А. Л. Яншина, М., «Наука», 1966. 487 с.

Тектоника Европы. (Объяснительная записка к Международной тектониче-

ской карте Европы, м-б 1 : 2 500 000). Под ред. А. А. Богданова и др. М., «Недра», 1964. 364 с.

Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. — Сб. под ред. К. В. Боголепова. Новосибирск, «Наука», 1973. 274 с.

Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Пер. с англ. под ред. В. П. Петрова. М., Изд-во иностр. лит. 1961. 592 с.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2. М., «Недра», 1970. 430 с.

Хаин В. Е. Основные закономерности развития геосинклиналей. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1948, № 6, с. 51—70.

Хаин В. Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука», 1964, с. 13—28.

Хаин В. Е. Возрожденные (эпиplatformенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. — «Советская геология», 1965, № 7, с. 3—17.

Хаин В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершённой складчатости. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 45, вып. 2, 1970, с. 18—29.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. 1963. 117 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 9).

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1946, № 1, с. 5—62.

Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. — «Известия вузов, геология, и разведка», 1960, № 11, с. 9—18.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли. Магадан, 1959. 63 с. (Труды ВНИИ, № 1. Геология. Вып. 49).

Шолоп В. Н. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений. — «Геотектоника», 1969, № 2, с. 38—51.

Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 40, вып. 5, 1965, с. 39.

Cloos H. Hebung — Spaltung — Vulkanismus. Geol. Rundschau, Bd 30, H. 4A, 1939, S. 405—527.

Cornelius H. P. Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geol. Rundsch., Bd XVI, H. 5, 1925, S. 350—377; H. 6, 1925, S. 417—434.

Illies J. H. The Rhine graben rift system — Plate tectonics and transform faulting, Geophysical Surveys., vol. 1, N 1, 1972, p. 27—60.

Roberts R. J. Evolution of the Cordilleras Fold Belt. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 83, N 4, 1972, p. 1889—2004.

Steinmann G. Die Ophiolithischen Zonen in den Mediterranean Kettengebirgen.

Congrès Géol. Intern., XIV Sess., Espagne, 1926, fasc. II, Madrid, 1927, S. 637—668.

Stewart J. H. Basin and Range structure: a system of horsts and graben produced by deep-seated extension. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 82, N 4, 1971, p. 1019—1044.

Trümpy R. Stratigraphy in mountain belts. Quart. Journ. Geol. Soc. London, N 503, vol. 126 (for 1970), Pt. 3, 1971, p. 293—318.

К главам 10 и 11

Тектоника океанов

Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 255 с.

Белюсов В. В., Косминская И. П. Строение и развитие переходных зон между материками и океанами. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1970, с. 7—24.

Геологическое развитие Японских островов. Под ред. Минато Масао, Гораи Масао, Фунахаси Мицуо. Пер. с англ. под ред. Н. А. Беляевского и Л. И. Красного. М., «Мир», 1968. 719 с.

Дрейк Ч. Окраины континентов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Под ред. П. Харта. Пер. с англ. под ред. Е. В. Артюшкова и др. М., «Мир», 1972, с. 473—480.

Емельянов Е. М., Михайлов О. В., Москаленко В. Н., Шимкус К. М. Основные черты тектонического строения дна Средиземного моря. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1964, с. 97—113.

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. I—II. Под ред. А. П. Виноградова и Г. Б. Удинцева. М., Наука, 1972. Т. I. 229 с., Т. II. 251 с.

История Мирового океана. Геологическое строение, происхождение, развитие. — Сб. под ред. Л. А. Зенкевича. М., «Наука», 1971. 287 с.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. Пер. с англ. под ред. А. В. Живаго. М., «Мир», 1966. 275 с.

Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 32, вып. 5, 1957, с. 55—70.

Окраины континентов и островные дуги. — Сб. под ред. У. Пул. Пер. с англ. под ред. Н. А. Беляевского. М., «Мир», 1970. 368 с.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964. 300 с.

Пущаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. — «Геотектоника», 1965, № 6, с. 19—34.

Пущаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана. — «Геотектоника», 1973, № 6, с. 3—19.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962. 272 с.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостехиздат, 1959. 557 с.

Стели Фр. Вероятная климатическая зональность в перми и ее значение. — В кн.: Проблемы перемещения материков. Под ред. Ю. М. Шейнманна. М., Изд-во иностр. лит. 1963, с. 318—329.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Т. I—II. М., Госгеолтехиздат, 1948. Т. I. 255 с. Т. II. 396 с.

Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послеперотерозойской истории Земли и их значение для геологии. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1960, № 3, с. 3—25.

Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. — Сб. под ред. Н. А. Беляевского. М., «Наука», 1973. 111 с.

Тейхерт К. Австралия и Гондвана. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., «Мир», 1965, с. 89—112.

Удинцев Г. Б. Тектоника дна морей и океанов на тектонической карте Евразии. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. Геология дна океанов и морей. 1964. М., «Наука», с. 7—15.

Удинцев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана. В кн.: Океанологические исследования, № 3. М., «Наука», 1965, с. 143—147.

Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океанами. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Под ред. П. Харта. Пер. с англ. под ред. Е. В. Артюшкова и др. М., «Мир», 1972, с. 481—550.

Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана, ч. 1. Пер. с англ. под ред. Г. Б. Удинцева. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 147 с.

Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. Геологическая история. Пер. с англ. под ред. Ю. М. Шейнманна. М., «Мир», 1966. 365 с.

Шейнманн Ю. М. Послесловие редактора. — В кн.: Проблемы перемещения материков. Под ред. Ю. М. Шейнманна. М., Изд-во иностр. лит. 1963, с. 330—362.

Шейнманн Ю. М. Новые данные о базальтах океана и их значение для общей геологии. — «Советская геология», 1955, № 8, с. 3—25.

Шейнманн Ю. М. Некоторые соображения о тектоническом значении находок ультрабазитов в океане. — «Геотектоника», 1966, № 4, с. 109—111.

Шейнманн Ю. М. Различия материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли. — «Геотектоника», 1972, № 6, с. 29—44.

Шейнманн Ю. М., Баженова Г. Н. Некоторые черты химизма океа-

нических и других толеитов и значение их для общей геологии. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», 1972, т. 47, № 3, с. 81—101.

Юинг Дж., Юинг М., Лейден Р. Сейсмические исследования плато Блэйк. Окраины континентов и островные дуги. «Труды симпозиума». Под ред. У. Пуга. Пер. с англ. под ред. Н. А. Беляевского. М., «Мир», 1970, с. 55—83.

Axelrod D. I. Fossil floes suggest stable not drifting continents. Journ. Geophys. Res., 68, N 10, 1963.

Continental Margins and Island Arcs. Symposium, Canadian Journ. of Earth Sciences, vol. 5, N 4, 1968, p. 963—1129.

Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Geophysical Monograph 12. Am. Geophys. Union, Washington, 1968, 522p.

Dobrin M. B., Perkins B., Shavely B. L. Subsurface constitution of Bikini Atoll as indicated by seismic-refraction survey. Bull. Geol. Soc. Am., 60, N 5, 1949, p. 807—828.

Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper Mantle. Bull. Geol. Soc. Am., 76, N 7, 1965, p. 719—734.

Ewing M., Ewing J. Distribution of oceanic sediments. Studies on Oceanography. Seattle, 1964, 568 p.

Ewing J., Worzel J. L., Ewing M. Sediments and oceanic history of the Gulf of Mexico. Journ. Geophys. Res., 67, N 6, 1962, p. 2509—2529.

Fischer R. L., Johnson G. L., Heezen B. C. Mascarene Plateau, Western Indian Ocean. Bull. Geol. Soc. Am., 78, 1967, p. 1247—1266.

Fourmarier P. Le probleme de la derive des continents. Acad. Roy. Belgique, classe des sciences. Mém. 2 série, t. XVII, fasc. 2, 1967, 318p.

Glaudeaud L. Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. De role des phases Ponto-Plio-Quaternaires, Colloque, sur océanographie Géologique et Géophysique de la Méditerranée occidentale. Villefranche sur mer, 1961, Centre National de la recherche scientifique, Paris, 1962, p. 125—165.

Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains. Geol. Soc. Am. Mem., 64, 1956, 97p.

Heezen B. C. Inland and marginal seas. The Upper Mantle. A. R. Ritsema ed., Developments in Geotectonics, 4, Elsevier, Amsterdam, 1972, S. 293—308.

Ladd H. S., Schlanger S. O. Drilling operations on U. S. Geol. Survey Prof. Paper 260 — Y, 1960, p. 863—905.

Maxwell J. C. The Mediterranean, Ophiolites and Continental Drift. The Megatectonics of Continents and Oceans. H. Johnson, ed., Rutgers Univ. Press., 1969, p. 167—193.

Stehli F. G. A test of the Earth's magnetic field during Permian time. Journ. Geophys. Res., v. 75, N 17, 1970, p. 3325—3342.

Symposium on the problem on oceanization in the western Mediterranean. Verhandeligen van het Koninklijk Nederlands geologisch mijnbouwkundig Genootschap. Deel 26, 1969, 165p.

The Sea. Ideas and observations on progress in the study of the seas, vol. 3, 1963; 963p.; vol. 4, pt. 1, 1970, 791p.; pt. 2, 1970, 664p.

Reed R. D., Hollister J. S. Structural evolution of Southern California. Am. Ass. Petr. Geol. Tulsa, 1951, 157p.

К главам 12 и 13

Глубинное строение и состав Земли

Артемов М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966. 138 с.

Артемов М. Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 26, вып. 4, 1971, с. 39—52.

Артемов М. Е. Изостазия территории СССР. — «Физика Земли», 1973, № 6, с. 3—10.

Артемов М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника. — «Геотектоника», 1967, № 5, с. 41—57.

Артемов М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1968, № 4, с. 58—73.

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. — «Физика Земли», 1968, № 9, с. 3—17.

Афанасьев Г. Д. О строении и составе верхней оболочки Земли. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1973, № 4, с. 3—22.

Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Чтения им. В. И. Вернадского, IV. М., Изд-во АН СССР, 1962. 20 с.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.

Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. — «Советская геология», 1966, № 4, с. 8—25.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 255 с.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 303 с.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. М., Госиздат, 1927. 368 с.

Верхняя мантия Земли. — Сб. под ред. Ю. В. Ризниченко. М., «Мир», 1964. 422 с.

Виноградов А. П. Метеориты и земная кора. — «Известия АН СССР, серия геол.», 1959, № 10, с. 5—27.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Чтения им. В. И. Вернадского, I. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. — «Геохимия», 1961, № 1, с. 3—29.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. 215 с.

Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. — «Геохимия», 1965, № 7, с. 779—790.

Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973. 208 с.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. Пер. с англ. под ред. И. Д. Рябчикова. М., «Мир», 1968. 335 с.

Гутенберг Б. Физика земных недр. Пер. с англ. под ред. Ю. В. Ризниченко. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Гутенберг Б., Рихтер К. Ф. Сейсмичность Земли. Пер. с англ. под ред. Е. Ф. Саваренского. М., Изд-во иностр. лит., 1948. 160 с.

Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 278 с.

Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. Пер. с англ. под ред. В. И. Кейлиса-Борока и В. А. Магницкого. М., Изд-во иностр. лит., 1960. 485 с.

Дорман Д. Данные о поверхностных волнах и верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Пер. с англ. под ред. Е. В. Артюшкова, В. И. Буна, Е. Н. Люстиха, Ю. М. Шейнманна. М., «Мир», 1972, с. 215—221.

Земная кора и верхняя мантия. Под ред. П. Харта. Пер. с англ. под ред. Е. В. Артюшкова, В. И. Буна, Е. Н. Люстиха, Ю. М. Шейнманна. М., «Мир», 1972. 640 с.

Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. — Сб. под ред. Н. А. Беляевского. М., «Наука», 1972. 238 с.

Зимин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973. 251 с.

Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971. 166 с.

Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 33, вып. 4, 1958, с. 25—38.

Косминская И. П. Классификация структур земной коры по сейсмическим данным. — «Бюлл. Совета по сейсмологии», 1963, № 15, с. 95—100.

Лутц Б. Г. Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов. — «Вестник АН СССР», 1973, № 10, с. 28—36.

Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 33, вып. 4, 1958, с. 39—49.

Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 278 с.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.

Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. Чтения им. В. И. Вернадского, VIII. М., «Наука», 1968. 29 с.

Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., «Мир», 1964. 384 с.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. Пер. с англ. под ред. Г. Н. Петровой. М., «Мир», 1965. 347 с.

Палеомагнетизм. — Сб. под ред. Г. Н. Петровой. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 408 с.

Поляк Б. Г., Смирнов Л. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — «Геотектоника», 1968, № 4, с. 3—19.

Проблемы глубинного теплового потока. — Сб. под ред. Е. А. Любимовой. М., «Наука», 1966. 142 с.

Ранкорн С. К. Палеомагнитный вектор. Земная кора и верхняя мантия. — Сб. под ред. П. Харта. М., «Мир», 1972, с. 378—389.

Сафронов В. С. Начальное состояние Земли и некоторые черты ее эволюции. — «Физика Земли», 1972, № 7, с. 35—41.

Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. Чтения им. В. И. Вернадского, XIII. М., «Наука», 1973. 34 с.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. — «Геология и геофизика», 1972, № 12, с. 37—42.

Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. — Сб. под ред. Н. А. Беляевского. М., «Наука», 1973. 111 с.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Сб. под ред. Е. И. Гальперина и И. П. Косминской. М., «Наука», 1964. 308 с.

Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 г. — «Труды Второго вулканолог. совещ.», т. 111. М., «Наука», 1966, с. 8—25.

Ферсман А. Е. Геохимия. Т. I. М.—Л., Госхимтехиздат, 1933, 328 с.

Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). — «Известия АН СССР. Физика Земли», 1967, № 1, с. 86—108.

Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л., 1967. 251 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 256).

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 231 с.

Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. — «Геотектоника», 1970, № 4, с. 5—32.

Шейнманн Ю. М. Различия материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли. — «Геотектоника», 1972, № 6, с. 29—44.

Шейнманн Ю. М. Новая глобаль-

ная тектоника и действительность. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 48, вып. 5, 1973, с. 5—28.

Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. Изд. 3. М., Изд-во АН СССР, 1957. 140 с.

Яновский Ю. М. Земной магнетизм. М., Гостеоретиздат. 1953. 592 с.

Berry M. J., Knopoff L. Structure of Upper Mantle under the Western Mediterranean basin. Journ. Geophys. Res., vol. 72, N 14, 1967, p. 3613—3626.

Coast to coast tectonic study of the United States. UMR Journ., N 1, 1968. 156p.

Continental Margins and Island Arcs. Symposium., Canadian Journ. of Earth Sciences, vol. 5, N 4, 1968, p. 963—1129.

Cook K. L. The problem of the mantle-crust mix: lateral inhomogeneities in the Earth's mantle. Advances in Geophys., vol. 9, 1962. p. 295—360.

Crust of the Pacific Basin. Symposium G. A. MacDonald and H. Kuno, ed. Geophys. Monogr. 6, Am. Geophys. Un., Wash., 1962, 195p.

Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Symposium, Geophys. Monogr. 12, Am. Geophys. Un., Wash., 1968, 522p.

Deep-seated foundations of Geological Phenomena. Tectonophysics, vol. 7, N 5—6, Special Issue, 1969, p. 357—610.

Earth beneath the Continents. Geophys. Monograph. 10, Am. Geophys. Union, Washington, 1966, 1—663.

Earth's Crust and Upper Mantle. P. Hart, ed. Geophysical Monograph, 13. Am. Geophys. Un., Wash., 1969. 735 S.

East African Rifts, R. Girdler, ed. Developments in Geotectonics, 7, Elsevier, Amsterdam, 1972, 179S.

Fox P. J., Ruddiman W. F., Ryan Wm. B. F., Heezen B. C. The geology of the Caribbean crust, I; Beata ridge, Tectonophysics, 10, 1970, p. 495—513.

Fox P. J., Schreiber E., Heezen B. C. The geology of the Caribbean crust, II; Tertiary Sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge. Tectonophysics, vol. 12, N 2, 1971, p. 89—109.

Heezen B. C., Gray C., Segre A. G., Zarudski E. F. Evidence of founded continental crust beneath the Central Tyrrhenian Sea. Nature, vol. 229, N 5283, 1971, p. 327—329.

Lee W. H. K. On the global variations of Terrestrial heat-flow. Phys. of the Earth and Planetary Interiors, vol. 2, N 5, 1970, p. 332—341.

Lubimova E. A., Polyak B. G. Heat-flow map of Eurasia. The Earth's Crust and Upper Mantle Geophys. Mon. 13, Washington, 1969, p. 82—88.

Press F. Regionalized Earth Models. Journ. Geophys. Res., vol. 75, N 32, 1970, p. 6575—6581.

Ronov A. B., Yaroshevsky A. A. Chemical composition of the Earth's Crust. The Earth's Crust and Upper Mantle. Geophys. Monogr., 13. Am. Geophys. Union, Wash., 1969, p. 37—57.

Sclater J. G. New perspectives in terrestrial heat flow. The Upper Mantle. A. Ritsema, ed. Developments in Geotectonics, 4. Elsevier, Amsterdam, 1972, p. 257—291.

Upper Mantle. A. R. Ritsema, ed., Developments in Geotectonics. 4, Elsevier, Amsterdam, 1972, 637S.

Vacquier V. Geomagnetism in Marine Geology. Elsevier, Amsterdam, 1972, 185S.

Van Hilten D. Evolution of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism. Tectonophysics, vol. 1, N 1, 1964, p. 3—71.

К главе 14

Новейшие взгляды в геотектонике

Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 45, вып. 4, 1970, с. 92—114.

Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Наука», 1973, с. 60—99.

Вегенер А. Происхождение материков и океанов. Пер. с 3-го нем. изд. Берлин, «Восток», 1923. 158 с.

Дрейф континентов. — В кн.: Горизонтальные движения земной коры. Под ред. С. Ранкорна. Пер. с англ. под ред. Е. Н. Люстиха. М., «Мир», 1966. 232 с.

Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., «Мир», 1974, с. 191—249.

Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., «Мир», 1974, с. 266—288.

Кропоткин П. Н. Проблема дрейфа материков (мобилизма). — «Физика Земли», 1969, № 3, с. 3—18.

Кропоткин П. Н. Динамика земной коры. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Наука», 1973, с. 27—59.

Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Статья 1. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 10, вып. 1, 1965, с. 5—27. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол. т. 10, вып. 2, 1965, с. 5—21.

Новая глобальная тектоника (тектоника плит). — Сб. статей. Пер. с англ. К. Л. Волочковича и Г. И. Денисовой. Под ред. и с предисл. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., «Мир», 1974. 471 с.

Петрушевский Б. А. О некоторых принципиальных возражениях против идей мобилизма. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 17, вып. 5, 1972, с. 125—138.

Проблемы перемещения материков. — Сб. под ред. Ю. М. Шейнманна. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 367 с.

Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под ред. П. Харта. Пер. с англ. под ред. Е. В. Артюшкова, В. И. Буна, Е. Н. Люстиха и Ю. М. Шейнманна. М., «Мир», 1972, с. 481—550.

Хайн В. Е. О новой глобальной тектонике. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Наука», 1973, с. 5—26.

Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. Статья 1. — «Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», т. 48, вып. 5, 1973, с. 5—28.

Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the New Global Tectonics. Journ. Geophys. Res., vol. 75, N 14, 1970, p. 2625—2647.

Diets R. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, vol. 190, 1961, p. 854—857.

Einarsson Tr. The Icelandic fracture system and the inferred causal stress field. Iceland and Mid-Ocean ridges. Symposium. Reykjavik, 1967, p. 128—141.

Fischer A. G., Heezen B. C. et al. Geological history of the Western North Pacific. Science, vol. 168, 1970, p. 1210—1214.

Hayes D. E., Heirztler J. K. Magnetic anomalies and their relation to the Aleutian Island Arc. Journ. Geophys. Res., vol. 73, N 14, 1968, p. 4637—4646.

Heezen B. C. Inland and marginal seas. The Upper Mantle. A. R. Ritsema ed., Developments in Geotectonics, 4, Elsevier, 1972, S. 293—308.

Heezen B. C., Gray C., Segre A. G., Zarudski E. F. Evidence of foundered continental crust beneath the Central Tyrrhenian Sea. Nature, vol. 229, N 5283, 1971, p. 327—329.

Hess H. H. History of ocean basins. «Petrological Studies», Geol. Soc. Am., 1962, p. 599—620.

Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res., vol. 73, N 18, 1968, S. 5855—5900.

Karig D. E. Structural history of the Mariana Island Arc System. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 82, N 2, 1971, p. 323—344.

Le Pichon X. Models and structure of the oceanic crust. Tectonophysics, 7 (5—6), 1968, S. 385—401.

Mantura A. J. Geophysical Illusions of Continental Drift. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., vol. 56, N 8, 1972, p. 1552—1556.

Mantura A. J., New Global Tectonics and «The New Geometry». Bull. Am. Ass. Petr., Geol., vol. 56, N 12, 1972, p. 2451—2455.

Maxwell J. C. Continental drift and a dynamic Earth. Amer. Scientists, vol. 56, N 1, 1968, p. 35—51.

Maxwell J. C. The Mediterranean, Ophiolites and Continental drift. The Megatectonics of Continents and Oceans. H. John-

son, B. Smith, eds. Rutgers Univ. Press., New-Brunswick, 1969, p. 167—193.

Meyerhoff A. A., Harding J. L. Some problems in current concepts of continental drift. *Tectonophysics*, vol. 12, 1971, p. 235—260.

Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. «The New Global Tectonics»: major inconsistencies. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 56, 1972, p. 296—336.

Oliver J. L., Sykes J., Isacks B. Seismology and new global tectonics. *Tectonophysics*, vol. 7, N 5—6, 1969, p. 527—541.

Pitman III W. C., Hayes D. E. Sea-floor spreading in the Gulf of Alaska. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 73, N 20, 1968, p. 6571—6580.

Sclater J. G. New perspectives in terrestrial heat flow. *The Upper Mantle*. A. R. Ritsema, ed. *Developments in Geotectonics*, 4, Elsevier, 1972, p. 257—291.

Sigurgeirsson T. Aeromagnetic surveys of Iceland and its neighbourhood. *Iceland and Mid-Ocean ridges. Symposium*. Reykjavik, 1967, p. 91—96.

Smith A. G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 82, N 8, 1971, p. 2039—2070.

Strakhov V. N., Lapina M. I., Mirlin E. G. On the probable nature of magnetic anomalies in the Atlantic Rift Zone., *Phys. Earth and Planet. Interiors*, vol. 4, N 5, 1971, p. 381—405.

Symposium on the Problem of Oceanization in the Western Mediterranean. *Verhandel. Koninkl. Nederl. geol. mijnb. Genootschap.*, Deel 26, 1969, 165 p.

Van Hilten D. Evaluation of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism. *Tectonophysics*, vol. I, N 1, 1964, p. 3—71.

Vine F. J. Spreading of the ocean floor; new evidence. *Science*, vol. 154, N 3755, 1966, p. 1405—1415.

Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 1963, p. 947—949.

Wesson P. S. Objections to continental drift and plate-tectonics. *J. of Geology*, vol. 80, N 2, 1972, p. 185—197.

Wilson J. T. Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies.

Science, vol. 150, N 3695, 1965, p. 482—485.

Zidarov D. Paleomagnetic data analyses and the continent's drift. *Pure and Appl. Geophys.*, vol. 89, VI, 1971, p. 126—133.

К главе 15

Поиски синтеза

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. — «Физика Земли». 1968, № 9, с. 3—17.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостоптехиздат, 1947. 376 с.

Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Наука», 1973, с. 60—99.

Белоусов В. В. О причинах эндогенных процессов. — «Вестник МГУ, геология», 1973, № 2, с. 20—36.

Дели Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. Пер. с англ. под ред. А. П. Герасимова. М., ОНТИ, 1935. 591 с.

Лутц Б. Г. Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов. — «Вестник АН СССР», 1973, № 10, с. 28—36.

Люстих Е. Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры. — «Известия АН СССР, серия геоф.», 1959, № 11, с. 1542—1549.

Люстих Е. Н. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения. — «Советская геология», 1961, № 6, с. 28—52.

Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. — Докл. АН СССР, т. 188, № 2, 1969, с. 338—341.

Bonatti E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges. *J. Geophys. Res.*, vol. 76, N 17, 1971, p. 3825—3831.

Meyerhoff A. A. and Meyerhoff H. A. «The new global tectonics» major inconsistencies. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 56, 1972, p. 296—336.

Richiey J. E. Scotland: The Tertiary volcanic districts. *British regional geology*. Edinburgh, 1948, 105 p.

- Авлакогены 98, 105
 Адвективные движения 78
 Адвективные структурные формы 78
 Альпийский цикл — см. Эндегенные циклы
 Асейсмичные хребты 144, 149, 152, 154, 155
 Аспидная (нижнетерригенная, сланцево-граувак-
 ковая) формация 83, 87
 Астенолиты 224, 225
 Астеносфера 193, 194, 197, 198, 200—203, 211,
 212, 240, 243—245
 Астеносферный диапиризм (диапир) 222, 223,
 224—233, 239, 240, 244
 Атлантическая схема ритмичности 135, 137, 138
 Атлантический режим окраин материков — см.
 Материновые окраины
 Атоллы 145
- Базальтовая кора океанов 192, 237, 238
 Базальтовый (гранулит-базитовый) слой 165,
 188—190, 191, 192, 201, 232
 Базификация (океанизация) континентальной ли-
 тосферы 223—225, 238—240, 243, 245
 Байкальский цикл — см. Эндегенные циклы
- Вертикальные (радиальные) тектонические дви-
 жения 8, 232
 Верхнетерригенная формация 84
 Верхняя моласса — см. Молассовая формация
 Внешнее ядро Земли — см. Ядро Земли
 Внутреннее ядро Земли — см. Ядро Земли
 Внутренние (срединные) моря 145, 159, 165, 208,
 209, 222
 Внутригеосинклинальные прогибы — см. Интра-
 геосинклинали
 Волновод — см. Астеносфера
 Вращение Земли 169—171
 Второй (плато-базальтовый) слой океанической
 коры 145, 146, 149—151, 163, 222, 224
- Габбро-плагиогранитовая формация 84
 Геоантиклинали 92
 Геологическая история океанов 163
 Геометрическая структурированность рельефа 29
 Геономия 7, 204
 Геосинклинали 56—60, 76, 82, 86, 87, 88—92,
 99, 100, 115, 116, 126, 127—131, 133—137,
 152, 160, 202—204, 209—211, 214, 215, 220—
 221, 223, 225, 233—236
 Геосинклинально-инверсионная стадия — см. Ин-
 версионная стадия геосинклинальных режимов
 Геосинклинально-платформенная стадия развития
 тектоносферы 220, 223, 236, 242, 243
 Геосинклинальные области 91
 — пояса 91, 126—128, 213
 — режимы 41, 80—82, 93, 94, 99—101, 125—130,
 131, 138, 220, 224, 236, 242
 — системы 91
 Геотектонические циклы, или этапы 6
 Геотектоническое районирование 7
 Геотермический градиент 73, 176, 196, 202
 Герцинский эндогенный цикл — см. Эндегенные
 циклы
 Гийоты 145, 146, 148, 149, 156, 164, 165
 Гипотеза горизонтальных перемещений матери-
 ков — см. Новая глобальная тектоника
 Глубинная складчатость 72, 73, 86, 87, 103
 Глубинные взрезы — см. Общекоровые взрезы
 — диапиры 69, 70, 75—78, 79, 81, 86, 124, 231,
 232
 — надвиги — см. Общекоровые надвиги
 — разломы 29, 30, 32, 82—84, 86, 103, 124, 125,
 127, 129, 130, 139, 221, 224, 232, 236
 Глубоководные впадины 222
 — желоба 40, 116, 122, 144, 156, 191, 207—209,
 215, 216, 239, 240
- Глубокофокусные землетрясения 173
 Глыбовая складчатость — см. Складчатость
 Глыбовые движения 84, 173
 — складки 43—47, 53, 54, 87, 88, 96, 99, 103
 — хребты 155, 156, 164
 Горизонтальное сжатие 61
 Горизонтальные коровые движения 9, 244
 Горст-антиклинорий 103
 Горсты 105, 110, 129, 154—156
 Грабен-синклинорий 103
 Градиенты (контрастность) скорости вертикаль-
 ных волновых, глыбово-волновых колебатель-
 ных движений 16, 27, 28, 33, 81, 82, 84, 87,
 93, 97, 98, 130—132, 134, 135, 139, 199, 220,
 223—226, 231, 233
 — мощностей 132
 — новейших колебательных движений 21
 Гранито-гнейсовый (гранитный) слой 188—190,
 191—193, 199, 201, 202, 214, 221, 231, 232, 238
 Гранулит-базитовый слой — см. Базальтовый
 слой
- Диапировые купола 9, 50, 51, 54, 93, 157
 Древние платформы — см. Платформы
 Дрейф материков — см. Новая глобальная тек-
 тоника
- Земная кора 169, 171—173, 180, 184, 185—187,
 189, 196, 202, 206, 221, 222, 231, 232, 238
 — — материковая (континентальная) 185, 187—
 188, 190—192, 195, 196, 199, 200—202, 209—
 211, 222, 225, 231, 237—240, 244, 245
 — — океаническая 186, 187, 190—192, 214,
 219, 221, 222, 225, 237, 239, 245
 — — субконтинентальная 190, 192
 — — субокеаническая 191, 222
 Земной эллипсоид 167—170
 Зонная плавка 241
 Зоны (разрывы) Бенъофа 9, 39, 40, 173, 206, 208,
 243, 244
- Известняковая формация 87
 Изостатическая модель:
 — Пратта 188
 — Эри 187, 188
 Импульсивность глубинных процессов 139
 Инверсионная стадия геосинклинальных режи-
 мов 84, 94, 99, 100, 127, 130, 133—137, 139,
 199, 202, 226, 232, 234
 Инверсия вертикальных движений 46
 — магнитного поля Земли 178—180
 — плотностей 48, 49, 62, 64, 75, 78, 79, 198, 222,
 223, 233, 237
 Интрагеосинклинали 83, 84, 86, 87—89, 91,
 101, 102, 129, 130, 244
 Интрагеосинклинали 22, 83, 84, 86, 88, 89, 91,
 92, 94, 102, 130, 134, 137, 225, 231, 234, 244
- Каледонский (нижнепалеозойский) цикл — см.
 Эндегенные циклы
 Карельский эндогенный цикл — см. Эндегенные
 циклы
 Киммерийский (мезозойский) цикл — см. Эндо-
 генные циклы
 Колебательные движения земной коры (волно-
 вые, эпейрогенические) 8—13, 18, 24—26, 57,
 220
 — — волновые (глыбово-волновые) 8, 24, 25,
 27, 28, 57, 61, 76, 130, 139, 233
 — — общие 24—26, 233
 Конвекция гравитационная (адвекция) 49, 50, 78
 Континентальное подножие 144, 145
 Континентальный склон 144—146, 192

Контракционная гипотеза 160, 214, 218
 Контрастность колебательных движений — см. Градиенты скорости вертикальных волновых, глыбово-волновых колебательных движений
 Коровые движения:
 внутрикоровые 9, 13, 43
 общекоровые 8—13
 Коро-мантийная смесь 238, 239
 Космогоническая теория О. Ю. Шмидта 222
 Краевые моря 145, 156, 159, 163, 200, 208, 209, 222
 — плато 114, 115
 — прогибы 84, 86, 89, 102, 103, 130, 234, 244

Лагунная формация 99, 100
 Лептогеосинклинали 83
 Линеаменты 29
 Линейность тектонических зон, структур 125, 224
 Литосфера 198, 200, 201, 206—208, 222, 223, 233, 234, 236—238, 243, 244
 — континентальная 207, 209, 210, 212, 213, 223, 224, 238
 — океаническая 206—208, 209—215, 223, 224, 239
 Литосферные пластины — см. Тектоника пластин
 Ложе Мирового океана 144, 145, 152

Магматические диапиры 103
 Магнитное поле Земли 177—180, 182, 184, 206
 Магнитные (палеомагнитные) полюса Земли 179—181, 182, 183
 Мантия Земли:
 верхняя 169, 171—174, 184—188, 192—200, 220—223, 237, 240—243
 материковая 195, 199, 201, 211, 221, 243, 244
 нижняя 169, 172, 177, 222, 223, 240—242, 244
 океаническая 195, 199, 201, 213, 221, 243, 244
 Материк «Пангеа» 183
 Материковые окраины 112, 113, 190—192
 — атлантический тип 113, 114, 122, 123, 145, 157, 163, 165, 207, 222, 244
 — тихоокеанский тип 113, 115, 116, 123, 145, 163, 164, 173, 200, 206—209, 222, 239, 243, 244
 Межгорные прогибы 76, 101—103, 234, 244
 Мезозойский (киммерийский) цикл — см. Эндогенные циклы
 Методы изучения колебательных движений:
 геодезический 13, 14
 геологические 13, 14, 18
 геоморфологический 13, 14, 18
 исторический 13
 мощностей 22
 объемный 23, 24
 фаций 23
 Минералы-палеотермометры 202
 Мيوгеосинклинали 86—88
 Мيوгеосинклиальный режим 81, 82, 87, 88, 89, 100, 130, 131, 135
 Молассовая формация:
 верхняя моласса 99, 101
 нижняя моласса 99, 101
 Моря средиземного типа 145, 149, 156, 200

Неотектоническая активизация 18, 242, 244
 Неотектонический этап 18, 21
 Неустойчивая протогееосинклиальная стадия 125
 Нежесткогеригенная формация — см. Аспидная формация
 Нижняя кора — см. Базальтовый слой
 Новая глобальная тектоника 9, 60, 205—210, 212—219, 221, 222, 225, 239, 244
 Новейшие колебательные движения 13, 14, 17—19, 21, 28

Обращенные антиклинории 86, 103
 — синклинории 86, 103
 Обрушение кровли интрузии 237
 Общая инверсия тектонического режима 101, 134, 135, 137, 139
 Общекоровые (глубинные) взрезы 29, 30, 32, 33, 38, 39, 41, 99

Общекоровые (глубинные) раздвиги 9, 41
 — сбросы 9, 30, 40
 — сдвиги 9, 29, 34, 38
 Общекоровые надвиги 9, 30, 39, 40, 173
 Объемный метод изучения древних колебательных движений — см. Методы изучения колебательных движений
 Океанические возвышенности 144
 — котловины (впадины) 144, 152, 154, 157, 164, 188
 — окраины — см. Материковые окраины
 — платформы 152
 Окраинные моря 116, 145, 147, 165
 Орогенная активизация платформ — см. Орогенные режимы
 Орогенные прогибы 102, 130
 Орогенный режим 81, 82, 98—101, 105, 111, 125, 127, 130, 131, 138, 139, 220, 221, 223, 224, 232—234, 236, 242
 — эпигеосинклиальный 81, 90, 99, 100, 101, 103, 130, 137, 138, 173, 232
 — эпиплатформенный 81, 99, 100, 101, 103, 104, 131, 138, 173, 232, 236
 Оси растекания литосферы 214, 215
 Остаточная намагниченность пород 177—179
 Островные дуги 116, 191, 210
 первого типа 116—122, 243
 второго типа 116—122, 199
 Относительные поднятия земной коры 25
 Офиолитовая стадия эвгеосинклиального режима 83, 124, 133, 134, 225, 232—234
 — формация 84

Пангеосинклиальная (пермобильная) стадия развития земной коры 124, 220, 223, 236, 242, 245
 Парагеосинклинали 87, 88, 101, 130
 Парагеосинклиальный режим 81, 82, 87, 88, 90, 91
 Первый (осадочный) слой океанической коры 145—146
 Передовые прогибы 101—103, 130, 158, 188, 189
 Перемещение географических полюсов Земли 180—182
 — магнитных полюсов Земли 178—183
 Пермобильная стадия — см. Пангеосинклиальная стадия развития земной коры
 Плато-базальтовый слой океанической коры — см. Второй слой океанической коры
 Плато-базальтовый (трапповый) режим 82, 111, 112
 Платформенные режимы 41, 81, 92—94, 97, 99—101, 111, 125, 126, 128, 132, 138, 220, 223, 236, 243
 Платформенный осадочный чехол 98
 Платформы 26, 46, 47, 87, 88, 91, 93—95, 98, 103, 125—127, 128—130, 134, 152, 160, 177, 190, 193, 220, 223, 233, 243
 — древние 93, 94, 95—98, 100, 111—113, 124, 126, 131, 158, 177, 188,
 — молодые 93—98, 100, 112, 124, 126—128, 130, 131, 214, 221, 236
 — эпигерцкие 94, 96, 97, 126, 130, 236
 — эпикаледонские 94, 126, 236
 — эпикарельские 93
 — эпимезозойские (эпикиммерийские) 41, 81, 82, 92—95, 126
 Плейт-тектоника — см. Тектоника пластин
 Подводные горы 145, 146, 149, 156, 164
 — окраины 144
 Полярное сжатие (сплюснутость) Земли 169, 170, 173
 Полярный радиус Земли 169
 Правило Карпинского 94
 Приразломные прогибы 32
 Проницаемость земной коры 80—81, 130, 225, 231
 — — — рассеянная 80—81, 83, 224, 225
 — — — сосредоточенная 80—81, 99, 225, 226, 232, 234
 Протогееосинклинали 124, 125
 Протогееосинклиальная стадия развития тектоносферы 220, 223
 Протоплатформы 124, 125

Размеры и формы Земли 169, 170
 Разрывные деформации 81, 82, 87, 93
 Растекание океанического дна (теория спрединга) 9, 60, 150, 179, 205, 206, 209, 210, 215—217

Режим древних платформ — см. Платформенные режимы
 Режимы магматической активизации платформ 81, 82, 105, 112, 138, 220, 236
 Режимы окраин материков 81, 82, 105, 112, 113, 138, 156, 173
 — — — атлантического типа 81—82, 113—116
 — — — тихоокеанского типа 82, 113—116, 120, 123
 Режим молодых платформ — см. Платформенные режимы
 Режим срединных массивов 81, 82, 88
 Рифтовый режим 41, 81, 82, 100, 104—106, 112, 131, 138, 139, 153, 220, 221, 224, 232—234
 Рифты 40, 41, 105, 111, 131, 175, 193, 194, 198, 233, 240

Свободные колебания Земли 173
 Сдвиговые перемещения 37, 38, 155, 172, 173, 232, 233
 Сейсмическая энергия Земли 172, 173
 Сейсмические разделы:
 II-го порядка 171, 172, 186, 193
 Конрада 190, 191
 I-го порядка (раздел Мохо, Мохоровичича) 171, 172, 188, 190, 192—194
 Сейсмический волновод — см. Астеносфера
 Складчатая зона 87
 Складчатость:
 геосинклинальная 103
 глубинная 43, 76—78, 86, 220
 глыбовая 43, 54—56, 61, 76, 87, 89, 93, 96, 103
 нагнетания 43, 47—49, 51, 52—56, 61, 75—78, 86—88, 93, 99, 100, 102—103
 общего смятия 43, 54—57, 60—62, 76—78, 86, 99, 103, 220, 231, 244
 орогенная 103
 Слой Голицына
 Слой частичного плавления перидотита — см. Астеносфера
 Состав верхней мантии
 — — — континентов 185, 194
 — — — океанов 186
 Состав Земли 184
 Состав земной коры
 — — — континентов (материков) 185, 187, 195
 — — — океанов 185, 190
 Спилит-кераатофировая (спилит-диабаз-кераатофировая) формация 83
 Сплюснутость Земли — см. Полярное сжатие Земли
 Срединные массивы 88—92, 102, 103, 110, 112, 127, 130, 131, 2221
 Срединные океанические хребты 144—147, 150, 152—154, 163, 164, 173, 190, 193, 195, 200, 201, 203, 205—210, 214—216, 222, 224, 238—240
 Средний тепловой поток Земли 175, 221
 Средняя плотность:
 Земли 173, 240
 земной коры 173
 литосферы 237
 Стадия компенсированного прогибания миеогеосинклинального режима 87, 133, 134
 Субгеоантиклинали 92, 94, 97, 125
 Субгеосинклинали 92, 94—97, 125
 Субдукция 207, 208, 209
 Субконтинентальная кора 190, 191
 Субокеаническая кора 191, 238

Тектоника пластин (плейт-тектоника) 60, 205, 208, 210, 212, 213, 215, 217
 Тектонические покровы 78, 87, 160
 — — — гельветского типа 64, 70, 78, 160
 — — — пеннинского (глубинного) типа 70, 78
 Тектоносфера 116, 169, 187, 189, 193, 196—198, 200, 202, 205, 210, 219, 236, 242, 245
 — материковая 202, 211, 212, 219—222, 236, 237, 242
 — океаническая 202, 203, 211—215, 221, 222, 236, 237, 245
 Теория спрединга — см. Растекание океанического дна
 Тепловой режим Земли 175
 — — — тектоносферы 200
 Термальная энергия Земли 175
 Терригенная флишевая формация 84, 88
 Тихоокеанская схема ритмичности 135—138
 Тихоокеанский (кайнозойский) цикл — см. Эндогенные циклы

Трансформные разломы 164, 207
 Третий (океанический) слой океанической коры 145, 150, 163, 190, 224

Устойчивая геосинклинально-платформенная стадия развития земной коры 125, 126—128, 129, 130, 132
 Устойчивые интрагеоантиклинали 89

Фашиальные зоны 23
 Фаши отложений 23
 Форма Земли — см. Размеры и форма Земли

Хондритовая модель Земли 184

Центральные поднятия 84—86, 88, 100, 102, 103, 130, 134, 160, 231, 234, 244
 Цикл общих колебаний 26, 27

Частная инверсия геотектонического режима — см. Инверсионная стадия геосинклинальных режимов

Шельф 143, 144, 148, 154, 157
 Шовные глыбовые поднятия 154
 Штамповые складки — см. Глыбовые складки

Щиты 96, 124, 189, 190, 193, 200, 201, 203, 213

Эвгеосинклинали 83, 86, 87, 124, 131, 195, 199, 209
 Эвгеосинклинальный режим 81, 83, 84, 87—89, 91, 100, 124, 131, 133, 224, 225, 233, 234, 236, 244
 Эвенты — см. Инверсия магнитного поля Земли
 Эволюция эндогенных режимов материков 124, 126
 Эвстатические колебания 17, 18
 Экзотектонические движения 8
 Эндогенная ритмичность 132, 133, 137, 240—242
 — цикличность 132, 133, 241
 Эндогенные режимы 80, 81, 112, 127, 165, 202, 203, 220, 223, 240, 242
 Эндогенные циклы:
 альпийский 82, 94, 95, 127, 135—138, 181, 233
 байкальский (докембрийский) 82, 94, 95, 125, 233
 герцинский (средне-верхнепалеозойский) 82, 88, 94, 95, 101, 102, 181, 233
 каледонский (нижнепалеозойский) 82, 88, 94, 95, 101, 181
 карельский 93, 125
 киммерийский (мезозойский) 82, 127, 137, 138
 тихоокеанский (кайнозойский) 82, 137
 Энергия гравитационной дифференциации 175, 176
 Эпигерцинские молодые платформы 94, 97
 Эпикаледонские молодые платформы 94
 Эпикаральские древние платформы 93
 Эпиконтинентальные моря 139
 Эпипротерозойские (эпикальские) древние платформы 94
 Эпохи инверсий магнитного поля:
 Брюнеса 178, 207, 215
 Гаусса 178, 207, 215
 Гильберта 178, 207
 Матюяма 178, 207, 215

Ядра нагнетания 47, 48, 52
 — протыкания 47, 49, 52
 Ядро Земли 171—172, 173, 180, 185, 240—244, 345

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	6
Содержание геотектоники	6
Типы тектонических движений	7

ЧАСТЬ I.**ТЕКТОНИКА МАТЕРИКОВ**

РАЗДЕЛ А. ОБЩЕКОРОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ	13
ГЛАВА 1. КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ	13
Категории колебательных движений	13
Современные колебательные движения	14
Новейшие колебательные движения	18
Древние колебательные движения	21
Общие свойства древних колебательных движений земной коры	24
ГЛАВА 2. ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ	29
Общие замечания	29
Общекоровые, или глубинные, взрезы	30
Общекоровые сдвиги	34
Общекоровые надвиги	39
Общекоровые сбросы	40
Общекоровые раздвиги	41
РАЗДЕЛ Б. ВНУТРИКОРОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ	43
ГЛАВА 3. СКЛАДЧАТОСТИ ГЛЫБОВАЯ И НАГНЕТАНИЯ	43
Глыбовая складчатость	43
Складчатость нагнетания	47
ГЛАВА 4. СКЛАДЧАТОСТЬ ОБЩЕГО СМЯТИЯ	56
Общая характеристика	56
Методы восстановления истории складчатости общего смятия	56
Связь складчатости общего смятия с колебательными движениями	57
Происхождение складчатости общего смятия	60
ГЛАВА 5. ГЛУБИННАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О СКЛАДЧАТЫХ ДВИЖЕНИЯХ	72
Глубинная складчатость	72
Общие соображения о складчатых движениях	76
РАЗДЕЛ В. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВ	80
ГЛАВА 6. ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ МАТЕРИКОВ. ОБЩИЕ ДАННЫЕ. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ РЕЖИМЫ	80
Общая характеристика эндогенных режимов материков	80
Классификация эндогенных режимов материков	81
Класс геосинклинальных режимов	82
ГЛАВА 7. ПЛАТФОРМЕННЫЕ И ОРОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ	93
Класс платформенных режимов	93
Класс орогенных режимов	98
ГЛАВА 8. РЕЖИМЫ: РИФТОВЫЙ, МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИН	105
Рифтовый режим	105
Режимы магматической активизации платформ	111
Режимы окраин материков	113
ГЛАВА 9. ГЛАВНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭНДОГЕННОГО РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВ	124

Общая эволюция эндогенных режимов	124
Эндогенные процессы в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию	127
Условия перехода от одного режима к другому во времени . . .	130
Ритм эндогенных процессов	132

ЧАСТЬ II.

ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ

ГЛАВА 10. ОСАДКИ И ПОРОДЫ ДНА ОКЕАНОВ	143
Вступление	143
Первый (осадочный) слой океанической коры	145
Второй (платобазальтовый) слой океанической коры	149
ГЛАВА 11. ТЕКТОНИКА ДНА ОКЕАНА	152
Структуры океанического дна	152
Общие палеогеографические данные	157
Некоторые выводы о геологической истории океанов	163

ЧАСТЬ III.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ ЗЕМЛИ И ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

ГЛАВА 12. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ФОРМЕ, ВРАЩЕНИИ И СТРОЕНИИ ЗЕМНОГО ШАРА	169
Размеры и форма Земли	169
Вращение Земли	169
Внутреннее строение Земли, по данным сейсмологии. Сейсмичность Земли	171
Гравиметрические данные	173
Тепловой режим Земли	175
Магнитное поле Земли	177
Состав Земли	184
ГЛАВА 13. КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ (ТЕКТНОСФЕРА) ЗЕМЛИ	187
Строение и состав земной коры	187
Строение и состав верхней мантии	192
Тепловой режим тектоносферы	200
Некоторые выводы о строении и развитии тектоносферы	202
ГЛАВА 14. НОВЕЙШИЕ ВЗГЛЯДЫ В ГЕОТЕКТЕНИКЕ	204
Общие замечания	204
«Новая глобальная тектоника»	205
Критика «новой глобальной тектоники»	210
ГЛАВА 15. ПОИСКИ СИНТЕЗА: ВОЗМОЖНОСТИ И ЗАГАДКИ	219
Основные закономерности эндогенного развития	219
Общая схема глубинных процессов	222
Условия развития эндогенных режимов материков	224
Соотношения между эндогенными режимами материков	233
Условия разделения тектоносферы на материковую и океаническую	236
Дифференциация и общая эволюция земного шара	240
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	244
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	246
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	258
ПРИЛОЖЕНИЕ: «СХЕМА ТЕКТЕНИКИ ЗЕМЛИ»	вкладка

ВЛАДИМИР ВЛАДИМИРОВИЧ БЕЛОУСОВ

ОСНОВЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

Редактор издательства Л. В. Власова

Художник Ф. Н. Бубанов

Художественный редактор В. В. Быкова

График-иллюстратор А. Т. Царев

Технические редакторы: Т. Г. Сивова, В. Л. Прозоровская

Корректор В. П. Крымова

Сдано в набор 28/II 1975 г. Подписано в печать 16/VI 1975 г.
Т-10446. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 17 с двумя вкл. +
+ 0,5 цв. вкладка. Усл. п. л. 24,5. Уч.-изд. л. 27,86.
Тираж 10 000 экз. Заказ № 141/5218—1. Цена 2 р. 18 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В издательстве «Недра»

готовятся к печати новые книги

ГЕОЛОГИЯ Большого Кавказа. 25 л. с ил., 2 р. 85 к. Авт.: Аджигирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. М. и др.

Книга содержит систематическое описание истории геологического развития Большого Кавказа на основании обзоров стратиграфии, магматизма и тектоники каждого характерного этапа формирования этой области. Поэтапное рассмотрение геологических черт развития структурно-фациальных зон представляет хорошую основу для характеристики принципиальных особенностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых.

Книга написана на основе применения методически новых принципов анализа тектонической, структурно-фациальной и формационной зональности и истории развития, с учетом определяющих это развитие связей между деформациями и региональными разломными зонами различных геологических типов. Книга поможет стимулировать внедрение новых методов тектоно-фациального и формационного анализа и изучения размещения месторождений полезных ископаемых в других областях Советского Союза.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

ЛЕОНОВ Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. 14 л. с ил., 1 р. 54 к.

В монографии исследуется соотношение девонского орогенеза с предшествующим ему геосинклинальным развитием в складчатых каледонских областях земного шара. Рассмотрены каледониды Британских островов, Гренландии, Шпицбергена, Северных и Ньюфаундлендских Аппалачей, Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Юго-Восточного Китая (Катазин) и Австралии. Описан характер проявления девонских движений на древних платформах. Обоснован вывод о независимости девонского орогенеза от характера развития на предшествующих этапах — он является общепланетарным явлением, одновременно охватившим области с разной предысторией и структурой. При сопоставлении девонского орогенеза с явлениями неоген-четвертичной активизации рассмотрены важнейшие теоретические и практические следствия, вытекающие из такой постановки вопроса.

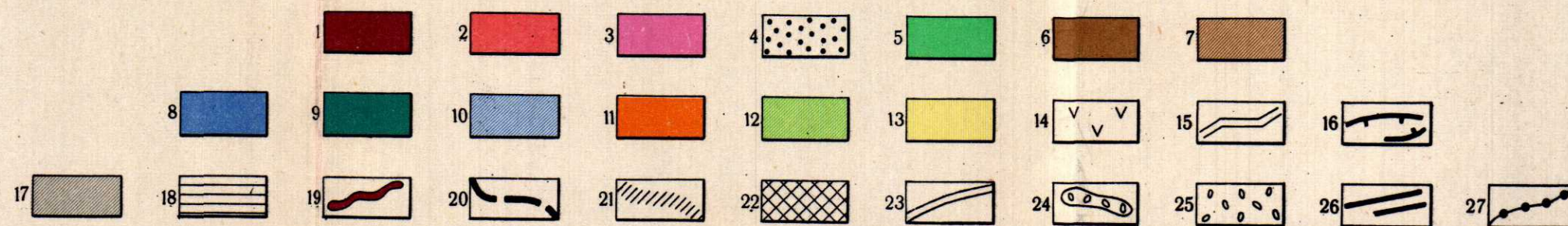
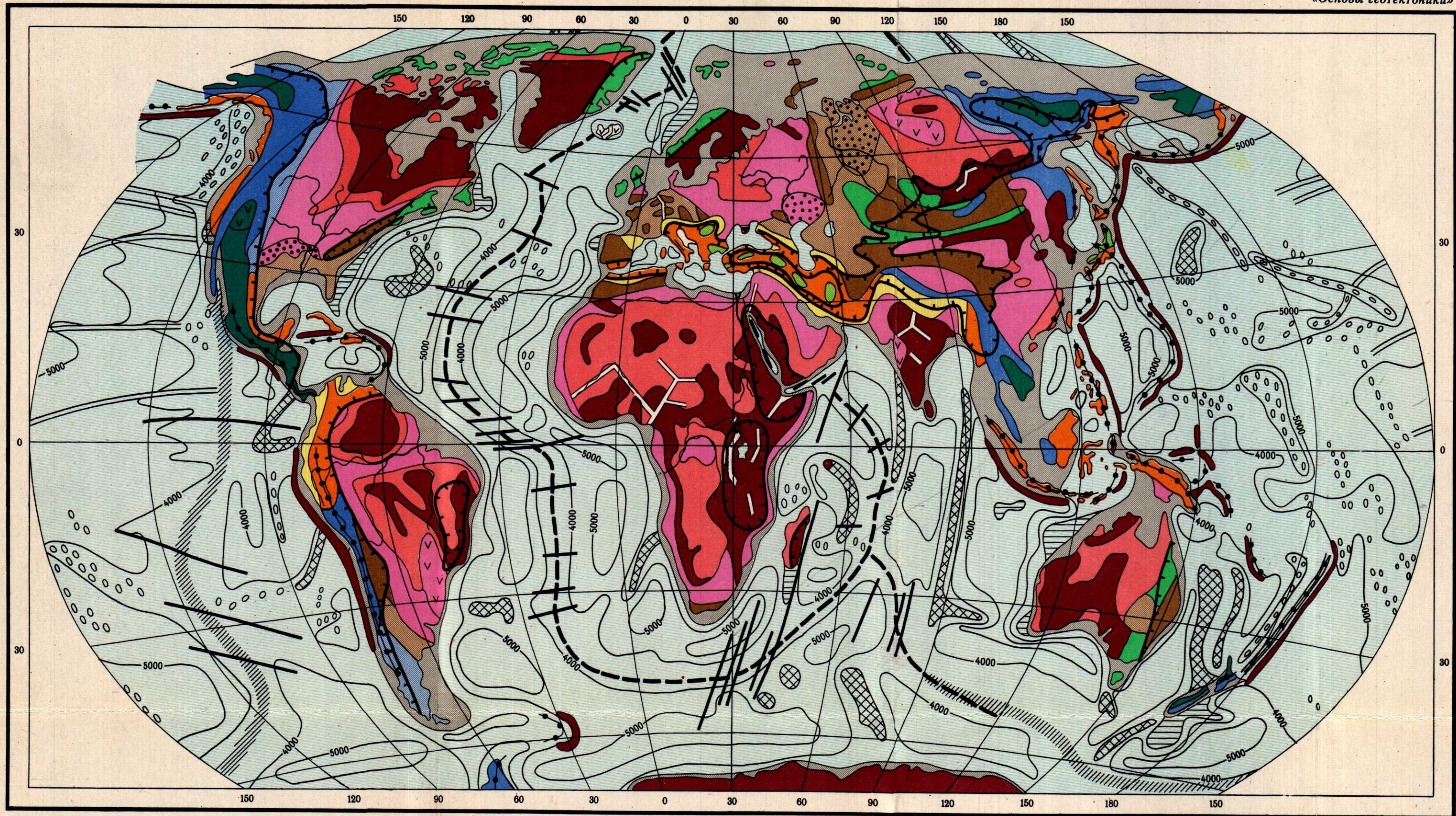
Книга рассчитана на широкий круг геологов, изучающих тектонику различных регионов земного шара.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «книга — почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В-178, В. О., Средний проспект, 61,

№ 59 — 127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»



км 1000 0 1000 3000 5000 км

Материки: 1 — щит, 2 — склон щитов и антеклизы древних платформ, 3 — синеклиза древних платформ, 4 — особенно глубокая синеклиза, 5 — каледонская геосинклиналь, 6 — герцинская геосинклиналь, 7 — эпипалеозойская платформа с осадочным чехлом, 8 — киммерийская геосинклиналь, 9 — срединный массив в киммерийской геосинклинали, 10 — передовой прогиб киммерийского орогена, 11 — альпийская и тихоокеанская геосинклиналь, 12 — срединный массив в альпийской и тихоокеанской геосинклиналях, 13 — альпийский и тихоокеанский передовой прогиб и парагеосинклиналь, 14 — платобазальты, 15 — крупный грабен, 16 — граница неотектонического орогенного

и рифтового пояса. Океаны и моря: 17 — шельф, 18 — краевое плато, 19 — глубоководный желоб, 20 — ось срединно-океанического хребта, осложненная грабенами, 21 — гребень срединно-океанического хребта (поднятия) без грабенов, 22 — глыбовый («сейсмичный») хребет, 23 — хребет-разлом в Тихом океане, 24 — цепь подводных и надводных вулканов, объединенных в гряду, 25 — отдельный подводный и надводный вулкан, 26 — крупный («трансформный») разлом, 27 — островные дуги II типа и вулканические гряды, сопровождающие тихоокеанские океанические окраины

2 р. 18 к.

1375

НЕДРА